



HAL
open science

Dynamique de mise en place des avalanches de débris sur les flancs aériens des volcans insulaires : le cas de La Réunion

Hélène Perinotto

► **To cite this version:**

Hélène Perinotto. Dynamique de mise en place des avalanches de débris sur les flancs aériens des volcans insulaires : le cas de La Réunion. Sciences de la Terre. Université de Bordeaux, 2014. Français. NNT : 2014BORD0414 . tel-01147436

HAL Id: tel-01147436

<https://theses.hal.science/tel-01147436>

Submitted on 30 Apr 2015

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

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

THÈSE PRÉSENTÉE
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE
L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

Sédimentologie et Paléoclimats

Hélène PERINOTTO

Dynamique de mise en place des avalanches de
débris sur les flancs aériens des volcans insulaires -
le cas de La Réunion

Sous la direction de : Jean-Luc SCHNEIDER
et Patrick BACHELERY

Présentée et soutenue publiquement le 11 décembre 2014 devant le jury composé de :

M. LALLEMAND, Pascal	Professeur, Univ. de Lyon	Rapporteur
Mme. LE FRIANT, Anne	Directeur de Recherche, IPGP	Rapporteur
M. van WYK DE VRIES, Benjamin	Professeur, Univ. de Clermont-Ferrand	Rapporteur
M. FABRE, Richard,	Professeur, Univ. de Bordeaux	Examinateur
M. MULDER, Thierry	Professeur, Univ. de Bordeaux	Examinateur

Sommaire

<i>Table des figures</i>	<i>IX</i>
<i>Table des tableaux</i>	<i>XV</i>
<i>Remerciements</i>	<i>XVII</i>
<i>Résumé / Abstract</i>	<i>XIX</i>
Introduction	1
CHAPITRE I	7
1 Les avalanches de débris : des écoulements gravitaires rapides	9
1.1 Découverte et définition	9
1.2 Exemple et dimension	10
1.3 Classification	15
1.3.1 La classification de Varnes, 1978	15
1.3.2 La classification de Hungr <i>et al.</i> , 2001	17
2 Processus de mise en place des avalanches de débris	19
2.1 Phase d'initiation	20
2.1.1 Les facteurs de préparation	20
2.1.2 Les facteurs déclenchants	22
2.2 Phase de propagation	25
2.3 Phase de dépôt	26
3 Caractéristiques générales des dépôts d'avalanches de débris	
3.1 Caractéristiques structurales	27
3.1.1 Terminologie	27
3.1.2 Les faciès caractéristiques	29
3.2 Géomorphologie des dépôts	31
3.2.1 Les dépôts subaériens	31
3.2.2 Les dépôts sous-marins	33
4 Le problème central des avalanches de débris : leur extrême mobilité	34
4.1 Les témoins de la mobilité	34
4.2 Les facteurs de mobilité	36
4.2.1 Rôle du volume rocheux	36
4.2.2 Rôle de la hauteur de chute	38
4.2.3 Rôle du contexte topographique	39

4.2.4	Rôle de l'état de fracturation initial du massif	40
4.2.5	Synthèse	45
4.3	Modèles proposés	41
4.3.1	La lubrification	41
4.3.1.1	Principe de lubrification	41
4.3.1.2	Les modèles de lubrification	42
4.3.2	La fluidification	45
4.3.2.1	Principe de fluidification	45
4.3.2.2	Les modèles de fluidification	46
4.3.3	Autres modèles	50
5	Les structures remarquables des dépôts d'avalanches de débris	57
5.1	Les figures d'éclatement	57
5.2	Les figures de friction et de cisaillement	58
5.2.1	Les plans de cisaillement	58
5.2.2	Les gouges	59
5.2.3	Les niveaux cataclasiques	59
5.2.4	Les stries	60
5.3	Les figures de fluidalité et d'étirement	61
5.3.1	Les injections et les imbrications	61
5.3.2	Les blocs étirés	62
CHAPITRE II		63
1	Cycle de vie des volcans-boucliers insulaires	65
1.1	Construction des volcans-boucliers insulaires	65
1.1.1	Origine et caractéristiques des volcans-boucliers	65
1.1.2	Modèle d'évolution des volcans-boucliers basaltiques	66
1.2	Démantèlement des volcans-boucliers insulaires	69
2	Contexte géologique et géodynamique local	71
2.1	Caractéristiques et formation de l'île de La Réunion	71
2.2	Morphologie de la zone émergée	72
2.2.1	Le Massif du Piton des Neiges	74
2.2.2	Le Massif du Piton de la Fournaise	75
2.3	Morphologie de la partie immergée	76

3	Le volcanisme Réunionnais	77
3.1	Le Piton de La Fournaise	77
3.2	Le Piton des Neiges	79
3.2.1	Activité basaltique	79
3.2.2	Activité différenciée	80
3.2.3	Périodes érosives	81
4	Paramètres environnementaux	82
4.1	Paramètres climatiques	82
4.1.1	Le climat actuel	82
4.1.2	Le climat passé et les variations eustatiques	83
4.2	Paramètres hydrologiques et d'érosion associés	83
 CHAPITRE III		 85
1	Reconnaissance des dépôts d'avalanches de débris de l'île de La Réunion	87
1.1	Les dépôts en contexte subaérien	87
1.1.1	Localisation	87
1.1.2	Travaux antérieurs et caractéristiques générales	88
1.2	Les dépôts en contexte sous-marin	89
2	Description des dépôts d'avalanches de débris hors-cirques des flancs aériens du Piton des Neiges	91
2.1	Les brèches de Saint-Gilles	91
2.1.1	Localisation et travaux antérieurs	91
2.1.2	Synthèse géologique et morphostructurale	93
2.2	Les brèches de la Rivière des Galets	100
2.2.1	Localisation et travaux antérieurs	100
2.2.2	Synthèse géologique et morphostructurale	101
2.3	Les brèches de la Rivière Saint-Etienne	105
2.3.1	Localisation et travaux antérieurs	105
2.3.2	Synthèse géologique et morphostructurale	106
3	Description des dépôts d'avalanches de débris intra-cirques des flancs aériens du Piton des Neiges	107
3.1	Les dépôts d'avalanches de débris du Cirque de Mafate	108
3.1.1	La brèche du sentier des Orangers	109

3.1.1.1 Localisation et travaux antérieurs	109
3.1.1.2 Synthèse géologique et morphostructurale	109
3.1.2 La brèche pulvérulente de Ti-Col - La Brèche	111
3.1.2.1 Localisation et travaux antérieurs	111
3.1.2.2 Synthèse géologique et morphostructurale	111
3.2 Les dépôts d'avalanches de débris du Cirque de Cilaos	113
3.2.1 Localisation et travaux antérieurs	113
3.2.2 Synthèse géologique et morphostructurale	115
3.2.2.1 Brèches du pont de la Rivière Bras Rouge	115
3.2.2.2 Brèches de l'Ilet du Bois Rouge	116
3.2.2.3 Brèches de Fleurs Jaunes	118
3.2.2.4 Brèches du sentier de Burel	119
3.2.2.5 Brèches de l'Ilet à Calebasse	121
3.3 Les dépôts d'avalanches de débris du Cirque de Salazie	123
3.3.1 Localisations et travaux antérieurs	123
3.3.2 Synthèse géologique et morphostructurale	124
3.3.2.1 Les brèches de l'Ilet à Vidot	125
3.3.2.2 Les Brèches de l'Ilet aux Bananiers	125
4 Synthèse interprétative	127
4.1 Zone source et distance de transport	127
4.2 Volume et mécanismes d'écoulement	130
4.2.1 Fracturation	130
4.2.2 Fractures et cisaillement	133
4.2.3 Structures déformées et fluidifiées	135
4.3 Directions d'écoulement	136
5 Conclusions partielles	140
Chapitre IV	145
1 Introduction et mise en œuvre	147
2 Les méthodes d'analyses morphométriques	149
2.1 Les outils d'analyses morphométriques	150
2.1.1 Protocole d'acquisition des données	150
2.1.1.1 Objets d'étude	150
2.1.1.2 Traitement de l'image	151
2.1.2 La dimension fractale	152
2.1.2.1 Définition et premières approches	152
2.1.2.2 Mise en œuvre mathématique	154

2.1.2.3	Méthode de calcul	156
2.1.2.4	Un exemple de mesure	158
2.1.3	La circularité	159
2.1.3.1	Définition	159
2.1.3.2	Méthode de calcul	159
2.2	Analyses morphoscopiques au microscope électronique à balayage	159
2.3	Analyses granulométriques	161
2.3.1	Traitement des échantillons	161
2.3.2	Un exemple de traitement des données	161
3	Résultats des analyses morphométriques et morphoscopiques des particules d'avalanche de débris de l'île de La Réunion	163
3.1	Les données morphométriques : dimension fractale et circularité	163
3.2	Les données granulométriques	168
3.3	Observations morphoscopiques au microscope électronique à balayage	169
4	Résultats des analyses morphométriques et morphoscopiques des particules d'avalanche de débris du Blackhawk, USA	172
4.1	Localisation et paramètres morphogéologiques	172
4.2	Les données morphométriques : dimension fractale et circularité	175
4.3	Les données granulométriques	177
5	Interprétations et conséquences sur l'extrême mobilité des avalanches de Débris	178
5.1	Mécanismes mis en évidence	178
5.2	Proposition d'un nouveau modèle de transport	181
5.3	Conséquences locales et application du modèle aux avalanches de débris de La Réunion et de Blackhawk	183
5.3.1	Le cas de La Réunion	183
5.3.2	Le cas de Blackhawk	185
6	Conclusions partielles	187
Chapitre V	_____	189
1	L'anisotropie de la susceptibilité magnétique : principes, mesures et applications	192
1.1	Définition et principes physiques	192
1.2	Propriétés magnétiques des minéraux	194
1.3	Méthodologie d'acquisition des données d'ASM	196

1.3.1	Echantillonnage	196
1.3.2	Mesure de la susceptibilité magnétique et de son anisotropie	197
1.3.3	Détermination de la minéralogie magnétique : l'intérêt de la spectroscopie RAMAN	199
2	Ellipsoïde et fabrique magnétique	201
2.1	Paramètres de forme	201
2.2	Fabrique magnétique	202
2.2.1	Considérations générales	202
2.2.2	Fabriques magnétiques sédimentaires	204
3	Résultats et interprétations	206
3.1	Les sites de prélèvement	206
3.2	Minéralogie magnétique : résultats de la spectrométrie RAMAN	207
3.3	La fabrique magnétique des dépôts d'avalanches de débris	208
3.3.1	Tendances générales	209
3.3.1.1	La susceptibilité volumique moyenne	209
3.3.1.2	Les caractéristiques des ellipsoïdes de fabrique magnétique	212
3.3.2	La fabrique magnétique pour les différents sites	215
3.3.2.1	Les Brèches de Saint-Gilles	216
3.3.2.2	Les brèches du Cirque de Mafate	219
3.3.2.3	Les brèches du Cirque de Cilaos	220
3.3.2.4	Les brèches du Cirque de Salazie	221
3.3.2.5	Les brèches de la Rivière de Galets	222
3.3.3	La notion de faciès magnétique appliquée aux avalanches de débris	223
3.3.3.1	Le concept de faciès magnétique	223
3.3.3.2	Application aux dépôts d'avalanches de débris de La Réunion	224
3.3.4	Implications sur les mécanismes de transport	226
3.3.5	Reconstitution des directions de transport	228
3.3.5.1	Les directions de transport des dépôts proximaux	229
3.3.5.2	Les directions de transport des dépôts distaux	230
3.3.5.3	Synthèse cartographique	231
4	Synthèse et conclusion	232
	Chapitre VI	235
1	Les processus actifs au cours du transport des avalanches de débris	238

1.1 Mécanismes de fracturation et de friction	238
1.2 Le gonflement dispersif : indices de terrain et confirmation par la fabrique magnétique des dépôts	240
2 Evolution proximal–distal et précisions sur les déstabilisations de l’île de La Réunion	241
3 Perspectives de travail	243
<i>Bibliographie</i>	245
<i>Annexe I</i>	277
<i>Annexe II</i>	289
<i>Annexe III</i>	295

Table des figures

Chapitre I

Figure I.1. Présentation de l'avalanche de débris d'Elm (Suisse).	9
Figure I.2. Exemple d'avalanches de débris sous-marines.	11
Figure I.3. Exemples d'avalanches de débris volcaniques subaériennes.	12
Figure I.4. Niche d'arrachement et dépôts de l'avalanche de débris de Saïdmarreh (Iran).	13
Figure I.5. Exemples d'avalanches de débris extraterrestres.	14
Figure I.6. Classification rhéologique des écoulements sédimentaires (mélanges de sédiment et d'eau) de Pierson et Costa (1987).	19
Figure I.7. Les trois grandes étapes constituant une avalanche de débris. L'état initial représente l'édifice volcanique ou montagneux avant toute déstabilisation gravitaire.	20
Figure I.8 (a) Coupe géologique du versant du Vaïont avant (en haut) et après (en bas) le glissement du 10 septembre 1964. (b) Vue du glissement du Vaïont.	21
Figure I.9. (a) Dépôts d'avalanche de débris du Mont St.-Helens, USA. (b) Etat de développement du cryptodôme un jour avant l'éruption paroxysmale du 18 mai 1980.	23
Figure I.10. (a) Le glacier Sherman (Alaska) avant l'avalanche de débris provoqué par le séisme du 27 mars 1964. (b) Le glacier Sherman (Alaska) après l'avalanche de débris du 27 mars 1964.	24
Figure I.11. Avalanche de débris du Mont Zandila, Val Pola Italie.	24
Figure I.12. Sections longitudinales et transversales d'un dépôt d'avalanches de débris. (a) : Section longitudinale de la zone source à la zone distale du dépôt montrant la topographie mamelonnée à <i>hummocks</i> .	28
Figure I.13. Les faciès caractéristiques des dépôts d'avalanches de débris.	30
Figure I.14. (a) Morphologie en <i>hummocks</i> du dépôt d'avalanche de débris du Mont Shasta datée à 380000 ans. (b) Schéma des trois différents types de <i>hummocks</i> .	32
Figure I.15. (a) Représentation schématique d'un dépôt d'avalanche de débris présentant des dépressions interhummocks. (b) Représentation schématique d'un dépôt d'avalanche de débris présentant des dépressions antihummocks.	33
Figure I.16. Carte bathymétrique réalisée au sondeur multifaisceaux Seabam 2112 (campagne JAMSTEC) sur le flanc nord des îles de Molokai et Oahu.	34
Figure I.17. Les différents paramètres mesurables de l'état initial au dépôt de l'avalanche de débris.	36
Figure I.18. Valeur du coefficient de friction en fonction du volume pour des avalanches de débris de nature différente.	37

Figure I.19. Hauteur apparente de chute en fonction de la distance apparente de parcours pour des avalanches de débris de nature différente.	38
Figure I.20. Le coefficient de frottement en fonction de l'aire du dépôt pour des avalanches de débris de différentes natures (données d'après Pollet, 2004).	39
Figure I.21. La pression, la température et la viscosité du coussin d'air piégé à la base de l'avalanche de débris en fonction de l'épaisseur de la masse rocheuse située au-dessus.	42
Figure I.22. Trois cas de distribution de la pression de pores en fonction de la concentration en eau dans la couche basale d'un écoulement granulaire de type avalanche de débris.	44
Figure I.23. (a) Echantillon de frictionite de la base de l'avalanche de débris de Kofels. (b) Représentation schématique du modèle de lubrification de la couche basale par la formation de « rouleaux ».	45
Figure I.24. Comparaison d'une avalanche de neige et d'une avalanche de débris au niveau d'un glacier.	48
Figure I.25. Modèle de fluidification de la masse granulaire d'une avalanche de débris.	49
Figure I.26. Schéma de la formation d'une gouge de faille et du déplacement relatif des slabs entraînant la formation de surfaces secondaires et obliques qui accommodent le cisaillement au cours d'une avalanche de débris.	51
Figure I.27. Photographie d'un claste fracturé présentant une structure typique en <i>jigsaw</i> dans les dépôts de l'avalanche de débris de Blackhawk.	52
Figure I.28. Développement des chaînes de grains qui concentrent les contraintes dans un matériau granulaire dans une bande de cisaillement.	53
Figure I.29. Modèle de fragmentation des particules dans une masse granulaire en réponse à une contrainte de cisaillement.	54
Figure I.30. Illustration du phénomène de dilatance	54
Figure I.31. (a) <i>Jigsaw cracks</i> dans l'avalanche de débris de la rivière du Mât (Ile de La Réunion). (b) Schéma interprétatif de la structure d'un <i>jigsaw crack</i> .	57

Chapitre II

Figure II.1. Stades successifs de l'évolution des volcans boucliers Hawaïens	69
Figure II.2. (a) Carte de localisation de l'Ile de La Réunion et des structures tectoniques remarquables de l'Océan Indien Ouest. (b) Alignements volcaniques associés à l'activité du point chaud de La Réunion et au mouvement des plaques Indienne et Somalienne vers le Nord depuis au moins 65 Ma. Ages en millions d'années	72
Figure II.3. Carte de l'Ile de La Réunion montrant les deux grands ensembles volcaniques (Le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise) ainsi que les principales rivières et localités.	73

Figure II.4. Bathymétrie des flancs sous-marins de l’Ile de La Réunion (données campagnes ERODER 1 et FOREVER (2006), et bathymétrie côtière du SHOM, (2005)	77
Figure II.5. Carte géologique du massif du Piton de La Fournaise	78
Figure II.6. Carte géologique du massif du Piton des Neiges	79
Figure II.7. Les principales phases d’évolution du Piton des Neiges obtenues à partir des études stratigraphiques, lithologiques et géochronologiques successives.	81

Chapitre III

Figure III.1. Cartographie des principaux dépôts d’avalanches de débris des flancs subaériens du massif du Piton des Neiges.	87
Figure III.2. Cartographie des principales déstabilisations des flancs sous-marins de l’Ile de La Réunion et des principales cicatrices d’arrachement terrestres connues.	90
Figure III.3. Localisation des Brèches de Saint-Gilles (en marron) et de la limite supposée d’extension maximale des brèches de Saint-Gilles.	91
Figure III.4. Log stratigraphique et bloc-diagramme interprétatif des unités brèchiques de Saint-Gilles dans le secteur du Cap La Houssaye et du Cap de la Marianne	92
Figure III.5. Présentation des structures remarquables des Brèches de Saint-Gilles.	96
Figure III.6. Présentation des structures remarquables de la brèche de Plateau Caillou-L’Eperon.	98
Figure III.7. Présentation des structures remarquables de la brèche du Bassin des Aigrette –Bassin Malheur.	100
Figure III.8. Localisation des Brèches de la Rivière des Galets.	101
Figure III.9. Présentation des structures remarquables de la brèche du Piton Défaud.	103
Figure III.10. Structures remarquables dans les brèches qui affleurent dans le lit de la de Rivière des Galets.	104
Figure III.11. Localisation des Brèches de la Rivière Saint-Etienne	106
Figure III.12. Présentation des structures remarquables dans les brèches de la Rivière Saint-Etienne.	107
Figure III.13. Localisation des Brèches du Cirque de Mafate	108
Figure III.14. Présentation des structures remarquables dans les brèches du Sentier des Orangers.	110
Figure III.15. Présentation des structures remarquables des dépôts brèchique de Ti Col–La Brèche.	112
Figure III.16. Localisation des Brèches du Cirque de Cilaos	114

Figure III.17. Présentation des structures remarquables de l’affleurement du pont de la Rivière Bras Rouge.	115
Figure III.18. Présentation des structures remarquables des dépôts brèchiques de l’Ilet du Bois Rouge.	117
Figure III.19. Présentation des structures remarquables dans les dépôts brèchiques de Fleurs Jaunes.	118
Figure III.20. Présentation des structures remarquables dans les dépôts brèchiques du sentier de Burel.	120
Figure III.21. Présentation des structures remarquables dans les dépôts brèchiques de l’Ilet à Calebasse.	122
Figure III.22. Localisation des Brèches du Cirque de Salazie	124
Figure III.23. Présentation des structures remarquables des « Brèches Noires de Salazie ».	126
Figure III.24. Morphologie des clastes à structure en <i>jigsaw</i> en fonction du degré de confinement de l’écoulement.	131
Figure III.25. Mise en évidence du phénomène de dilatance au sein des clastes à structure en <i>jigsaw</i> .	132
Figure III.26. Contrôle du degré de confinement sur la formation de fractures dans les dépôts d’avalanches de débris.	134
Figure III.27. Modèle de formation de plans de cisaillement horizontaux dans les dépôts d’avalanches de débris.	134
Figure III.28. Directions de déplacement moyennes supposées des avalanches débris déterminées à partir du recensement et de la mesure d’indices de direction d’écoulement : les stries, les blocs éclatés/étirés et les plans d’imbrication des clastes.	137
Figure III.29. Limites des déstabilisations majeures des flancs subaériens du Piton des Neiges (Bret <i>et al.</i> , 2003).	138

CHAPITRE IV

Figure IV.1. Localisation des dépôts d’avalanches de débris du Piton de Neiges (intra-cirque en marron et hors-cirque en rose) et des sites d’échantillonnage.	149
Figure IV.2. Photographie et schéma interprétatif des deux catégories de matériel échantillonné pour les études morphométriques.	150
Figure IV.3. Protocole de traitement d’image à l’aide du logiciel ImageJ®.	152
Figure IV.4. Mesures du périmètre des côtes de la Grande-Bretagne avec des pas de mesure différents.	153
Figure IV.5. Itérations successives conduisant à la formation de la courbe de Von Koch.	154
Figure IV.6. Log du périmètre mesuré total en fonction du Log du pas de mesure utilisé.	156
Figure IV.7. Evolution de la dimension fractale d’un objet en fonction de la complexité de sa silhouette.	156

Figure IV.8. Détermination de la dimension fractale d'un objet par la méthode de Mikowski-Bouligan (<i>box-counting</i>).	158
Figure IV.9. Détermination de la dimension fractale d'une particule scannée du site Cap La Houssaye.	158
Figure IV.10. Données morphométriques de dimension fractale et de circularité représentées sous forme de box-plots.	165
Figure IV.11. Photographies au microscope électronique à balayage des clastes isolés de la matrice des différents sites d'étude pour des tailles supérieures et inférieures à 500µm.	171
Figure IV.12. (a) Photographie aérienne de l'avalanche de débris de Blackhawk. (b) Lobe d'étalement distal de l'avalanche de débris de Blackhawk. En arrière-plan, le massif montagneux de Sain Bernardo, source de la déstabilisation.	172
Figure IV.13. Principaux éléments architecturaux du dépôt de l'avalanche de débris de Blackhawk.	173
Figure IV.14. Structures remarquables du dépôt brèchique de l'avalanche de débris de Blackhawk.	174
Figure IV.15. Formation séquentielle des crêtes transversales lors de l'arrêt de l'avalanche de débris par compression et tassement des zones latérales de l'avalanche de débris.	175
Figure IV.16. Diagramme représentant sous forme de box-plots la dimension fractale et la circularité de particules isolées de la matrice de l'avalanche de débris de Blackhawk pour différentes classes granulométriques.	176
Figure IV.17. Histogrammes représentant les distributions granulométriques aux sites BH1 et BH2 exprimées en fonction du nombre de particules (en % par rapport au total de particules).	177
Figure IV. 18. Lame mince réalisée dans les dépôts d'avalanche de débris de Blackhawk.	180
Figure IV.19 Modèle schématique illustrant l'évolution des particules lithique d'une avalanche de débris au cours du transport.	182

CHAPITRE V

Figure V.1. Principe de détermination de la fabrique magnétique des grains en utilisant l'anisotropie standard de la susceptibilité magnétique.	194
Figure V.2. Echantillonnage et orientation d'une carotte pour la mesure de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique.	197
Figure V.3. Photographies d'un échantillon de carotte disposé dans un porte-échantillon amagnétique en plastique montrant les 15 positions de mesures à l'aide du Kappabridge.	198

Figure V.4. Représentation schématique du principe de spectroscopie RAMAN.	200
Figure V.5. Diagrammes des paramètres de forme de l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique et formes des ellipsoïdes associées.	203
Figure V.6. Répartition cartographique des différents sites d'étude ASM.	206
Figure V.7. (a) Un exemple de spectre Raman obtenu pour un échantillon du Site ASM 11. (b) Photographie à la loupe binoculaire des grains lithiques du site ASM1.	208
Figure V.8. Diagrammes de Flinn et de Jelínek pour chacun de 12 sites d'analyse de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique.	214
Figure V.9. Projection, sur hémisphère inférieur, des principaux tenseurs des fabriques magnétiques (K_{\min} et K_{\max}).	215
Figure V.10. Diagrammes $I E1-E2$ vs. $D E1-E2$ établis à partir des données de la fabrique magnétique de dépôts volcanoclastiques et qui permettent de distinguer différents faciès magnétiques	224
Figure V.11. Répartition des dépôts d'avalanches de débris de La Réunion dans le diagramme $I E1-E2$ vs. $D E1-E2$.	226
Figure V.12. Evolution du degré d'anisotropie moyen (P_{moy}) des différents sites de prélèvement en fonction de la distance supposée à la source des dépôts d'avalanches de débris de La Réunion provenant du cœur du massif du Piton des Neiges.	227
Figure V.13. Directions d'écoulement déterminées par l'analyse de l'anisotropie de la susceptibilité pour chacun de nos sites de prélèvement.	232

CHAPITRE VI

Figure VI. Localisation des dépôts sous-marins des grands glissements gravitaires à la périphérie de l'île de La Réunion.	243
Figure V2. Coupe du glissement de Flims confiné dans la vallée du Rhin Antérieur (Pollet, 2004).	244

Table des tableaux

Chapitre I

Tableau I.1. Classification de Varnes (1978)	16
Tableau I.2. Classification de Hungr <i>et al.</i> , (2001)	17
Tableau I.3. Classification texturale des roches des zones de cisaillement	60

Chapitre III

Tableau. III.1. Bilan des caractéristiques des affleurements étudiés	128
Tableau. III.2. Tableau récapitulatif des orientations moyennes des différentes structures recensées et mesurées sur l'ensemble des sites d'étude	136

Chapitre IV

Tableau IV.1. Comparaison des protocoles de nettoyage des particules issues d'une avalanche de débris. Mont St Helens (Komorowski <i>et al.</i> , 1991) vs. île de La Réunion	160
Tableau IV.2. Tableau présentant la masse des refus, le volume d'une particule pour chaque fraction granulométrique, la masse d'une particule pour chaque fraction granulométrique, le nombre de particules par fraction et le nombre de particules par fraction exprimé en pourcentage, après tamisage sur colonne sèche	162
Tableau IV.3. Valeurs de dimension fractale moyenne pour chaque site et pour chaque catégorie d'échantillons	166
Tableau IV.4. Valeurs de circularité moyenne pour chaque site et pour chaque catégorie d'échantillon	168
Tableau IV.5. Pourcentage de particules > et < à 500 μm pour les différents sites d'étude	165

Chapitre V

Tableau V.1. Caractéristiques et localisation des sites d'échantillonnage pour l'étude de la fabrique magnétique des dépôts d'avalanches de débris de l'île de La Réunion	207
Tableau V.2. Valeurs de la susceptibilité magnétique des échantillons analysés et paramètres de la fabrique magnétique	211
Tableau V.3. Tableau synthétique présentant pour chaque site d'étude de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique des dépôts d'avalanches de débris de La Réunion les déclinaisons et inclinaisons des angles de confiance moyens	225
Tableau V.4. Présentation synthétique des orientations des axes de susceptibilité maximums moyens ($K_{\text{max moyen}}$) des différents sites utilisés pour la reconstitution des directions de transport des avalanches de débris	229

Remerciements

Au terme de ces trois années de thèse je tiens à remercier très sincèrement tous ceux qui, à divers titres, ont contribué à sa réalisation.

Mes remerciements vont tout d'abord à Monsieur le Professeur Jean-Luc Schneider que je suis allée voir sur la pointe des pieds un jour de mai 2011 pour savoir ce qu'il en était de ce sujet de thèse qui me paraissait, pour dire vrai, quelque peu obscur. Immédiatement, il a su me communiquer sa passion pour ces processus fascinants de haute énergie que sont les avalanches de débris et me donner envie de mordre à pleines dents dans ce sujet de recherche. Il m'a guidé avec habileté tout au long de cette aventure tout en me laissant la liberté nécessaire d'aller au bout de mes propres idées et m'a permis de faire mes premières armes sur les flancs escarpés de l'île de La Réunion, où...la mer n'est pas toujours à droite mais où les journées de terrain laissent des douleurs plantaires qui se rient d'Esculape. Je le remercie derechef tant pour m'avoir appris que la nature est régie par trois apophtegmes princeps que pour ses qualités scientifiques et humaines. Je remercie également Monsieur le Professeur Patrick Bachèlery sans qui l'aventure n'aurait pas été possible. Merci à lui pour son enthousiasme à nous faire découvrir les affleurements Réunionnais et leur complexité. Ses précieux conseils et sa disponibilité m'ont permis d'avancer sans trop me tromper dans les arcanes de la Géologie Réunionnaises.

Je suis très honorée que, Monsieur le Professeur Pascal Allemand Professeur à l'Université de Lyon, Madame Anne Le Friant Directrice de Recherche à l'IPGP et Monsieur Benjamin van Wyk de Vries, Professeur à l'Université de Clermont Ferrand aient accepté de juger mon travail en tant que rapporteur, je les remercie très sincèrement pour la pertinence de leurs commentaires. Je suis également très reconnaissante à Monsieur Richard Fabre, Président du Jury et Professeur à l'Université de Bordeaux ainsi qu'à Monsieur Thierry Mulder, Professeur à l'Université de Bordeaux, de m'avoir consacré une partie de leur temps en examinant mon travail. Merci à eux pour leurs bons conseils.

Je veux témoigner de ma plus grande sympathie à de nombreux chercheurs sans qui cette aventure n'aurait pas été possible. Tout d'abord l'équipe Géosciences Réunion : Monsieur le Docteur Vincent Famin, Monsieur le Docteur Anthony Finizola, Monsieur de Professeur Laurent Michon, et Madame le Docteur Marie Chaput pour m'avoir chaleureusement accueillie dès ma première journée sur l'île et pour m'avoir accompagnée sur le terrain autant de fois que cela a été nécessaire. Comment pourrais-je oublier Monsieur le Docteur François-Xavier Le Bourdonnec de l'Université Bordeaux Montaigne que je remercie infiniment, non seulement pour avoir permis la réalisation de photos au MEB indispensables pour soutenir notre modèle mais également pour son enthousiasme communicatif, sa gentillesse, ses encouragements et son soutien sans faille. Un grand merci aussi à Monsieur le Professeur Jean-Luc Bouchez et à Monsieur le Docteur Daouda Dawai de l'Université de Toulouse de m'avoir permis de dompter un kappa bridge pour la première fois et de réaliser mes premières mesures d'anisotropie de la susceptibilité magnétique. Merci également à Alain Queffelec du Laboratoire PACEA

pour avoir pris le temps nécessaire de me laisser accéder au monde mystérieux de la spectroscopie Raman et pour avoir fait quelques analyses salvatrices.

Je ne peux terminer cette tribune sans faire un petit clin d'œil à ceux qui ont partagés mon quotidien au cours de ses années passées au laboratoire EPOC. Tout d'abord les anciens du Master ENVOLH, Pipo, Adrien, Tab. Chacun a pris une route différente mais je vous souhaite le meilleur et surtout bon vent ! Les thésards du laboratoire EPOC que j'ai côtoyés toute la journée durant presque 4 années, Pierre-Antoine Jean-Luc Martin (dit PA), Mélanie (dite Princi), Philippine, Gesa, Arnaud, Sophie... et en particulier l'équipe active du bureau Caraïbes sans qui les longues journées de travail seraient devenues la pénélaine de la Beauce. Son PA, son Princi, Phil l'exilé dans le grand nord, « merci pour le support », je vous dois une fière chandelle, et je ne parle pas de cierge de Pâques en cire d'abeille ni de quoi que ce soit de cet acabit d'ailleurs ... Merci de m'avoir rappelée aussi souvent que nécessaire qu'on faisait la route ensemble, merci d'avoir fait des trous, des p'tis trous et encore des p'tis trous dans mon manuscrit alors que je flirtais de très près avec la crise d'apoplexie, merci d'avoir alimenté de façon idoine nos fantaisies verbales et nos reprises parfois houleuses des grands standards de la chanson Française, merci pour votre poésie (quand on a passé une demi-journée dans le bureau Caraïbe on se dit que l'Académie Française n'a qu'à bien se tenir !) et surtout merci pour votre bonne humeur quotidienne et votre capacité à prendre les choses avec légèreté c'est une qualité rare et indispensable. Je vous souhaite à tous le meilleur, bien sûr cela n'implique pas forcément de terminer en faisant la kermesse à Saint-Georges avec une chemise ouverte sur un médaillon... Le désormais Dr. Panda vous remercie du fond du cœur et se joint à la pensée de Monsieur Georges Brassens pour vous rappeler que « le pluriel ne vaut rien à l'homme, mais sitôt qu'on est plus de 4 on est une bande de c... ». Un immense merci aussi aux vieux de la vieille Pauline peekpeek qui a été d'un soutien immuable depuis de très nombreuses années même du fond de sa Germanie d'exil, et Olivier toujours présent pour un p'ti sushi !

Je remercie Madame Marie Ramillon d'avoir accepté de relire l'orthographe de ma prose un peu dans l'urgence mais avec beaucoup d'attention, son dévouement a été plus que salvateur ! Bien entendu, les meilleurs pour la fin, un immense merci exclusif aux quatre personnes qui ont toujours été les piliers d'un soutien naturel et continu au cours de ces 3 années de thèse... et pas seulement : ma maman, mon papa, mon frère Cyprien et Guillaume mon indispensable tuteur.

Résumé

Les avalanches de débris, qui résultent du démantèlement des flancs des édifices volcaniques et montagneux, sont des écoulements granulaires rapides et dangereux dont le moteur est la gravité et qui présentent des distances de transport extrêmement importantes. La dynamique de leur mise en place et leurs mécanismes de transport permettant cette très grande mobilité sont des phénomènes qui demeurent encore mal compris. De nombreux modèles existent pour expliquer la grande mobilité des avalanches de débris et incluent des processus basés sur la lubrification ou la fluidification de la masse granulaire mais également sur le phénomène de désintégration dynamique des éléments. Cependant la grande majorité des modèles proposés souffre du manque d'observations de terrain et de quantification de l'évolution des matériaux au cours de leur transport au sein de la masse granulaire. Afin d'identifier les principaux mécanismes de transport des avalanches de débris, nous proposons dans ce travail une étude de terrain détaillée de dépôts d'avalanches de débris volcaniques qui résultent du démantèlement d'un volcan bouclier océanique, le Piton des Neiges (île de La Réunion, océan Indien). L'approche est couplée à un examen morphométrique (dimension fractale et circularité), exoscopique et granulométrique des particules présentes dans les dépôts. Elle est complétée par l'examen de la fabrique des dépôts basée sur l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM). Les données obtenues nous permettent de mettre en évidence une évolution de la dynamique de transport et de mise en place des dépôts d'avalanches de débris depuis les zones sources jusqu'aux domaines de dépôt distaux. On montre également que la désintégration dynamique et le gonflement dispersif qui l'accompagne opèrent tout au long du transport et à toutes les échelles au-dessus d'une limite inférieure de broyage à 500 μm . En dessous de cette limite, la réduction granulométrique résulte uniquement de processus d'attrition par friction entre les particules. La grande mobilité des avalanches de débris pourrait ainsi être expliquée par l'effet combiné de la libération d'énergie élastique par la désintégration dynamique des particules $> 500 \mu\text{m}$ et par une réduction de la friction interne à la matrice liée aux interactions dispersives des particules fines ($< 500 \mu\text{m}$). L'ensemble des données permettent également de préciser les directions de transport et l'ampleur des avalanches de débris liées aux déstabilisations du massif du Piton des Neiges.

Mots clés : avalanches de débris, mobilité, désintégration dynamique, analyses morphométriques, dimension fractale, circularité, anisotropie de la susceptibilité magnétique, Piton des Neiges, La Réunion.

Abstract

Debris avalanches, resulting from flank collapses that shape volcanic and mountainous edifices are rapid and dangerous gravity-driven granular flows that travel long runout distances. The dynamic and the transport mechanisms behind this high mobility remain poorly understood. The numerous models proposed to explain this high mobility include processes based on lubrication or fluidisation of the granular mass of the flow body, but also the dynamic disintegration of the transported particles. To date, all these proposed mechanisms lack observational support and quantification of the state of the particles of the granular mass during the transport. To identify the main transport mechanisms, we propose here detailed field studies of volcanic debris avalanches deposits resulting of flank-collapse events on an oceanic shield volcano, the Piton des Neiges (La Réunion Island, Indian Ocean). This study has been combined with morphometric (fractal dimension and circularity), exoscopic and grain-size analyses. Moreover, the fabric of the deposits has been investigated by with the characteristics of the anisotropy of the magnetic susceptibility (ASM). From these data we highlight a proximal to distal evolution of the debris avalanches transport and emplacement dynamics. We demonstrate that syn-transport dynamic disintegration continuously operates with the distance from the source down to a grinding limit of 500 μm . Below this limit, the particle size reduction exclusively results from the attrition of the particles by frictional interactions. Thus, the exceptional mobility of debris avalanches may be explained by the combined effect of elastic energy release during the dynamic disintegration of the larger clasts ($> 500 \mu\text{m}$) and frictional reduction within the matrix due to the dispersive interactions between the finer particles ($< 500 \mu\text{m}$). All these data also allow to specify the transport direction and the approximate size of the debris avalanches related to the Piton des Neiges destabilisations.

Key words: debris avalanches, mobility, dynamic disintegration, morphometric analysis, fractal dimension, circularity, anisotropy of magnetic susceptibility, Piton des Neiges, La Reunion Island.

Introduction

Contexte et objectifs de l'étude

Les édifices volcaniques et montagneux terrestres, mais aussi les corps telluriques du système solaire, sont le siège d'instabilités gravitaires majeures et récurrentes qui morcellent leur développement et affectent leur morphologie de façon importante : ce sont les avalanches de débris. Ces mouvements de grande ampleur, souvent catastrophiques par leur soudaineté, leur rapidité et leur caractère tsunamigénique font sans contexte partie des phénomènes les plus dévastateurs sur Terre. Ils constituent un aléa naturel important pour les activités humaines. Toutes les zones montagneuses et volcaniques du monde, y compris les îles océaniques, sont concernées par ces instabilités de grande ampleur qui limitent la croissance en altitude des reliefs. Plusieurs catastrophes historiques majeures ont été recensées en Amérique (Frank en Alberta, Canada, 1903 ; Madison Canyon dans le Montana, U.S.A., 1959 ; Nevado Huascarán au Pérou, 1970), en Europe (Mont Garnier, Savoie, 1248 ; Elm, Canton de Glarus, Suisse, 1881 ; Vaïont dans le Frioul, Italie, 1963 et Val Pola en Lombardie, Italie, 1987) et en Asie (Ontake, Japon, 1984).

Les flancs des édifices affectés par les avalanches de débris sont soumis à divers processus (volcaniques, météorologiques, géologiques) qui préfigurent leur déstabilisation. Ils conduisent à une rupture brutale dont le moteur est la gravité. Le phénomène débute par un glissement de terrain qui, lors de son accélération, se transforme rapidement en un écoulement granulaire rapide dont la vitesse est bien supérieure à 5 m/s. Le volume rocheux mobilisé dépasse toujours le million de m³. De plus, les distances qu'elles parcourent témoignent d'une mobilité importante. En effet, leurs distances de transport sont 3 à 6 fois supérieures à celles que laissent supposer les modèles classiques appliqués aux écoulements granulaires (Legros, 2002 ; Pollet et Schneider, 2004 ; Davies et McSaveney, 2006).

Bien que les processus à l'origine des avalanches de débris soient à présent bien documentés par de nombreuses études scientifiques (McSaveney, 1978 ; Glicken, 1996 ; van Wyk de Vries, 2001 ; Pollet, 2004), les mécanismes de leur dynamique interne au cours du transport et les phénomènes expliquant leur extrême mobilité demeurent mal contraints. Aucun des modèles actuellement disponibles ne semble entièrement satisfaisant pour expliquer les particularités du transport des avalanches de débris. Ces modèles appartiennent à deux ensembles :

- (1) les modèles basés sur le phénomène de lubrification de la masse de l'écoulement par l'eau (Shreve, 1968a, Fahnstock, 1978), par l'air (Johnson, 1978, Voight et Sousa, 1994), par des roches fondues (Erismann, 1979), par des particules rocheuses en

rotation (Erismann, 1979), ou par un substratum favorisant l'écoulement (Watson et Wright, 1967).

- (2) les modèles basés sur le phénomène de fluidification de la masse de l'écoulement par l'incorporation d'eau vaporisée (Habib, 1967), d'air (Kent, 1966), de gaz volcaniques (Voight *et al.*, 1983, Glicken, 1996), de particules fines (Hsü, 1975, 1978), de glace (Lucchitta, 1978 ; McSaveney, 1978) ou par les ondes acoustiques (Melosh, 1979, 1987 ; Collins et Melosh, 2003).
- (3) les modèles ne faisant intervenir ni fluidifiant, ni lubrifiant, comme le transport *slab on slab* (Pollet et Schneider, 2004), l'auto-organisation de la masse rocheuse (Davies, 1982 ; Campbell, 1989) et la désintégration dynamique (Davies et McSaveney 1999, 2002, 2006). La désintégration dynamique semble être actuellement le processus le plus séduisant pour expliquer la mobilité des grands écoulements gravitaires rapides sur la Terre et sur les autres corps telluriques du système solaire. Il convient cependant d'en préciser les modalités.

Même si les études de terrain de Pollet et Schneider (2004) sur l'avalanche de débris non volcanique de Flims (Suisse) mettent en évidence de nombreuses structures qui témoignent des processus de désintégration dynamique favorisant la grande mobilité de l'écoulement, un modèle s'appuyant sur des données de quantification de l'état de la masse rocheuse et par le recensement des structures qui se développent tout au long du transport est nécessaire. Cela permettrait de préciser si la désintégration dynamique est un modèle réaliste et généralisable. C'est dans ce contexte que nous proposons dans ce travail de thèse une étude détaillée des dépôts d'avalanches de débris du massif du Piton des Neiges sur l'île de la Réunion. Les dépôts des avalanches de débris volcaniques réunionnaises offrent l'opportunité exceptionnelle d'étudier les différentes étapes de leur transport. En effet, de nombreux sites proximaux, intermédiaires et distaux à la source sont accessibles et permettent d'analyser l'ensemble des phénomènes associés au déplacement des avalanches de débris. Les investigations menées sur les dépôts d'avalanches de débris volcaniques du massif du Piton des Neiges s'appuient sur trois approches complémentaires qui s'articulent comme suit :

- (1) Etude détaillée des formations brèchiques des dépôts d'avalanches de débris du massif du Piton des Neiges. L'étude est basée sur l'analyse morphogéologique des dépôts et plus particulièrement sur le recensement des structures propres aux avalanches de débris et pouvant témoigner des mécanismes et des particularités de transport.

- (2) Etudes morphométriques, morphoscopiques et granulométriques des particules présentes dans les dépôts d'avalanches de débris. La constitution d'une base de données morphométriques et morphoscopiques inédite nous permettra de suivre l'évolution de la masse rocheuse au cours du transport et ainsi de mieux contraindre les mécanismes à l'origine de la grande mobilité des avalanches de débris volcaniques. Ces études seront étendues aux dépôts de l'avalanche de débris non-volcanique de Blackhawk (USA). La comparaison des résultats permettra d'identifier les mécanismes de transport les plus pertinents pour expliquer la mobilité d'avalanches de débris constitués de matériaux très différents et d'aboutir à un modèle susceptible d'être généralisable à d'autres dépôts.
- (3) Etude de la fabrique interne des dépôts d'avalanches de débris à partir de données de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM). On cherche ici à affiner la compréhension des mécanismes de transport mis en évidence lors des études de terrain et des études morphométriques, morphoscopiques et granulométriques. La fabrique magnétique permettra en outre la détermination des directions d'écoulement des avalanches de débris du massif du Piton des Neiges.

L'ensemble de ces travaux nous permet de faire le point sur les mécanismes qui agissent au cours du transport des avalanches de débris et de préciser en particulier les sources et les distances de transport dans le massif du Piton des Neiges.

Ce manuscrit est organisé en six chapitres. **Le Chapitre I** présente l'état des connaissances sur les avalanches de débris basé sur des exemples de déstabilisations majeures, ainsi qu'une discussion sur les processus permettant de rendre compte de leur déclenchement, de leur transport et de leur mobilité. **Le Chapitre II** présente un rappel des connaissances sur la géologie générale de l'île de La Réunion et son volcanisme. On y présente de façon très générale les dépôts brèchiques d'avalanches de débris. **Le Chapitre III** expose les résultats des études de détail réalisées sur le terrain sur l'ensemble de nos sites d'étude dans les différents dépôts d'avalanches de débris du massif du Piton des Neiges. Le recensement systématique des structures particulières qui témoignent du transport des avalanches de débris est le fil conducteur de ce chapitre. **Le Chapitre IV** présente une approche originale basée sur des études morphométriques, morphoscopiques et granulométriques des particules présentes dans les dépôts d'avalanches de débris du massif du Piton des Neiges et de Blackhawk. Elle permet, *in fine*, de proposer un nouveau modèle de transport pour les avalanches de débris. **Le Chapitre V** est consacré à l'étude

de la fabrique magnétique des dépôts d'avalanches de débris du massif du Piton des Neiges. L'étude de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique des dépôts permet de préciser les mécanismes de transport des avalanches de débris et d'affiner le modèle développé dans le Chapitre IV. Enfin, dans le Chapitre VI, une synthèse de l'ensemble des résultats et de leur interprétation permet de dégager les apports de notre travail à la compréhension des mécanismes de transport et de mise en place des avalanches de débris et de leur très grande mobilité.

Chapitre I

Les avalanches de débris : état des connaissances

1 Les avalanches de débris : des écoulements gravitaires rapides

1.1 Découverte et définition

Les dépôts d'avalanches de débris ont pendant longtemps été confondus avec des dépôts morainiques ou des dépôts d'écoulement pyroclastique (Ui *et al.*, 2000). Ce sont les travaux de Heim (1882, 1932) qui ont permis pour la première fois de définir avec précision un dépôt d'avalanche de débris. Il nomme alors ce phénomène *sturzsstrom*, littéralement « *écoulement qui tombe* ». Ses premières observations réalisées sur les dépôts d'avalanches de débris d'Elm (Canton de Glarus, Suisse), phénomène qui s'est produit le 11 septembre 1882, serviront de base aux travaux postérieurs (Fig. I.1a et b). Il indique que les avalanches de débris ne sont pas de simples glissements de terrain, mais une succession de mécanismes inconnus leur donnant des caractéristiques intrinsèques particulières : « Ils [*les sturzstroms*] ne glissent pas, ils s'écrasent et leur débris s'écoulent sur de très longues distances ».

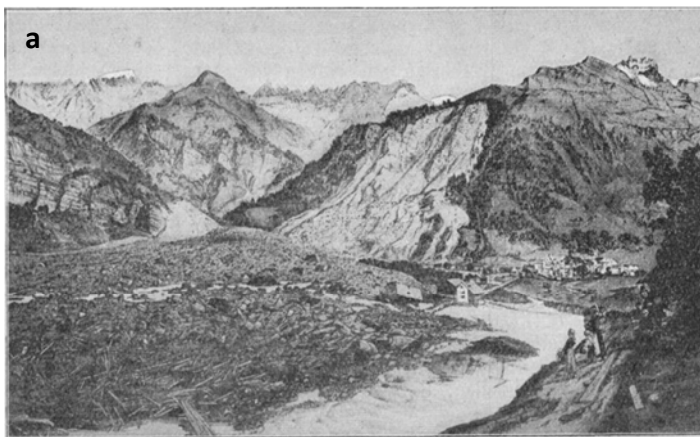


Figure I.1. Présentation de l'avalanche de débris d'Elm (Suisse) (a) Reproduction de l'avalanche de débris d'Elm, vue depuis la partie distale (Heim, 1882). (b) Carte des dépôts de l'avalanche de débris d'Elm (Heim, 1882). On remarque la forme lobée des dépôts qui témoigne d'une mise en place à la faveur d'un écoulement.

Dès les années 1940, des dépôts d'avalanches de débris volcaniques sont clairement reconnus et étudiés en Indonésie et au Japon (Mizuno, 1964 ; Bemmelen, 1967 ; Nakamura, 1978), mais c'est l'observation en temps réel de l'effondrement sectoriel du Mont Saint Helens le 18 mai 1980 qui fournira une référence pour l'interprétation de dépôts similaires dans le monde

(Voight et al., 1981, 1983 ; Siebert, 1984 ; Glicken, 1986, 1996). Depuis, plus d'une centaine de dépôts d'avalanches de débris ont été décrits et ont permis d'aboutir à un consensus autour de la définition d'une avalanche de débris. Une avalanche de débris est désormais définie comme un écoulement gravitaire rapide (jusqu'à 200 km/h) et sous-saturé en eau (Ui, 1983), d'un volume $> 10^6 \text{ m}^3$. Ces écoulements sont initiés par un grand glissement gravitaire qui évolue en un écoulement granulaire rapide (Siebert, 1984 ; Glicken, 1991, Palmer *et al.*, 1991 ; Glicken, 1996 ; Schneider, 1997 ; Leyrit, 2000). Les avalanches de débris sont les écoulements gravitaires aériens les plus rapides et les plus volumineux connus sur Terre et sur les autres corps telluriques du système solaire. Elles sont caractérisées par une mobilité remarquable, mais leur unique moteur est la gravité. Elles se produisent au niveau des chaînes de montagnes (processus d'érosion cataclysmique), des édifices volcaniques et dans les domaines sous-marins. Ce sont des écoulements dévastateurs qui peuvent se propager sur de très longues distances.

1.2 Exemples et dimensions

Les avalanches de débris sous-marines sont les plus mobiles. Elles peuvent atteindre une distance de transport de 400 km. On les trouve au niveau des marges de subduction et des marges passives, mais également au niveau des talus des îles océaniques volcaniques. Les exemples les plus frappants sont l'évènement A4B (Lipman, 1988) initié sur la marge Africaine (400 km de long) et les avalanches de débris de Nuuanu (230 km de long ; Fig. I.2a) et Alikea (95 km de long ; Fig. I.2a) qui affectent les flancs sous-marins des volcans de l'archipel d'Hawaï (Moore *et al.*, 1989, 1994a et b ; Hampton *et al.*, 1996).

Les volumes rocheux mis en œuvre et les surfaces recouvertes par les avalanches de débris sous-marines sont considérables. Les avalanches de débris sous-marines de Nuuanu (Fig. I.2a) et de Storegga (Haflidason *et al.*, 2004 ; 8200 BP ; Fig. I.2b) ont mobilisé respectivement 5000 km^3 et 3000 km^3 de matériel rocheux. Les surfaces de déstabilisation de ces avalanches de débris de très gros volume s'enracinent profondément. C'est le cas en particulier pour les îles volcaniques où elles s'enfoncent largement sous le niveau de la mer (Moore *et al.*, 1989).

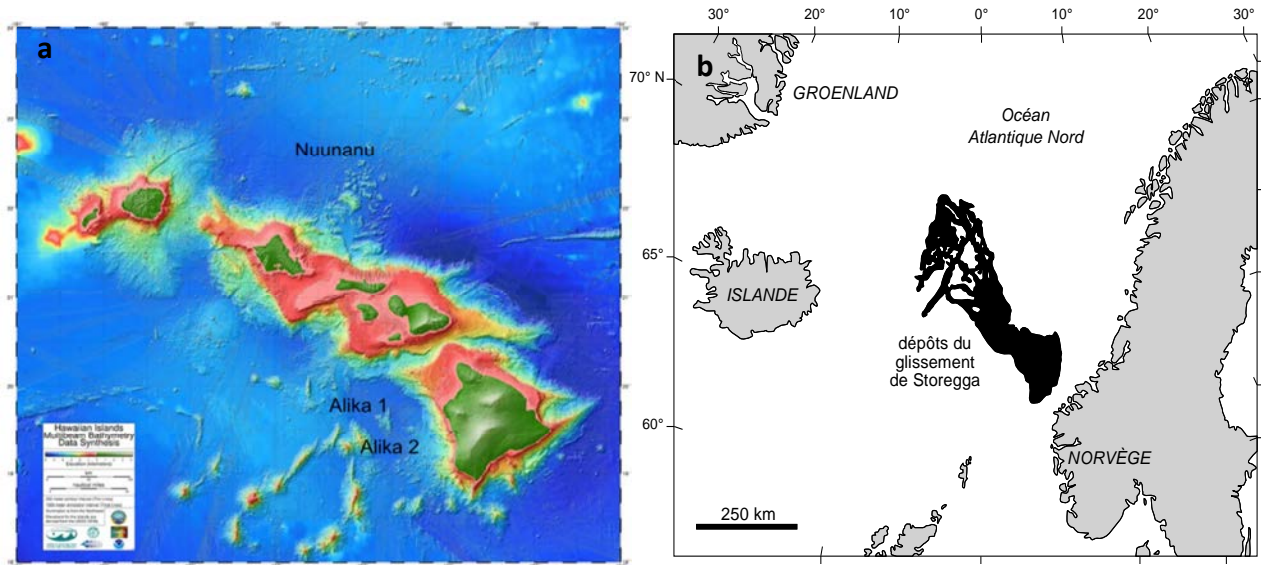


Figure I.2. Exemples d'avalanches de débris sous-marines. (a) Carte topographique et bathymétrique de l'archipel d'Hawaï localisant les avalanches de débris sous-marine de Nuuanu et d'Alika 1 et 2 (Univ. Hawaii, USGS, NOAA). (b) Localisation de l'avalanche de débris sous-marine de Storegga, Atlantique nord (Haflidason *et al.*, 2004).

Les avalanches de débris en domaine subaérien présentent des dimensions moins gigantesques mais qui demeurent néanmoins spectaculaires. L'avalanche de débris volcanique du Mont Shasta (Californie, USA ; Fig. I.3a) montre une distance de transport de 49 km (Crandell *et al.*, 1988 ; Siebert, 1984). Avec un volume de 45 km^3 , il s'agit du dépôt d'avalanche de débris volcanique subaérienne le plus volumineux sur Terre. De même, l'avalanche de débris volcanique concomitante à l'éruption du Mont St. Helens (USA ; Fig. I.3b), le 18 mai 1980, a évolué sur 25 km de long (Voight *et al.*, 1981, 1983 ; Glicken, 1996). L'avalanche de débris subaérienne volcanique présentant la plus longue distance de transport (*runout*), soit une distance égale à 60 km est l'avalanche du Mont Mawenzi, initiée sur le sommet Est du Kilimandjaro (Tanzanie ; Siebert, 1984 ; Crandell, 1988). Les avalanches de débris volcaniques peuvent recouvrir des surfaces jusqu'à 675 km^2 pour l'évènement du Mont Shasta (USA) et 1150 km^2 pour l'avalanche de débris de Mawenzi (Siebert, 1984 ; Crandell, 1988). Les avalanches de débris affectent les flancs de nombreux volcans aériens et des dépôts ont été identifiés sur nombre d'entre eux, en particulier les stratovolcans (le Socompa à la frontière entre le Chili et l'Argentine, le Jocotitlàn et le Popocatépetl au Mexique ou le Mombacho au Nicaragua).

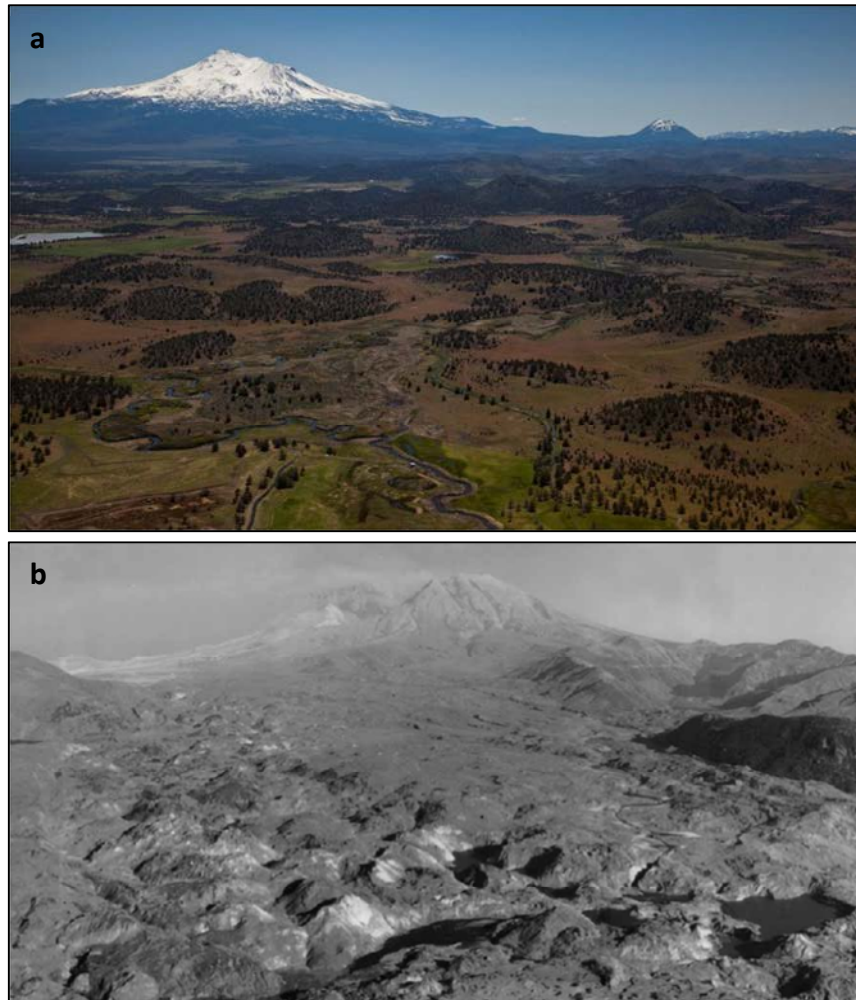


Figure I.3. Exemples d'avalanches de débris volcaniques subaériennes. (a) Dépôts d'avalanche de débris du Mont Shasta, (Cascades Ranges, Californie, © USGS, 1998). (b) Dépôts d'avalanche de débris du Mont Saint Helens (Cascades Ranges, Washington, USA, 31 juillet 1980 ; Glicken, 1996)

Les avalanches de débris subaériennes d'origine non-volcanique montrent des distances de transport inférieures mais pouvant atteindre un maximum de 18,9 km de long pour l'avalanche de débris de Saïdmarreh en Iran (Harrison et Falcon, 1938 ; Hayashi et Self, 1992 ; Fig. I.4). Les volumes mis en jeu sont également plus modestes avec un maximum de 20 km³ pour l'avalanche de débris de Saïdmarreh (Iran) et de 12 km³ pour l'avalanche de débris holocène de Flims (Canton des Grisons, Schneider *et al.*, 1999 ; Suisse, Pollet, 2004). Les évènements subaériens non-volcaniques montrent des aires de dépôts inférieures à 100 km² (Pollet, 2004) avec, par exemple, des surfaces recouvertes respectives de 166 km² et 12

km² pour les avalanches de débris de Saïdmarreh et de Flims. Dans le cas de l'avalanche de débris de Flims, l'étalement a été limité par la topographie (vallée du Rhin Antérieur).

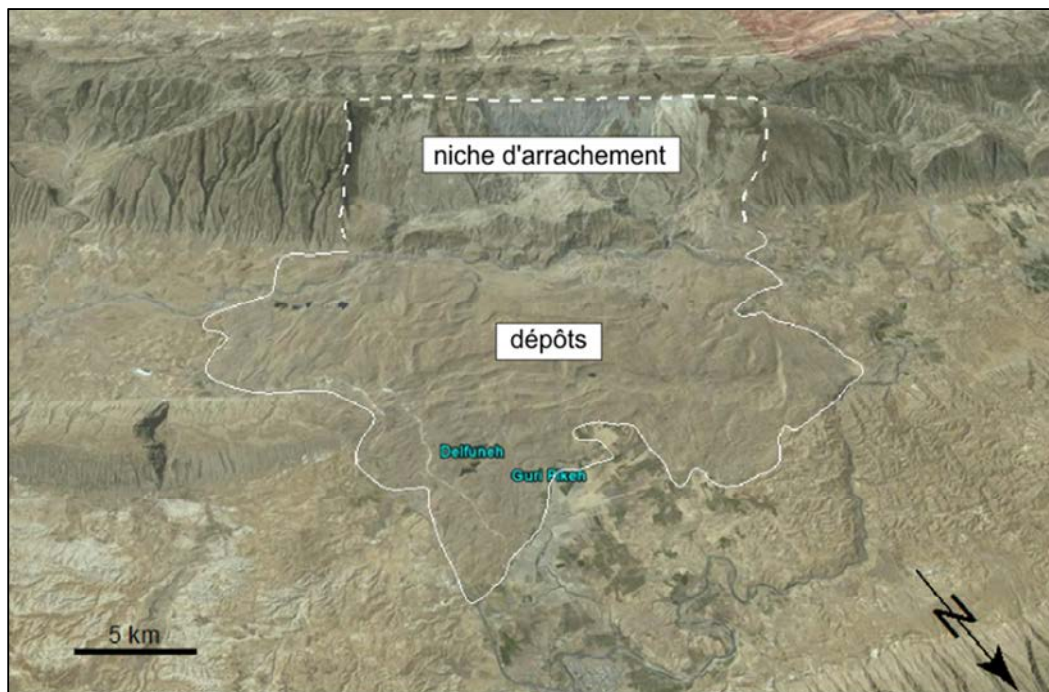


Figure I.4. Niche d'arrachement et dépôts de l'avalanche de débris de Saïdmarreh (Iran, ©Google Earth).

Des avalanches de débris extraterrestres, reconnues sur de nombreux corps telluriques du système solaire, présentent également des dimensions gigantesques. Sur Mars, les glissements de South Candor Chasma et de Ganges Chasma ont été reconnus dans le vaste complexe de canyons de la Valles Marineris (Fig. I.5a). Leur distance de transport est d'environ 100 km (Luchitta, 1978, 1979; McEwen, 1989 ; Bulmer et Zimmerman, 2005 ; Lajeunesse *et al.*, 2006). Sur la Lune (Wu *et al.*, 1972 ; Howard, 1973 ; Fig. I.5a) et sur Vénus (Malin *et al.*, 1992 ; Fig. I.5b) les avalanches de débris du cratère Tsiolkovsky (Lune), de Mokosha Mons (Vénus) et de Navka Platina (Vénus) présentent des dimensions semblables et montrent un vaste étalement des débris au pied des reliefs et, parfois, des surfaces mamelonnées à *hummocks* (*cf. infra*). Enfin, des glissements comparables ont été mis en évidence sur les satellites Io et Callisto de Jupiter (Schenk et Bulmer, 1998 ; Chuang et Greeley, 2000) mais aussi sur l'astéroïde Vesta et sur le satellite Iapetus de Saturne (Lucas *et al.*, 2014).

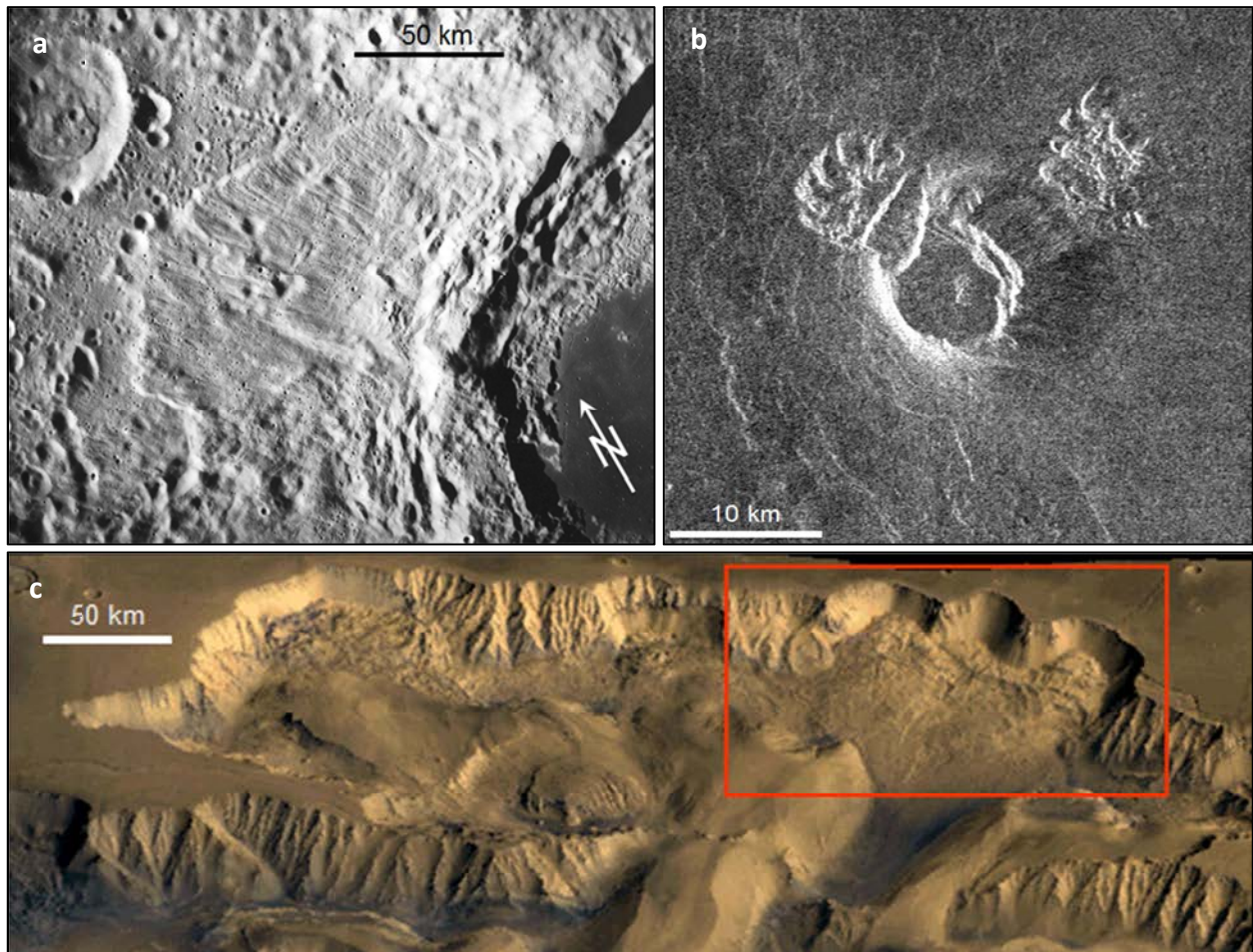


Figure I.5. Exemples d'avalanches de débris extraterrestres. (a) Niche d'arrachement et dépôts d'avalanches de débris du cratère Tsiolkovsky sur la Lune (© Apollo 15, NASA, AS17-M-1608, in : Wu *et al.*, 1972). (b) Avalanche de débris de Navka Platina sur Vénus (© Magellan, NASA/JPL C1 MIDR 30S3 ;1). (c) Niche d'arrachement et dépôts d'avalanches de débris de South Candor Chasma sur Mars (© NASA/JPL)

Quelle que soit sa localisation, une avalanche de débris résulte d'un effondrement sectoriel se produisant sur le flanc d'un volcan ou d'un édifice montagneux dont ils limitent la croissance en altitude. La pente de l'édifice induit l'accélération de la masse glissée et sa pulvérisation progressive en fragments de tailles très différentes allant du micromètre au kilomètre. Une avalanche de débris peut-être classiquement divisée en plusieurs étapes comprenant : (1) l'initiation liée à l'effondrement sectoriel, (2) le glissement rocheux, (3) le transport granulaire rapide et (4) le dépôt en masse de l'écoulement rocheux.

1.3 Classifications

Il existe de nombreuses classifications des mouvements gravitaires en fonction de différents paramètres. Pour cette raison, aucune nomenclature simple et complète n'existe à l'heure actuelle. En effet, les instabilités gravitaires répertoriées associent souvent des processus mécaniques complexes et les classifications existantes se focalisent généralement sur une seule partie du mouvement. La classification des mouvements gravitaires demeure donc délicate en raison des multiples phases qui se succèdent au cours de leur évolution. Dans cette partie, nous nous attacherons à déterminer et à commenter la place des avalanches de débris dans les deux classifications les plus utilisées et à discuter de leurs caractéristiques dans une troisième.

1.3.1 Classification de Varnes, 1978

La classification proposée par Varnes en 1978 (Tab. I.1) est la plus communément employée. Elle tient compte du type de matériau mobilisé et du mode de génération. Si le type de matériau est de la roche, tous les types de déplacements sont envisageables à condition que la vitesse dépasse les 5 m/s (Varnes 1978 ; Cruden et Varnes, 1996). Dans cette classification, les avalanches de débris peuvent être classées dans la catégorie « avalanche de roches » en considérant que les avalanches de débris sont principalement caractérisées par un écoulement. Elles peuvent aussi être placées dans la catégorie « glissement rocheux d'unités multiples » si on considère que le mouvement principal d'une avalanche de débris réside dans la première partie du processus, le glissement. Une avalanche de débris ne correspondrait donc, *in fine*, qu'à la seconde partie du mouvement. Cependant, les mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses, type avalanche de débris, sont généralement classés dans la catégorie « mouvements complexes » de cette classification. Cette catégorie est très certainement la mieux adaptée pour définir les avalanches de débris, car elle prend en compte les différents mouvements ayant lieu au cours du « glissement-avalanche de débris », bien que ni le type de mouvement ni le matériau impliqué ne soit précisé. Finalement, la faiblesse de cette classification réside principalement dans l'impossibilité d'évolution du mode de transport au cours du déplacement. Cela ne permet donc pas de distinguer précisément les différents types de mouvements lors d'un phénomène gravitaire de grande ampleur.

Type de mouvement			Type de matériau		
			Roche	Formation superficielle	
				Grossiere	Fine
Chute			Ecroulement rocheux <i>Rock fall</i>	Ecroulement de débris <i>Debris fall</i>	Ecroulement de terrain <i>Earth fall</i>
Basculement			Basculement rocheux <i>Rock topple</i>	Basculement de débris <i>Debris topple</i>	Basculement de terrain <i>Earth topple</i>
Glissement	Rotation	Peu d'unité	Affaissement rocheux <i>Rock slump</i>	Affaissement de débris <i>Debris slump</i>	Affaissement de terrain <i>Earth slump</i>
	Translation		Glissement de blocs rocheux <i>Rock block slide</i>	Bloc de débris en glissement <i>Debris block slide</i>	Bloc de sol en glissement <i>Earth block slide</i>
			Unité multiple	Glissement rocheux <i>Rock slide</i>	Glissement de débris <i>Debris slide</i>
Etalement latéral			Etalement de roche <i>Rock spread</i>	Etalement de débris <i>Debris spread</i>	Etalement de terre <i>Earth spread</i>
Ecoulement			Avalanche de roche <i>Rock flow</i>	Ecoulement de débris <i>Debris flow</i>	Coulée de terre <i>Earth flow</i>
Complexe			Combinaison de deux ou plusieurs types de mouvements principaux		

Tableau I.1. Classification de Varnes (1978).

1.3.2 Classification de Hungr *et al.*, 2001

Cette classification se base sur la classification de (Varnes, 1978) et propose un classement des mouvements de masse en fonction des caractéristiques de l'écoulement (Tab. I.2).

Matériau	Teneur en eau	Conditions spéciales	Vitesse	Nom
Silt, sable, gravier, débris	Sec, humide ou saturé	Pas de pression interstitielle en excès Volume limité	Variable	Écoulement non liquéfié de silt, sable, graviers, débris
Silt, sable, débris, roche fragile	Saturé à la rupture	Matériau liquéfiable Eau constante	Extrêmement rapide	Glissement-coulée de silt, sable, débris, roche
Argiles sensibles	A la limite ou au-delà de la limite de liquidité	Liquéfaction in situ Teneur en eau constante	Extrêmement rapide	Glissement-coulée argileuse
Tourbe	Saturé	Pression interstitielle en excès	Lent à très rapide	Coulée de tourbe
Terre ou argile	Près de la limite de plasticité	Mouvements lents Écoulement cohésif (type glissement)	Lent	Coulée de terrain
Débris	Saturé	Chenal établi Teneur en eau en augmentation	Extrêmement rapide	Lave torrentielle
Boue	A la limite ou au-delà de la limite de liquidité	Coulée de débris à grains fins	Très rapide	Coulée de boue
Débris	Présence d'eau libre	Inondation	Extrêmement rapide	Flot de débris
Débris	Partiellement ou totalement saturé	Chenal non établi Zone source superficielle	Extrêmement rapide	Avalanche de débris
Roche fragmentée	Variable, principalement sec	Roche intacte à la source Volumes très grands	Extrêmement rapide	Avalanches de roches

Tableau I.2. Classification de Hungr *et al.*, (2001).

Les paramètres pris en comptes sont : la vitesse, la teneur en eau et le type de matériau de l'écoulement. Dans cette classification le terme « avalanche de débris » est précisément spécifié. Cependant, la définition des avalanches de débris dans cette classification reste très controversée. Les avalanches de débris sont considérées comme un mouvement gravitaire sous-saturé en eau, composé de matériaux secs (Ui, 1983) alors qu'ici on les définit comme « partiellement ou totalement saturées » en eau. De ce fait, le terme « avalanches de roches » de cette classification, considéré comme un écoulement « principalement sec » est sans doute mieux adapté au phénomène qui nous intéresse.

1.3.3 Classification de Pierson et Costa, 1987

Il s'agit d'une classification rhéologique, c'est-à-dire basée sur le comportement des écoulements sédimentaires. Ces écoulements correspondent ici à des mélanges de particules sédimentaires et d'eau, en proportions variables. Elle est basée, d'une part sur la vitesse de l'écoulement (ordonnée) et sur la concentration en sédiment (abscisse), la concentration étant comprise entre 0 et 100 %. On considère ici que le sédiment est grossier (granularité des graviers dominante) et mal classé. Les limites verticales A, B, et C correspondent à des limites rhéologiques. Lorsque la concentration en sédiments dans le mélange devient suffisante, un seuil de contrainte (limite d'élasticité) est atteint (A). À partir de cette limite, l'écoulement n'est plus newtonien et le comportement du fluide est de type Bingham. Il s'agit alors d'un *fluide à seuil* pour lequel l'écoulement n'est possible que si une contrainte cisailante minimale est atteinte (en dessous, le fluide ne s'écoule pas). La limite B marque une nette et soudaine augmentation de ce seuil. Au-delà de cette limite, le fluide est suffisamment cohésif pour assurer la suspension statique de particules grossières et la liquéfaction débute. La limite C marque l'arrêt du processus de liquéfaction et l'écoulement, très concentré, possède un comportement granulaire au-dessus de cette limite. Dans ce cas, une dilatance minimale est nécessaire pour que l'écoulement ait lieu. Les avalanches de débris (sturzstroms) appartiennent à cette catégorie et correspondent à des écoulements de dispersions granulaires se déplaçant très rapidement (vitesse de l'ordre de 10^2 m.s^{-1}). Pour les écoulements granulaires, les limites horizontales (en pointillés) sont déterminées en fonction des mécanismes de transmission des contraintes entre les particules. Dans le cas des avalanches de débris, selon cette classification, le mécanisme qui maintient la suspension (et donc la dilatance) est la *fluidification*. Cette dernière résulte, selon les cas, de la présence d'eau (avalanches de débris subaquatiques), de gaz (fluidification par l'air, par de la vapeur d'eau), de particules fines (fluidification par les fines) ou de la fluidification acoustique

(maintien de la dilatance par la propagation d'ondes acoustiques entre les particules).
L'ensemble de ces processus sera discuté ci-dessous.

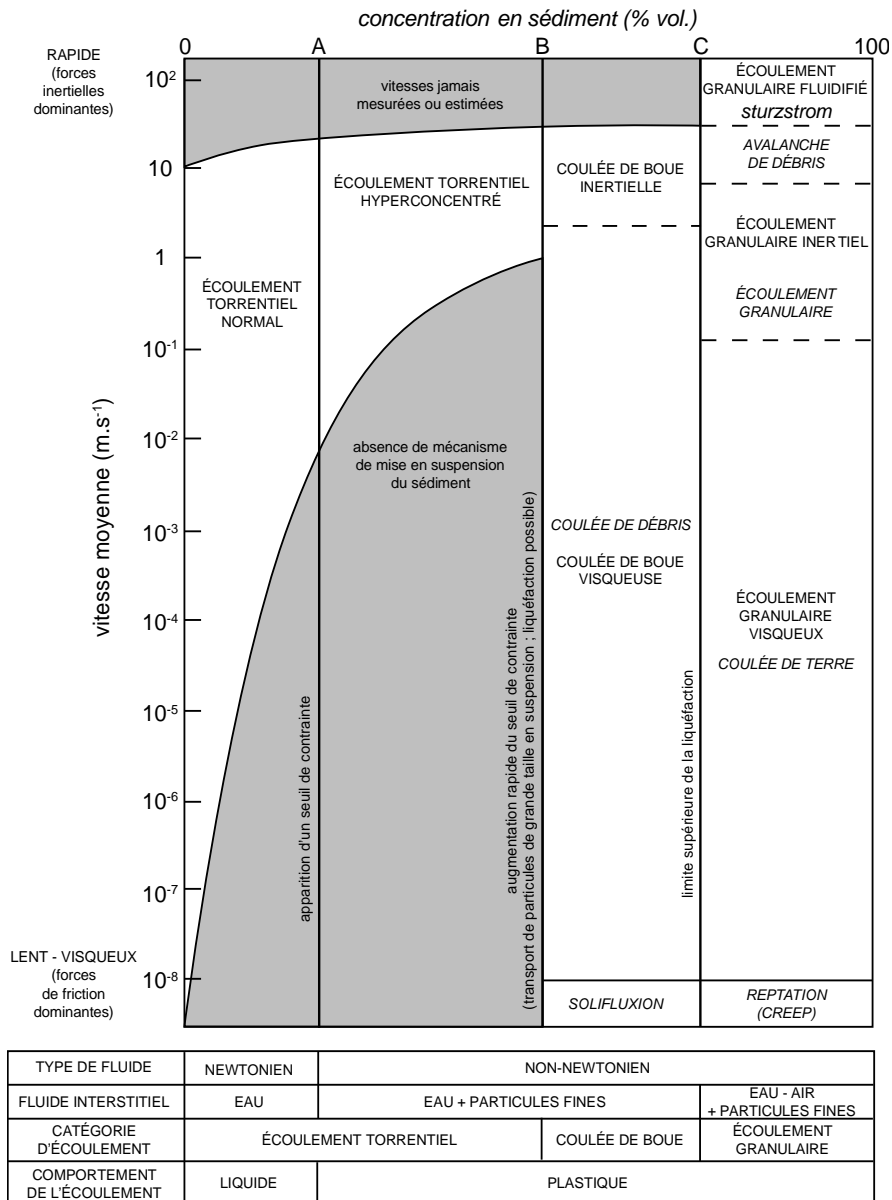


Figure I.6. Classification rhéologique des écoulements sédimentaires (mélanges de sédiment et d'eau) de Pierson et Costa (1987).

2 Processus de mise en place des avalanches de débris

Une avalanche de débris, comme tous les mouvements gravitaires de grande ampleur, est le déplacement d'un volume rocheux depuis une zone source (zone proximale), jusqu'à la zone

d'arrêt (zone distale). L'énergie potentielle emmagasinée dans le massif rocheux à la source sera transformée tout au long du transport, par différents processus. Le mouvement est classiquement décomposé en trois étapes : l'initiation, la propagation et le dépôt (Fig. I.7). De nombreux facteurs vont intervenir tour-à-tour au cours de ces trois étapes. Ces facteurs permettent de caractériser les différentes étapes du processus.

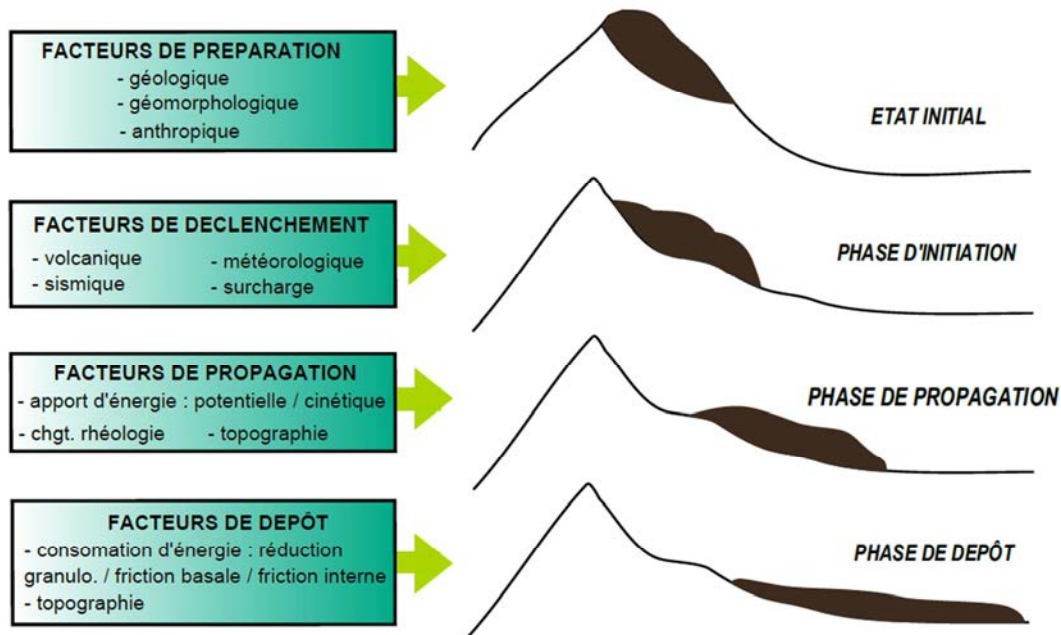


Figure I.7. Les trois grandes étapes constituant une avalanche de débris. L'état initial représente l'édifice volcanique ou montagneux avant toute déstabilisation gravitaire.

2.1 Phase d'initiation

La phase d'initiation marque le passage d'une masse rocheuse stable à un état instable sous l'effet d'un mouvement gravitaire. Ce changement de stabilité aboutit à un mouvement gravitaire rapide qui est le résultat de l'action de facteurs de préparation et de facteurs déclenchants (Heim, 1932).

2.1.1 Les facteurs de préparation

Tous les facteurs de préparation agissent de la même façon en diminuant la cohésion de la roche en affectant le massif rocheux lui-même. Trois facteurs principaux de préparation sont généralement distingués :

Facteurs géologiques : La présence de matériaux fragiles ou altérés au sein du massif rocheux initial va directement affecter sa stabilité. La tectonique conduit à la déformation du massif rocheux sous l'action de diverses contraintes. Le comportement du matériau est alors

modifié par l'apparition de zones de cisaillement (Fig. I.8a) ou de fractures rendant les déplacements possibles. C'est le cas, par exemple, de la présence de mylonites (roches cataclasiques) sur le versant du Vaïont en Italie (Fig. I.8a) qui ont permis le glissement de tout un flanc du versant le 10 septembre 1964 (Smenza et Ghirotti, 2000).

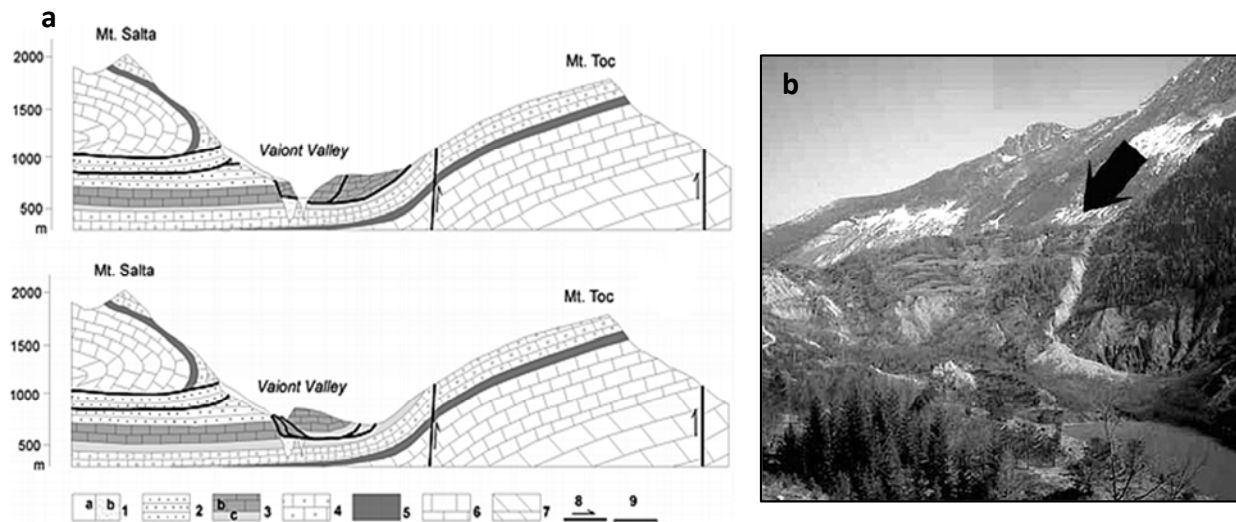


Figure I.8. (a) Coupe géologique du versant du Vaïont avant (en haut) et après (en bas) le glissement du 10 septembre 1964 : 1a/b alluvions quaternaires, 2 calcaires du Crétacé, 3b calcaires lités à lit argileux du Malm, 3c calcaires du Jurassique, 4 calcaires du Vaïont du Dogger, 5 formation de Igne, 6 calcaires du Lias, 7 calcaires du Trias, 8 failles et chevauchements, 9 surfaces de glissement. (b) Vue du glissement du Vaïont (© E. Bronhead et R. Cojean www.sciport.ac).

Enfin, certaines formations géologiques (salifères, marneuses ou argileuses) sont favorables à des ruptures initiées par des instabilités de pente (Alpes Françaises, Pilot et Durville, 1988 ; Italie, Govi, 1988 ; Suisse, Schindler, 1988). De même, l'altération est un processus pouvant faire rapidement apparaître des niveaux fragiles. C'est un processus lent affectant tout type de roches (particulièrement : argiles, matériaux pyroclastiques), sous l'action des conditions climatiques, en particulier l'eau.

Facteurs géomorphologiques : La morphologie d'un versant découle de son histoire tectonique, volcanique, glaciaire ou érosive. Ces facteurs déterminent sa pente et sa stabilité. Le soulèvement tectonique apparaît aux abords et au niveau des zones en compression durant la formation des chaînes de montagnes. Son amplitude est plus ou moins importante selon la vitesse de déplacement des plaques lithosphériques. L'érosion du versant est d'autant plus intense que la vitesse de soulèvement est élevée (Habib, 1990). Cependant, l'érosion d'un versant est également très liée au climat (eau et cycles gel - dégel) qui conduit à la

dégradation des roches et modifie la forme des reliefs. De même, les glaciations sont responsables de nombreuses morphologies régionales favorables aux déstabilisations. La fonte des glaces diminue la pression exercée sur les flancs des vallées, permettant alors un rebond post-glaciaire suivi de grandes périodes d'instabilités. Enfin, et bien que son rôle ait un impact extrêmement limité, la végétation joue un rôle sur la stabilité d'un massif rocheux notamment en limitant le ruissellement des eaux.

Facteurs anthropiques : Il est rare que des grands glissements gravitaires comme les avalanches de débris, soient liés à l'action de l'homme. Il s'agit le plus souvent d'instabilités préexistantes soumises à des interventions humaines défavorables. Par exemple le 11 septembre 1881, le village d'Elm (Suisse) a été partiellement enseveli par 10 millions de m³ de matériel rocheux. Cette catastrophe a été rattachée à une trop grande excavation anthropique pour l'exploitation de l'ardoise. De même, l'évènement de Frank (Canada) le 29 avril 1903 est également dû à une mauvaise gestion de l'exploitation minière (McConnell et Brock, 1904 ; Cruden et Hungr, 1986). Plus récemment, l'irrigation, l'agriculture et la surexploitation du sol a été tenue pour responsable du glissement de Mayunmarca (Pérou) en avril 1974 (Kojan et Hutchinson, 1978). De même, le 16 octobre 1979 la surcharge de sédiments artificiellement accumulés pour la construction d'une digue par compactage dynamique à proximité de l'aéroport de Nice (France) provoque un glissement de 8 millions de m³ déstabilisés par la présence, en profondeur, d'une couche de silt liquéfiable mal évaluée (Habib, 1994).

2.1.2 Les facteurs déclenchement

Le déclenchement d'un évènement gravitaire rapide est systématiquement lié à un phénomène physique externe augmentant rapidement les contraintes tout en réduisant la résistance du massif rocheux. On distingue quatre facteurs de déclenchement :

Facteurs volcaniques : Trois phénomènes volcaniques ont été identifiés comme pouvant être la cause de déstabilisations majeures sur les flancs des volcans. Les gonflements lors de l'intrusion de magmas dans l'édifice volcanique (Donnadiou *et al.*, 2001) et l'activité hydrothermale fragilisent la roche et augmentent de taux de déformation permettant ainsi la rupture par modification de la pression de pores (Stoopes et Sheridan 1992 ; van Wyk de Vries *et al.*, 2001). Il existe également des effondrements purement gravitaires provoqués par

la dépressurisation du cône volcanique lors du déclenchement d'une explosion par décompression du cryptodôme. Ce dernier est le processus ayant provoqué, par déstabilisation du flanc nord du Mont St.-Helens (USA) le 18 mai 1980 lors du déclenchement de l'explosion paroxysmale (Glicken, 1996 ; Fig. I.9a et b).

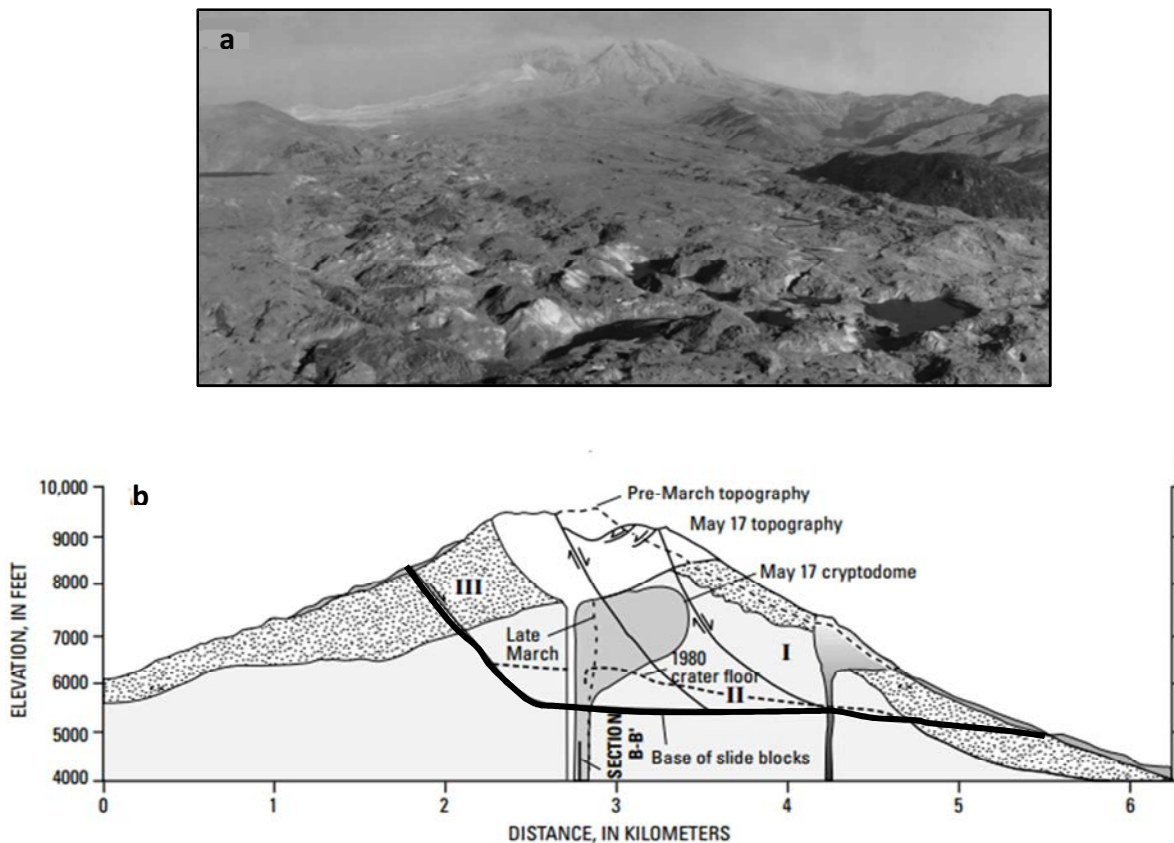


Figure I.9. (a) Dépôts d'avalanche de débris du Mont St.-Helens, USA. (b) Etat de développement du cryptodôme un jour avant l'éruption paroxysmale du 18 mai 1980. Le trait épais représente la zone d'arrachement de l'avalanche de débris (modifié d'après Glicken, 1996).

Facteurs sismiques : Il est clairement démontré que les séismes sont à l'origine de mouvements gravitaires de grande ampleur (Keefer, 1984). En effet, il apparaît que l'augmentation de la pression de pores et les accélérations verticales et horizontales provoquées par le passage des ondes sismiques S diminuent la résistance du sol au cisaillement. Le 17 août 1959 le séisme du lac Hebgen aux USA (magnitude 7.1) a déclenché de nombreux petits glissements de terrain et avalanches de débris (Bailey, 1961). Le facteur sismique est également mis en avant par Mc Saveney, (1978) pour expliquer le déclenchement de l'avalanche de débris du glacier Sherman (Alaska) le 27 mars 1964 (Fig. I.10a et b).

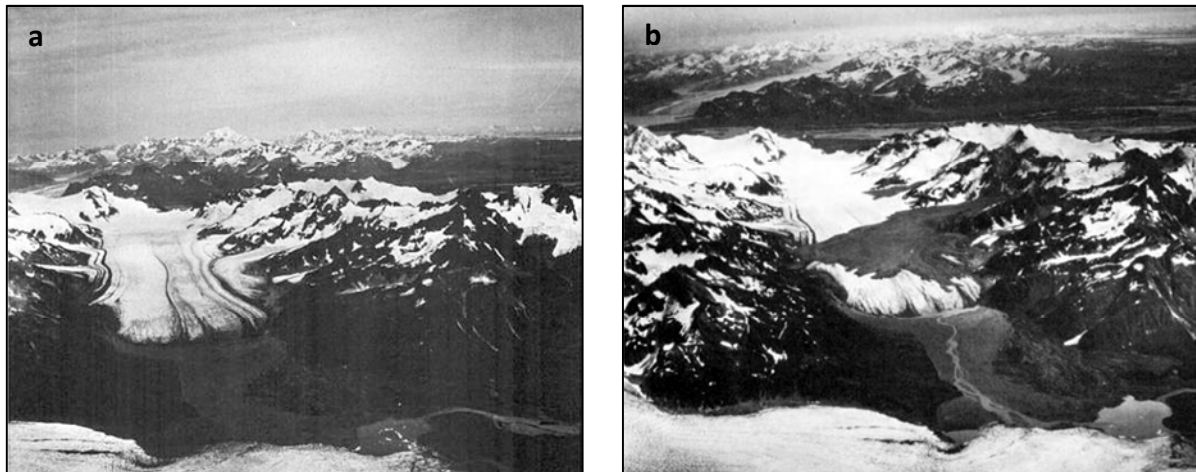


Figure I.10. (a) Le glacier Sherman (Alaska) avant l'avalanche de débris provoquée par le séisme du 27 mars 1964. (b) Le glacier Sherman (Alaska) après l'avalanche de débris du 27 mars 1964 (McSaveney, 1978).

Facteurs météorologiques : Les cyclones tropicaux accompagnés de très fortes précipitations et la fonte des neiges produisent une arrivée d'eau importante sur une courte période de temps. Deux facteurs sont importants : la quantité d'eau et la durée de l'alimentation en eau (Paul *et al.*, 2000). En 1998, l'ouragan Mitch accompagné de très fortes précipitations fut à l'origine de l'avalanche de débris du volcan Casita (Nicaragua) en dehors de toute activité volcanique (Kerle *et al.*, 1998 ; van Wyk de Vries, 2001). De la même manière, l'écroulement de Val Pola – en Italie – le 28 juillet 1987 (Fig. I.11) a été déclenché à la suite à 5 jours de précipitations continues (Govi, 1988 ; Azzoni *et al.*, 1992).



Figure I.11. Avalanche de débris du Mont Zandila, Val Pola Italie (© F. Gavezzini, www.franscescogavezzini.it).

Facteurs de surcharge : La surcharge rocheuse d'un versant va directement jouer sur la force motrice. Cette surcharge résulte généralement d'un stockage de dépôts naturels (torrentiels, crues, glaciaires) instables sur un versant, ou d'une action anthropique. Il faut noter que ces effets de surcharge sont extrêmement fréquents en domaine volcanique, par apport de matériaux juvéniles pouvant provoquer l'effondrement d'un flanc du volcan. L'accumulation des produits volcaniques construit le cône qui devient alors progressivement instable. Les alternances de matériaux au comportement mécanique contrasté accroissent l'instabilité du versant.

Déstabilisation des hydrates de gaz (cas général des remontées de fluides) : Certains mouvements de terrain de grand volume en domaine sous-marin peuvent être déclenchés par la déstabilisation des hydrates de gaz. C'est apparemment le cas du grand glissement de Storrega dans l'Atlantique Nord il y a 8200 ans BP (Haflidason *et al.*, 2004). Les hydrates de gaz, cristallisés dans les sédiments des marges continentales peuvent être déstabilisés lors d'épisodes climatiques chauds ou, par baisse de pression hydrostatique, lors de phases régressives.

2.2 Phase de propagation

La phase de propagation fait suite à la phase d'initiation et débute une fois la rupture produite. Au cours de cette phase, l'effet du déplacement va entraîner des modifications des caractéristiques de la masse rocheuse qui va passer d'un état cohérent à un état granulaire fluide composé de grains de tailles hétérogènes. Une réduction granulométrique importante va s'opérer au cours de cette phase. Le déplacement du matériau granulaire ainsi formé exerce moins de friction sur le substratum que la masse rocheuse cohérente qui glisse au début de l'écoulement.

Lors de leur propagation, les avalanches de débris ont la particularité de montrer une mobilité extrêmement importante pouvant être influencée par la topographie, les relations avec le substratum et des mécanismes internes de la masse rocheuse. Malgré de très nombreux phénomènes évoqués pour expliquer cette extrême mobilité et qui seront détaillés ultérieurement (cf. : 3.3). Il s'agit dans un premier temps, de la hauteur de chute qui va

déterminer la quantité d'énergie potentielle disponible pour initier le glissement qui sera suivi de la propagation de l'écoulement. On note en effet une augmentation de la distance de parcours avec l'augmentation de l'énergie par unité de volume (Couture *et al.*, 1998).

L'énergie totale permettant la propagation d'une avalanche de débris sera donc le résultat de l'action et de la consommation des énergies. L'énergie potentielle, directement liée à la hauteur de chute de la déstabilisation est la première source d'énergie mettant en mouvement l'avalanche de débris. Dès que le glissement est initié, cette énergie potentielle se transforme en énergie cinétique. Cette transformation d'énergie est nécessaire pour faire passer un corps au repos à un état mobile. Au cours du transport, cette énergie va être dissipée par frottement basal et interne, mais aussi pour la réduction granulométrique qui accompagne l'écoulement. C'est au cours de l'étape de propagation que vont se dérouler les mécanismes cruciaux à la compréhension de la grande mobilité des avalanches de débris.

2.3 Phase de dépôt

La phase de dépôt est la dernière étape d'une avalanche de débris et représente l'immobilisation en masse de l'écoulement. Les facteurs initiant le dépôt sont contraires à ceux favorisant la propagation et la mobilité. La masse s'arrête lorsque l'addition des énergies dissipées par frottement basal, interne et par réduction granulométrique, devient supérieure à la valeur de l'énergie potentielle et de l'énergie cinétique.

Suivant les auteurs, la phase de dépôt est décrite comme brusque et rapide (Heim, 1932 ; Shreve, 1968a ; Hsü, 1978 ; Davies, 1982) ou progressive pendant une durée plus longue (Shaller 1991). Certains proposent également que le dépôt se fait d'abord sur l'avant de la masse, suivi par une compression à l'arrière (Locat *et al.*, 1991). D'autres suggèrent un dépôt en masse avec une perte de dilatance soudaine (Davies *et al.*, 1999), ou alors un dépôt continu tout au long du transport par aggradation progressive (Cannon et Savage, 1988). Finalement, il semble que la complexité des processus de dépôt résulte de deux facteurs principaux : les caractéristiques topographiques de la zone d'écoulement et de dépôt (Voight et Sousa, 1994) et le comportement de la masse rocheuse durant la phase de propagation (Sousa et Voight, 1995). En effet, les obstacles topographiques constituent les principaux facteurs de dépôt en induisant une forte consommation énergétique lorsque les avalanches de débris les rencontrent (Strom, 1996). De même, si l'avalanche de débris s'écoule dans une zone particulièrement

ouverte favorisant l'expansion latérale de l'écoulement, l'augmentation de la surface de contact avec le substratum à la base de l'écoulement accélérera le dépôt (Kerr et Abbott, 1996). Enfin, une masse rocheuse constituée de très gros blocs sera facilement et rapidement stoppée par un versant opposé, alors que la trajectoire d'un écoulement granulaire très fracturé et fluide pourra être modifiée plus facilement par les obstacles topographiques (Evans *et al.*, 1994).

En définitive, la limite entre les phases de propagation et de dépôt est indistincte bien que la première soit favorisée par des facteurs qui facilitent le mouvement alors que la seconde résulte de facteurs qui s'y opposent. Ce sont des facteurs qui contrôlent le déplacement des masses rocheuses de volume important, ce qui complique leur étude. Les processus mécaniques qui agissent sur le transport et le dépôt des avalanches de débris demeurent largement incompris. C'est leur compréhension qui pourra permettre de résoudre une énigme géologique majeure : l'extrême mobilité des avalanches de débris.

3 Caractéristiques générales des dépôts d'avalanches de débris

3.1 Caractéristiques structurales

Les dépôts d'avalanches de débris sont souvent volumineux et présentent de multiples faciès et des structures complexes. Les dimensions et les formes des dépôts varient beaucoup d'un exemple à l'autre. Ils sont limités par des escarpements latéraux ou frontaux de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de hauteur (Ui *et al.*, 2000). Les caractéristiques des dépôts en termes de dimension sont décrites dans la première section de ce chapitre.

3.1.1 Terminologie

Les dépôts d'avalanches de débris sont des brèches épiciastiques, très mal triées et constituées d'éléments fracturés (clastes ou blocs) de taille et de nature variées. Des blocs et des clastes, présentant une taille décroissante de la zone source vers la zone distale, sont inclus dans une matrice à granularité plus fine (Siebert, 1984 ; Ui *et al.*, 1986 ; Glicken, 1986 ; Ui et Glicken, 1986 ; Palmer *et al.*, 1991 ; Schneider et Fisher, 1998).

La terminologie descriptive des composants d'une avalanche de débris volcanique ou non a été l'objet de multiples discussions scientifiques (Ui, 1983 ; Ui et Glicken, 1986 ; Glicken, 1991 ; Belousov *et al.*, 1999, Nehlig *et al.*, 2001, Komorowski, 2008). Il est donc important

de bien définir les termes utilisés dans la description des dépôts d'avalanches de débris (Fig. I.12) :

- **Un claste** : est une particule de taille variant du micromètre au mètre, indivisible par immersion dans l'eau ou par tamisage (Glicken, 1991).
- **Un bloc** : ou mégabloc lorsqu'il est supérieur à 100 m est une partie entière de l'édifice (un panneau) déstabilisé, disséminée au sein de la matrice.
- **La matrice** : souvent utilisée pour décrire un ensemble de particules ayant un diamètre inférieur à 2 mm, il est cependant plus courant d'utiliser ce terme pour désigner un ensemble de petites particules englobant des grains plus gros (Mehl et Schmincke, 1999). On distingue la matrice intrabloc présente dans un bloc homolithologique et la matrice interbloc présente dans un bloc ou un faciès polyolithologique (Glicken, 1996). Ce dernier type de matrice résulte de la pulvérisation des blocs et des clastes au cours du transport.

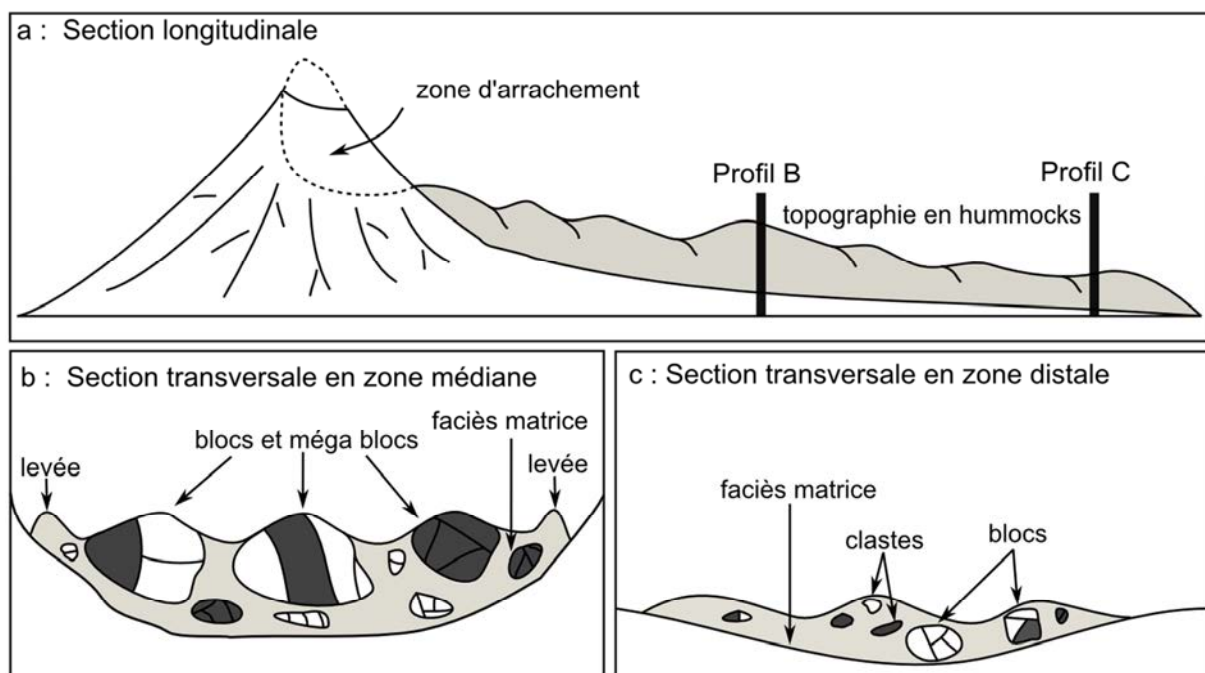


Figure I.12. Sections longitudinales et transversales d'un dépôt d'avalanches de débris. (a) : Section longitudinale de la zone source à la zone distale du dépôt montrant la topographie mamelonnée à *hummocks*. (b) Section transversale de la partie médiane du dépôt montrant l'organisation latérale des blocs. (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 du dépôt (modifié d'après Ui *et al.*, 2000).

3.1.2 Les faciès caractéristiques

Le terme faciès, renvoyant à la notion d'aspect du dépôt, permet de distinguer les dépôts d'avalanches de débris en fonction de leurs caractéristiques. Les nombreuses études de dépôts d'avalanches de débris ont entraîné la multiplication du nombre de faciès identifiés et décrits. Nous ne décrivons ci-dessous que les faciès les plus couramment utilisés et les plus précis en termes de composition, de granularité et de structures. Il faut cependant noter que les faciès peuvent également être décrits en fonction d'autres caractéristiques telles que : leur composition chimique, leur position dans le dépôt (proximal, distal, médian) ou la structure de la zone source (Palmer *et al.*, 1991 ; Glicken, 1996).

- **Le faciès matriciel** : faciès riche en matrice (fraction fine du dépôt) dont la composition est similaire à celle des blocs d'avalanches de débris (Crandell *et al.*, 1984 ; Ui et Glicken, 1986). Dans leur travail, Mehl et Schmincke, (1999) emploient le terme de faciès homogène pour décrire ce faciès matriciel (Fig. I.11a).
- **Le faciès à blocs** : faciès composé d'un empilement de blocs provenant de la zone source. Ce faciès présente généralement une partie matricielle peu développée, < 30 % massique (Glicken, 1991). On distingue le faciès à blocs (taille < 100m) du faciès à mégablocs (taille >100 m), sur certains affleurements (Mehl et Schmincke, 1999 ; Fig. I.13b).
- **Le faciès mélangé** : faciès riche en matrice interbloc, comprenant également de nombreux blocs. L'ensemble est très hétérolithologique, sans stratification ni tri (Glicken, 1991 ; Fig. I.13a et b).
- **Le faciès basal** : faciès typique de la base du dépôt, riche en matrice inter-bloc mais ne présentant que très exceptionnellement des blocs. Les lithologies rencontrées dans ce faciès sont très variables avec une grande quantité d'éléments du substratum incorporés par cannibalisme sédimentaire au cours du transport (Ui *et al.*, 2000). Cette couche recèle quelquefois de précieux témoins du sens d'écoulement de l'avalanche tels que, par exemple, des troncs d'arbres déracinés et entraînés par le passage de la masse rocheuse (Fig. I.13c).
- **Le faciès bulldozer** : faciès essentiellement composé d'éléments du substratum fortement déformés par le passage de l'avalanche de débris. La déformation se fait

principalement par plissement et formation de failles chevauchantes (Schneider et Fisher, 1998 ; Clavero *et al.*, 2002 ; Fig. I.13d).

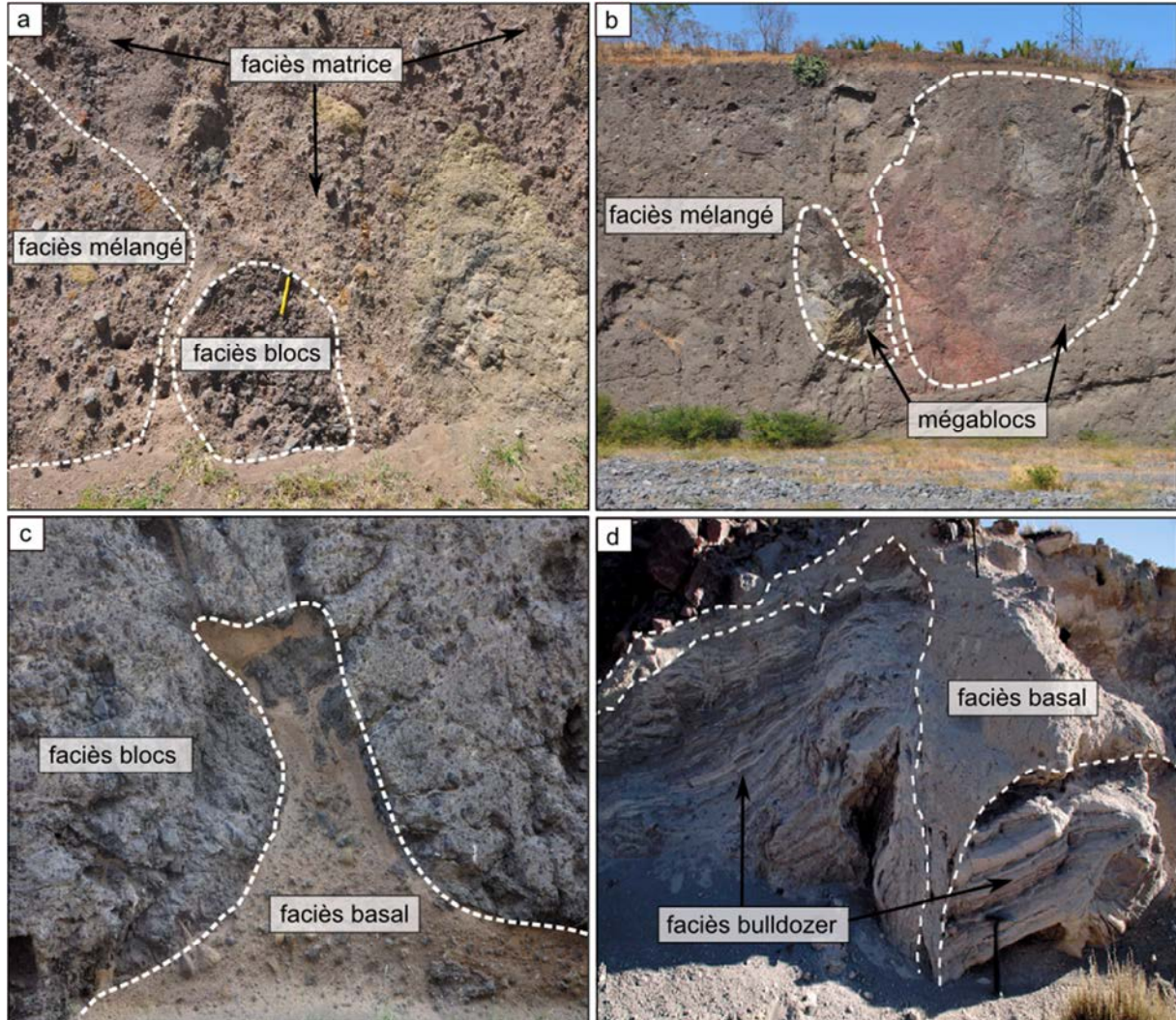


Figure I.13. Les faciès caractéristiques des dépôts d'avalanches de débris. (a) Dépôt d'avalanche de débris de Plateau Caillou sur le flanc ouest du Piton des Neiges (Ile de La Réunion) montrant les trois faciès les plus fréquemment rencontrés : faciès matrice, mélangé et à blocs. (b) Dépôt d'avalanche de débris de la Rivière des Galets (Ile de La Réunion) présentant des méga blocs de plusieurs dizaines de mètres. (c) Dépôt d'avalanche de débris de Saint-Gilles (Ile de La Réunion) exposant un faciès à blocs classique avec une injection de matrice basale. (d) Dépôt d'avalanche de débris du Parinacota (Chili). L'affleurement est principalement constitué de matériaux du substratum (série lacustre) formant le faciès bulldozer fortement déformé et recoupé par une injection de faciès basal (Bernard, 2008).

Généralement, une diminution de la proportion du faciès à blocs ainsi que de la taille des clastes est observée vers la partie distale (Ui et Glicken, 1986 ; Ui *et al.*, 1986 ; Glicken, 1996 ; Nehlig *et al.*, 2001). La proportion d'éléments incorporés depuis le substratum dans le dépôt tend à augmenter vers les zones distales des dépôts (Clavero *et al.*, 2004 ; Hungr et Evans, 2004). Les très rares études granulométriques réalisées sur des dépôts d'avalanches de débris montrent que les blocs fracturés en zone proximale ont tendance à l'être beaucoup plus fortement en zone distale (Glicken, 1996, Belousov *et al.*, 1999 ; Voight *et al.*, 2002).

3.2 Géomorphologie des dépôts

3.2.1 Les dépôts subaériens

Les dépôts d'avalanches de débris présentent une morphologie caractéristique en lobe plus ou moins développé en fonction du confinement topographique et une surface chaotique, très mamelonnée, en *hummocks* (Fig. I.14a). Le terme *hummock* signifie « dôme » en anglais et correspond à de très gros blocs proéminents à la surface séparés par des dépressions topographiques (Siebert *et al.*, 1984). En domaine aérien les *hummocks* caractéristiques de ces dépôts chaotiques peuvent être classés selon trois types (Glicken, 1991, 1996 ; Fig. I.14b) :

- **Le type A** : L'*hummock* est formé de blocs jointifs, sans dépôts de matériaux du faciès mélangé dans les espaces inter-*hummock* et peut atteindre une taille supérieure à 100 m. On rencontre ce type d'*hummock* dans les domaines très proximaux des dépôts d'avalanches de débris.
- **Le type B** : Ce type de *hummock* est plus petit que ceux du type A, il est formé uniquement de particules fines (faciès mixé) de l'avalanche. Ici les particules qui constituent l'*hummock* sont dispersées et il n'y a pas de « blocs » au cœur de la structure. Ces *hummocks* présentent une taille qui ne dépasse pas quelques mètres de diamètre.
- **Le type C** : Ce type de *hummock* est formé de blocs fracturés (*débris blocks* du *block faciès* ; Glicken, 1991) de très grande taille, noyés dans les particules plus fines constituant l'avalanche de débris. Ces *hummocks* sont transportés au sein du faciès mélangé.

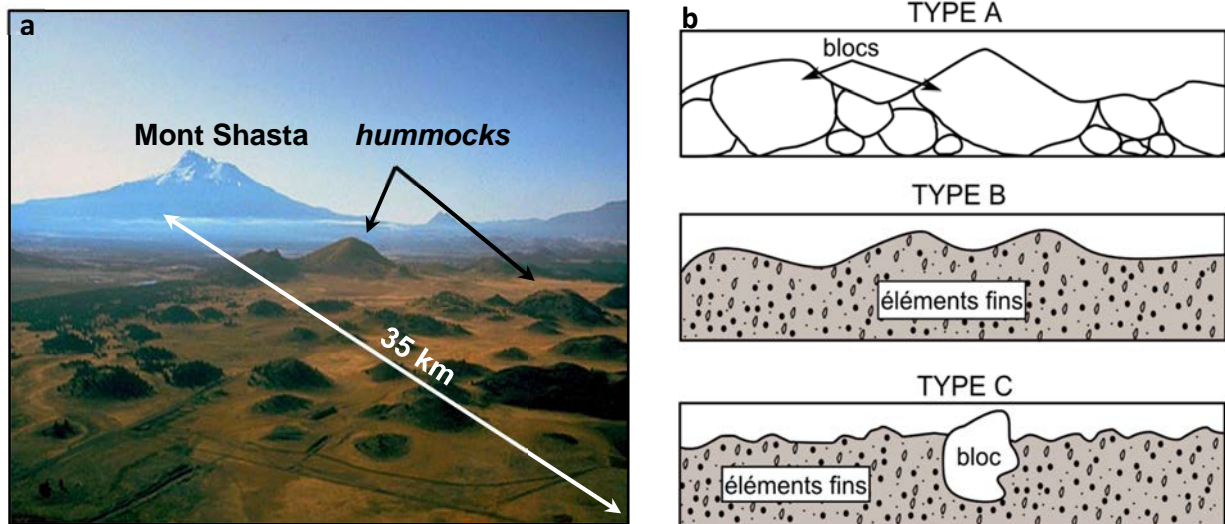


Figure I.14. (a) Morphologie en *hummocks* du dépôt d'avalanche de débris du Mont Shasta datée à 380000 ans. Volume rocheux : 45 km³, distance parcourue : > 35 km, surface recouverte : 675 km². (Photo aérienne Harry Glicken, USGS, 1982). (b) Schéma des trois différents types de *hummocks* (modifié d'après Glicken, 1991).

La topographie des dépôts d'avalanches de débris peut également être marquée par différentes structures telles que les failles normales ou les tranchées (Belousov *et al.*, 1999, van Wyk de Vries *et al.*, 2001) mais également des structures plus spécifiques telles que :

- **Les rides de bordure** (ou levées) qui limitent latéralement les dépôts (Ui *et al.*, 2000).
- **Les dépressions inter-*hummocks*** dues uniquement à la présence des *hummocks* qui demeurent proéminents à la périphérie. L'altitude de leur plancher correspond à l'altitude du toit du dépôt sans prendre en compte la hauteur des *hummocks* (Fig. I.15a)
- **Les dépressions anti-*hummocks*** qui sont de véritables dépressions par rapport à l'altitude du toit du dépôt (Fig. I.15b)
- **Les sillons sub-parallèles** à l'écoulement, principalement observés au niveau de l'avalanche de débris volcanique de Shiveluch (nord-est de la Russie) en 1964 (Belousov *et al.*, 1999). Ils sont la conséquence de la décélération de certains blocs par rapport à la masse principale de l'avalanche, en réponse au cisaillement basal (Glicken, 1986, 1991).

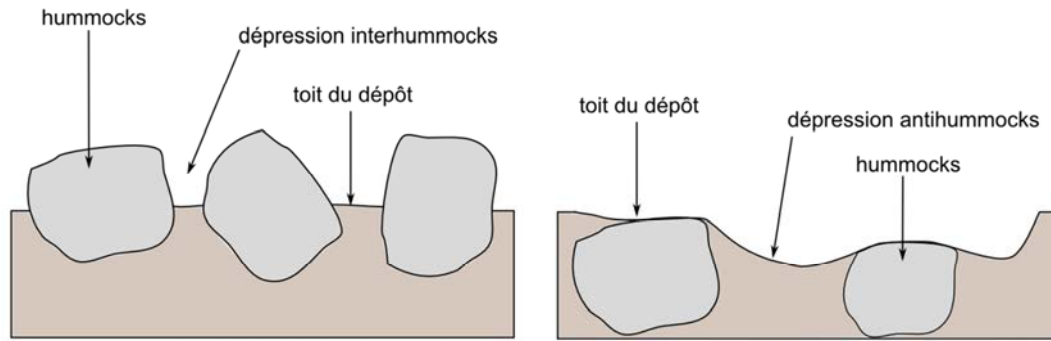


Figure I.15. (a) Représentation schématique d'un dépôt d'avalanche de débris présentant des dépressions interhummocks. (b) Représentation schématique d'un dépôt d'avalanche de débris présentant des dépressions antihummocks.

Il est parfois difficile d'avoir un aperçu complet de la morphologie de surface d'une avalanche de débris. En effet, l'observation des morphologies de surface et leur quantification peuvent être biaisée par l'érosion et le recouvrement post-avalanche du dépôt qui tendent à combler les dépressions inter-*hummocks* et à modifier la morphologie de surface primitive du dépôt.

3.2.2 Les dépôts sous-marins

Les avalanches de débris ont leur source en domaine subaérien et poursuivent fréquemment leur déplacement en mer (Mitchell *et al.*, 2002, El Hierro et La Palma, Iles Canaries). Les écoulements peuvent également être initiés directement en domaine sous-marin (Mitchell *et al.*, 2003, Hawaï). Les dépôts brèchiques typiques des avalanches de débris sont très largement dominants sur les pentes sous-marines des îles océaniques et des arcs insulaires (Deplus *et al.*, 2001). En contexte sous-marin, les avalanches de débris ayant leur source à terre présentent un faciès beaucoup plus fragmenté que les avalanches exclusivement sous-marines (Mitchell *et al.*, 2003). En effet, pour fracturer des blocs rocheux en domaine sous-marin, il faut que l'eau de mer s'infilte rapidement dans les fractures, le cas échéant la fracturation est contrainte par la pression hydrostatique exercée par l'eau environnante. La morphologie des dépôts d'avalanches de débris sous-marins, mise en évidence par la bathymétrie et l'imagerie acoustique, présente une surface à *hummocks* semblable à celle des dépôts aériens, mais la taille des *hummocks* est parfois pluri-kilométrique (Takashi *et al.*, 2002 ; Fig. I.16). Ils sont reconnaissables par un faciès tacheté (Sisavath, 2011) et souvent situés dans le prolongement d'une structure en fer à cheval identifiée à terre et ouverte vers la mer, correspondant au glissement source de l'écoulement.

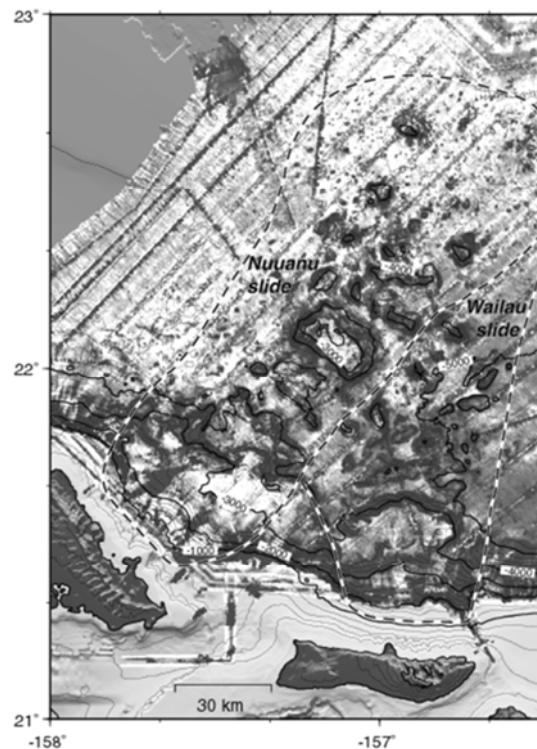


Figure I.16. Carte bathymétrique réalisée au sondeur multifaisceaux Seabam 2112 (campagne JAMSTEC) sur le flanc nord des îles de Molokai et Oahu. Nous notons la taille pluri-kilométrique des blocs transportés (Smith *et al.*, 2002).

4 Le problème central des avalanches de débris : leur extrême mobilité

La particularité majeure des avalanches de débris est leur très grande mobilité, très supérieure à celle des écoulements granulaires classiques et qui dépasse largement ce que prédisent les modèles basés sur la prise en compte de la simple friction. Elles peuvent franchir 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^{-1} (Siebert, 1984 ; McGuire, 1996). Ce phénomène a été initialement mis en évidence par Albert Heim en 1882 lors de son étude sur l'avalanche de débris d'Elm (Suisse ; Heim, 1882, 1932).

4.1 Les témoins de la mobilité

Afin de mieux appréhender cette distance de transport hors du commun, Heim introduit en 1932 le concept de *Fahrböschung*, qui signifie littéralement « l'angle de transport ». Ce sera la première méthode d'estimation de la distance de transport d'une avalanche de débris. Le

Fahrböschung (ou coefficient de friction interne) est défini par l'angle formé entre le sommet de la zone source et la base du dépôt mesuré selon l'axe emprunté par l'écoulement (Fig. I.17). Le coefficient de friction interne μ est alors (Eq.1) :

$$\mu = \tan(\alpha) = \frac{H}{L} \quad \text{Equation 1}$$

avec H différence d'altitude entre le point le plus élevé de la source (sommet de la cicatrice ou de l'ancien cône) et le front des dépôts, L la projection horizontale de la distance parcourue par l'avalanche depuis la cicatrice jusqu'au front des dépôts et α l'angle de transport. Pour un matériau granulaire classique, ce coefficient de friction μ est de l'ordre de 0,6, mais il diminue fortement dans le cas des avalanches de débris pour lesquelles les coefficients de friction sont très généralement $< 0,2$.

Cette méthode de calcul du coefficient de friction fut cependant considérée comme incorrecte et peu fiable par divers auteurs (Hsü, 1975 ; Davies, 1982 ; Legros, 2001). Une méthode plus précise de calcul du coefficient de friction est basée sur le calcul de l'angle de transport selon la droite reliant les centres de gravité de la masse rocheuse avant et après l'effondrement (les paramètres de calculs sont alors L_{cm} et H_{cm}). Malgré tout, la proposition initiale du *Fahrböschung* de Heim est toujours considérée par de nombreux auteurs comme la meilleure façon de mettre en évidence le faible coefficient de friction interne propre aux avalanches de débris. Il s'agit d'une méthode relativement facile à appliquer à partir de relevés topographiques alors que la détermination des centres de gravité est plus compliquée et inclut beaucoup d'approximations, particulièrement pour les dépôts partiellement érodés dont la surface a été modifiée. Le problème de la difficulté d'estimer la position du centre de gravité du volume initial de matériaux ainsi que de celui des dépôts avait déjà été soulevé par Heim en 1932.

Sachant que l'angle de repos théorique des matériaux granulaires est de 32° ($\mu=0,62$) et en le comparant à l'angle de repos réel mesuré sur les dépôts d'avalanches de débris, Hsü (1975) en déduit une quantification possible de l'hypermobilité de ces écoulements. Il introduit alors le terme de distance excessive de transport Le tel que :

$$\text{Equation 2} \quad Le = L - \frac{H}{\tan(32^\circ)}$$

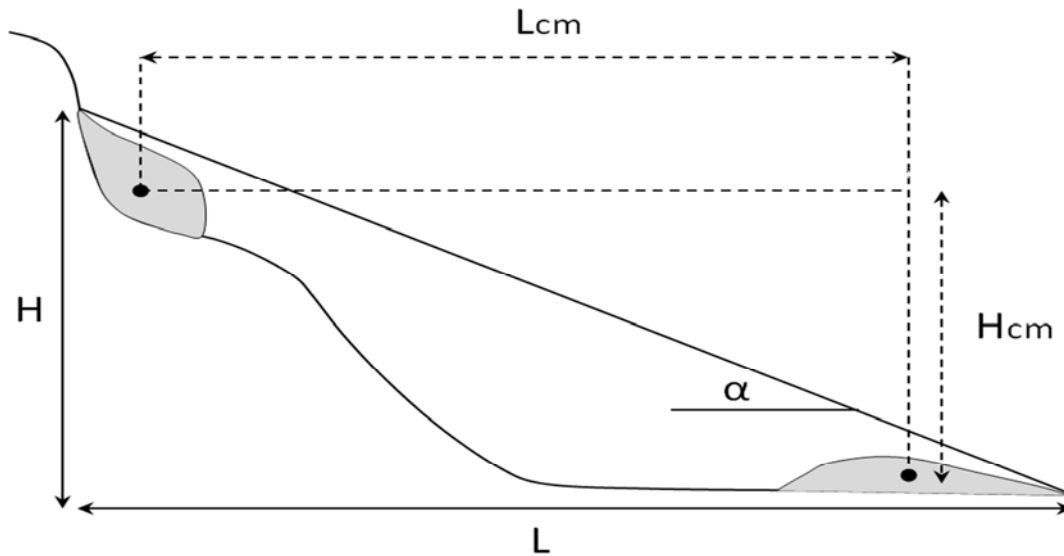


Figure I.17. Les différents paramètres mesurables de l'état initial au dépôt de l'avalanche de débris (avec H la différence d'altitude entre le point le plus élevé de la source et le front des dépôts, Hcm la différence d'altitude entre le centre de gravité du point le plus élevé de la source et le centre de gravité du front des dépôts, L la projection horizontale de la distance parcourue par l'avalanche depuis la cicatrice jusqu'au front des dépôts, Lcm la projection horizontale de la distance parcourue par l'avalanche depuis le centre de gravité de la cicatrice jusqu'au centre de gravité du front des dépôts et α l'angle de transport).

La valeur L_e représente la distance qu'aura parcourue une avalanche de débris au-delà de la distance prédite pour un écoulement granulaire classique avec un coefficient de frottement interne « normal », pour les mêmes conditions initiales. Le terme de « distance excessive » proposé par (Hsü, 1975) implique une notion de mobilité tout à fait exceptionnelle par rapport à la réalité physique admise par les travaux de Charles Coulomb (1870) pour les matériaux granulaires classiques. La communauté scientifique considérera alors le paramètre (L_e) comme mieux adapté au calcul de l'hypermobilité des avalanches de débris que le *Fahrböschung*, car ce dernier aurait une signification physique moins précise.

4.2 Les facteurs de mobilité

4.2.1 Rôle du volume rocheux

De nombreuses publications ont permis de faire le lien entre la mobilité et le volume rocheux mis en jeu (Heim, 1932 ; Siebert, 1984 ; Hayashi et Self, 1992 ; Legros, 2001). La figure I.18 représente la position de différents types d'avalanches de débris dans un graphique logarithmique qui prend en compte les valeurs de coefficients de friction μ et le volume (en

km³) de différentes avalanches. Il apparaît que la diminution du coefficient de friction est clairement corrélée avec l'augmentation du volume. Hsü (1975) et Hungr (1990) notent que le comportement des écoulements est différent lorsque leur volume est supérieur à quelques millions de m³. Ce constat est confirmé par Davies et McSaveney (1999) qui différencient le comportement des gros évènements, d'un volume supérieur à 10⁶ m³, de celui des plus petits. En étudiant le déplacement du centre de la masse au cours du transport, Legros (2001) arrive à une conclusion identique.

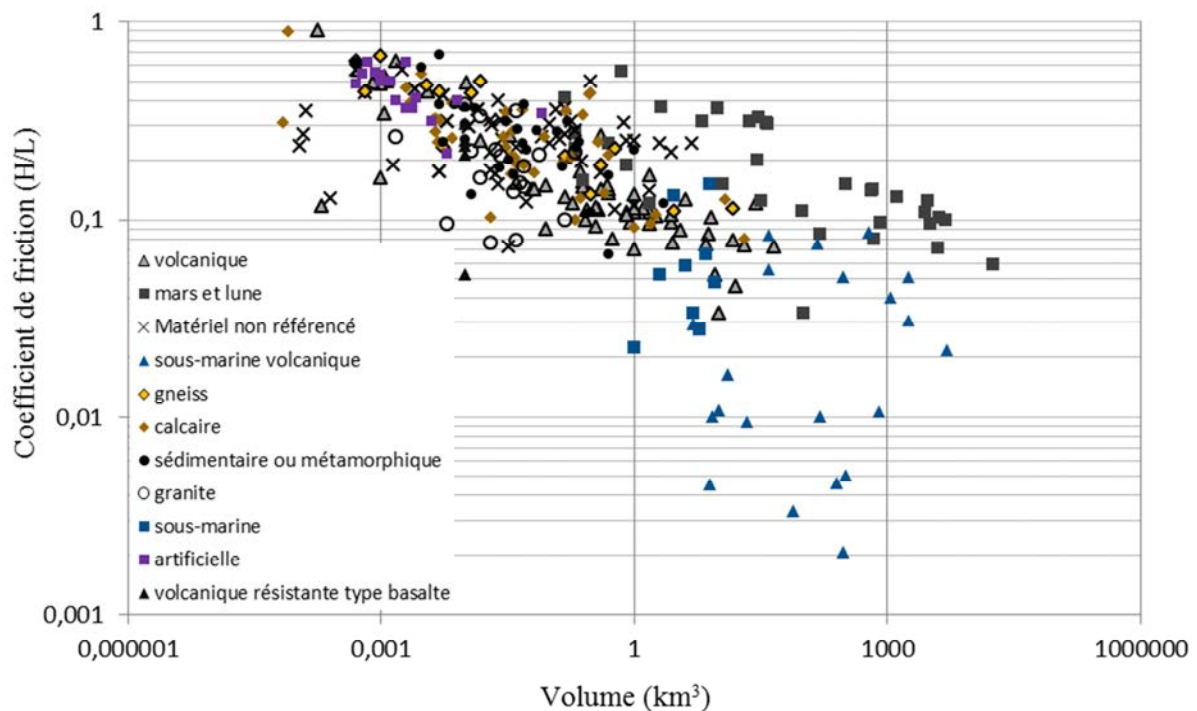


Figure I.18. Valeur du coefficient de friction en fonction du volume pour des avalanches de débris de nature différente (données d'après Pollet, 2004).

Une des principales critiques faite à cette corrélation linéaire négative entre le coefficient de friction interne et le volume de la masse rocheuse déplacée est la forte dispersion des données. La corrélation semble très dépendante du type de matériel mis en jeu lors de l'écoulement (volcanique, non volcanique, calcaire, matériaux glaciaires etc.), une étude corrélatrice faite sur 316 cas d'un volume s'échelonnant de 6.10³ m³ à 17.10³ m³, par Pollet, (2004) aboutit à un r²=0.391 ce qui montre qu'une corrélation existe mais qu'elle n'est pas forcément très marquée. En réponse à cette dispersion des données Hsü, (1975) introduit le rapport H/L^2 afin de distinguer qualitativement les évènements les plus mobiles des évènements les moins mobiles. Cette notion permet de définir des degrés de mobilité ce qui signifie que certains

évènements n'ont développé qu'une mobilité partielle par rapport à ce que l'on aurait pu attendre au vu du comportement d'un évènement de même volume. De ce fait, cela implique de s'intéresser à d'autres facteurs pouvant influencer sur cette relation H/L^2 vs. V tels que la hauteur de chute (H) ou l'étalement des débris.

4.2.2 Rôle de la hauteur de chute

Une corrélation positive significative existe entre la hauteur de chute H et la distance parcourue L (Fig. I.19). L'observation des sous populations indique que le rapport H/L augmente lorsque la hauteur de chute H augmente. Cela laisse supposer que la hauteur de chute est un facteur à prendre en compte dans la mobilité des écoulements. La longueur du parcours va directement dépendre de la hauteur de chute, qui cèdera à la masse une certaine énergie potentielle. L'analyse du même graphique mais en tenant compte du volume des sous-populations montre que la corrélation est d'autant plus faible que le volume est important. Par conséquent la relation entre la hauteur de chute et la distance de parcours peut être considérée comme exacte pour des évènements d'un volume jusqu'à 1 km^3 . Au-delà, la hauteur de chute ne semble pas déterminante sur la distance de parcours.

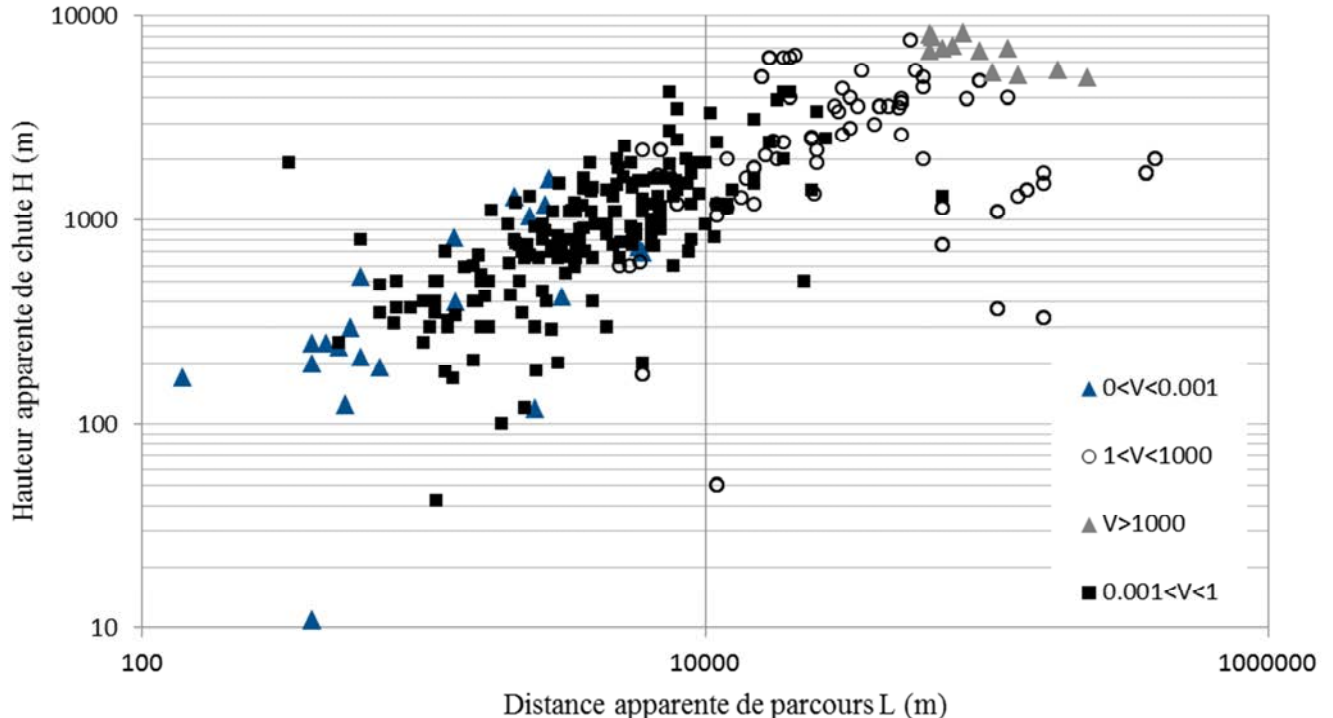


Figure I.19. Hauteur apparente de chute en fonction de la distance apparente de parcours pour des avalanches de débris de natures différentes (données d'après Pollet, 2004).

4.2.3 Rôle du contexte topographique

Le contexte topographique dans lequel se propage l'avalanche de débris va avoir un impact majeur sur la morphologie finale des dépôts. La morphologie finale se caractérise principalement par la surface recouverte par le dépôt. Pollet *et al.* (2002) et Pollet (2004) notent une certaine correspondance entre la distance de parcours et l'aire des dépôts (Fig. I.20). L'association mobilité-étalement révèle une tendance régressive, avec un regroupement quelquefois un peu aléatoire des données suivant le type de matériaux ou de contexte environnemental. En environnement volcanique, généralement plus ouvert topographiquement, la corrélation est bonne ($R^2 = 0.94$) alors qu'en environnement non volcanique ou les contraintes topographiques sont plus hétérogènes, la corrélation est légèrement moins claire.

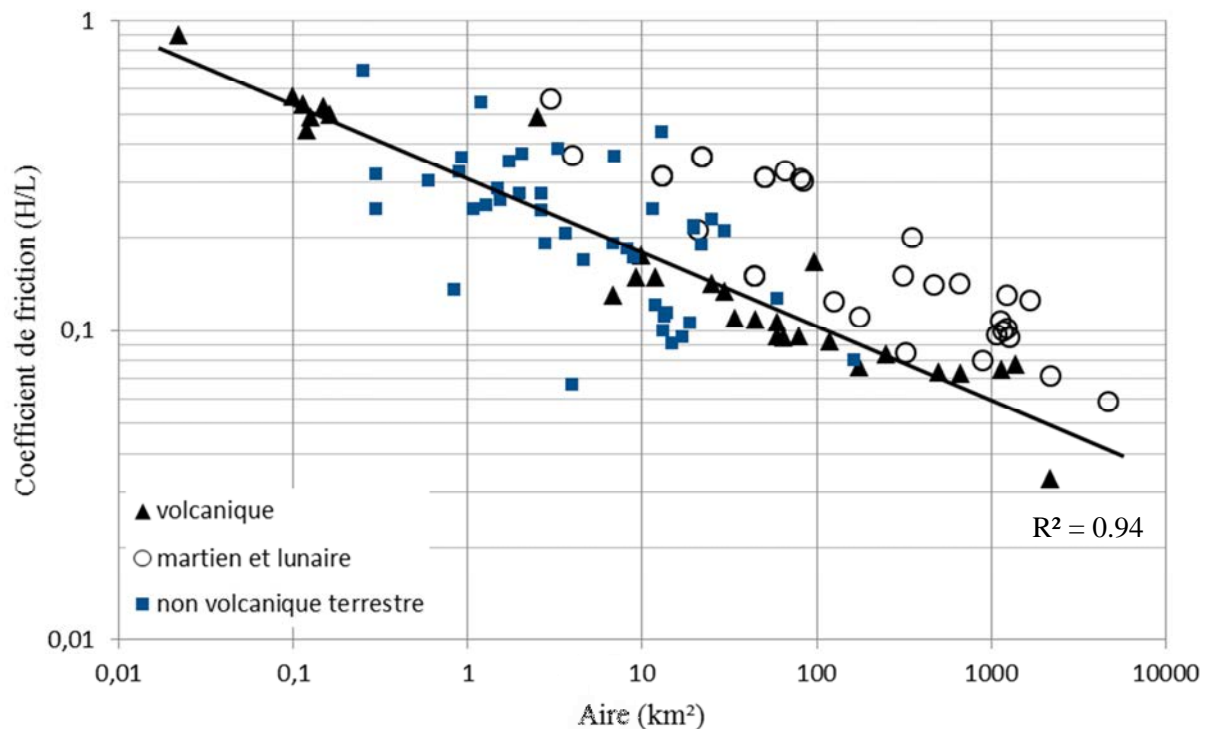


Figure I.20. Le coefficient de frottement en fonction de l'aire du dépôt pour des avalanches de débris de différentes natures (données d'après Pollet, 2004).

Nicoletti et Sorriso Valvo (1991) proposent le contrôle topographique comme unique cause à l'extrême mobilité des avalanches de débris. Leur modèle est basé sur l'étude de 40 avalanches de débris aériennes de compositions lithologiques variables (gneiss, argile, grès, calcaire etc.). Ils considèrent trois catégories de contrôle topographique : (1) la chenalisation de l'écoulement par des contraintes latérales, (2) la libre propagation de l'écoulement

horizontalement, (3) la libre propagation de l'écoulement latéralement et (4) l'impact frontal lorsque l'écoulement rencontre une pente opposée. Par conséquent les auteurs ont considéré le type de contrôle (1) comme très peu dissipatif en termes d'énergie, le type de contrôle (2) moyennement dissipatif et le type (3) très dissipatif. En suivant ce modèle, la mobilité des avalanches de débris diminuerait du type de contrôle (1) jusqu'au type (3). Le rôle du contexte topographique dans la grande distance de transport des avalanches de débris est, semble-t-il, un paramètre non négligeable et clairement démontré.

4.2.4 *Rôle de l'état de fracturation initial du massif*

La mobilité des avalanches de débris peut également dépendre de l'état initial du massif rocheux avant la déstabilisation. En effet, dans le cas d'un massif rocheux homogène sans fracturation majeure l'écoulement va s'initier sous forme de gros blocs indépendants. Ce mode de transport, encore peu étudié dans un contexte d'évènement gravitaire rapide, accentuerait la perte d'énergie par friction basale lors des premiers stades du transport (Pollet, 2004). Au contraire, dans le cas d'un massif rocheux initialement très fracturé, la découpe initiale en fragments de toutes tailles permettrait probablement une rapide destruction du massif rocheux déstabilisé et un écoulement granulaire dès les premiers instants du glissement accompagné d'un étalement latéral possible (Davies *et al.*, 1999).

4.2.5 *Synthèse*

Suite à l'analyse des études statistiques réalisées sur un grand nombre d'avalanche de débris dans différents contextes et visant à mettre en évidence des paramètres influant directement sur l'hypermobilité de ces écoulements, il apparaît que la mobilité est une notion très complexe. Ces paramètres ont été souvent remis en question pour caractériser la mobilité des écoulements (Davies et McSaveney, 1999 ; Legros, 2002 ; Pollet, 2004) du fait de leur définition et de leur réalité physique. Les valeurs statistiques étudiées sur la base des données de Pollet (2004) montrent cependant qu'un certain nombre de facteurs peuvent contribuer à l'explication de cette mobilité. Dans un premier temps, **la fracturation initiale du massif** va déterminer la fragilité du versant. Cette fragmentation primordiale va préfigurer la qualité de l'écoulement gravitaire en termes de propagation. Dans un second temps, **le volume rocheux** initial semble jouer un rôle prépondérant sur la mobilité. Cependant, sa contribution n'apparaît pas aussi claire et directe que l'on aurait pu le penser. Le rôle du volume est très variable et bien souvent dépendant du type de matériel mis en jeu. Puis, **la hauteur de chute** semble également être un facteur important dans la mise en place d'un écoulement très mobile.

Néanmoins, il apparaît que ce facteur n'est pas applicable à tous les cas de figures et les données souffrent d'une trop grande dispersion lorsque le volume dépasse 1 km³. Enfin, **la topographie** apparaît à ce stade comme le facteur le plus influent. La contrainte exercée par la topographie est directement mise en évidence par le facteur d'étalement. La dépendance de ce facteur à la topographie locale indique le rôle prépondérant de l'environnement et du confinement dans la propagation des débris.

Malgré l'identification de plusieurs paramètres qui déterminent la mobilité des avalanches de débris, ces derniers ne semblent pas suffisamment convaincants pour expliquer à eux seuls l'extrême mobilité des avalanches de débris. Bien que des corrélations soient mises en évidence, les analyses statistiques sont trop dépendantes de paramètres externes tels que la nature des roches, la fracturation initiale du massif rocheux ou la topographie. Pour cette raison, depuis une quarantaine d'années, de nombreux auteurs proposent des alternatives à ces facteurs de mobilité en essayant de comprendre les phénomènes physiques se produisant au sein de la masse rocheuse en mouvement.

4.3 Modèles proposés

Plus de 20 modèles ont été proposés pour expliquer l'extrême mobilité des avalanches de débris (voir Shaller et Smith-Shaller, 1996, pour une proposition synthétique de nombreux modèles). La raison d'un tel débat réside probablement dans le fait que ces glissements gravitaires n'obéissent à aucune loi de friction simple et facilement paramétrable. Bien que les modèles proposés puissent être classés de différentes manières, nous les détaillerons ici en séparant les modèles basés sur la fluidification, les modèles basés sur la lubrification et, enfin, les modèles hybrides combinant plusieurs types de processus mécaniques.

4.3.1 La lubrification

4.3.1.1 Principe de lubrification

Les mécanismes de lubrification font intervenir trois composantes : la masse rocheuse, le substratum et le lubrifiant (Erismann et Abele, 2001). Le lubrifiant peut-être de diverses compositions : eau, gaz, particules solides etc. Il peut être présent dès le début du transport ou bien se former au cours du mouvement en émanant du substratum ou de la masse rocheuse elle-même. La lubrification permet de réduire le coefficient de frottement H/L entre la masse rocheuse et le substratum afin de faciliter le glissement ou le roulement des particules

transportées entre elles. Les modèles de lubrification présentés ci-dessous s'appuient sur les faibles valeurs de l'angle α associées au coefficient de friction interne lors d'une avalanche de débris, ainsi que sur la préservation de la stratigraphie initiale au cours du transport qui écarte alors tout phénomène de turbulence notable à grande échelle.

4.3.1.2 Les modèles de lubrification

Coussin d'air : Shreve (1968a, b) et Fahnestock (1978) suggèrent qu'un coussin d'air piégé et comprimé à la base de l'avalanche pourrait favoriser son glissement. Ce phénomène, initialement décrit pour expliquer la mobilité de l'avalanche de débris de Blackhawk (Californie, USA), suppose qu'une pression suffisamment importante soit appliquée au coussin d'air pour supporter la masse rocheuse selon son épaisseur, mais aussi une imperméabilité suffisante de la masse rocheuse. Cela permet alors de ne pas causer de perte d'air au niveau du coussin basal et de maintenir la lubrification sur une grande distance. L'épaisseur de débris rocheux que le coussin d'air est capable de supporter et de lubrifier est une fonction directe de sa viscosité, de sa température et de sa pression (Fig. I.21).

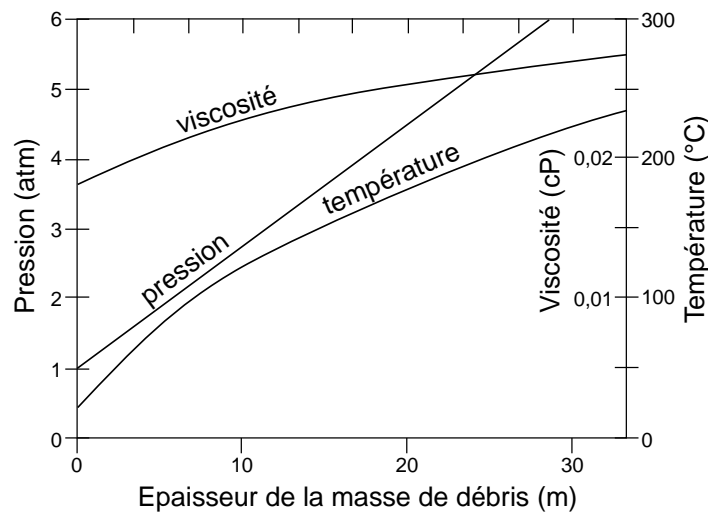


Figure I.21. La pression, la température et la viscosité du coussin d'air piégé à la base de l'avalanche de débris en fonction de l'épaisseur de la masse rocheuse située au-dessus. À chaque épaisseur de débris rocheux transporté correspondent des paramètres de viscosité, de pression et de température particuliers (Shreve, 1968b).

Dans le cas d'une roche trop perméable, le modèle ne peut être appliqué car l'air ne pourra pas rester piégé ni former un coussin lubrifiant suffisamment efficace. Erismann (1986) développe l'idée selon laquelle, dans les avalanches de débris calcaire (avalanche de débris de Flims par exemple) la haute température atteinte à la base de l'avalanche pourrait permettre la formation d'un coussin de gaz riche en CO_2 par calcination du CaCO_3 . Cependant Hungr (1990) pointe les lacunes de cette théorie et notamment le manque d'observations de terrain précises. Pourtant des observations ont été réalisées depuis par Anders *et al.* (2010) qui proposent que la température de calcination a atteint au moins 800°C et que les gaz produits ont favorisé la mobilité du grand glissement de terrain de Heart Mountain (Wyoming et Montana, USA). De plus, ce modèle par piégeage d'un coussin d'air ne permet pas d'expliquer la mobilité des avalanches de débris liées à des cratères d'impact reconnues sur la Lune (cratère Tsiolkovsky,) où l'air est absent.

Base saturée en eau : Johnson (1978) et Voight et Sousa (1994) montrent la présence évidente d'une base saturée en eau, respectivement pour les avalanches de débris de Blackhawk (Californie, USA) et d'Ontake-san (Japon). Johnson (1978) base sa théorie sur l'avalanche de débris de Blackhawk en montrant qu'un coussin d'air bloqué à la base (Shreve, 1968b) ne peut à lui seul expliquer l'extrême mobilité de cet écoulement. Ses observations et ses interprétations suggèrent qu'il est possible que le glissement du Blackhawk ait traversé une zone de dépôts alluviaux ce qui aurait permis à la masse rocheuse de glisser sur une mince couche très mobile de boue chargée en eau. Voight et Sousa (1994), proposent un modèle similaire à partir de l'étude de l'avalanche de débris d'Ontake-san. L'avalanche de débris aurait probablement entraîné l'eau de la rivière se trouvant sur sa trajectoire ainsi que des sédiments fluviaux saturés en eau. L'incorporation de cette grande quantité d'eau à la masse en mouvement conduirait alors à une meilleure efficacité des mécanismes de pression de fluides (pression de pores) dans la partie basale de l'avalanche (Fig. I.22). Un cisaillement progressif en milieu non drainé se développerait alors et réduirait progressivement la taille des particules ainsi que la cohésion et les forces de frottement au sein du matériel. On peut alors assimiler le glissement de l'avalanche de débris à un phénomène de type hydroplaning sur un film d'eau.

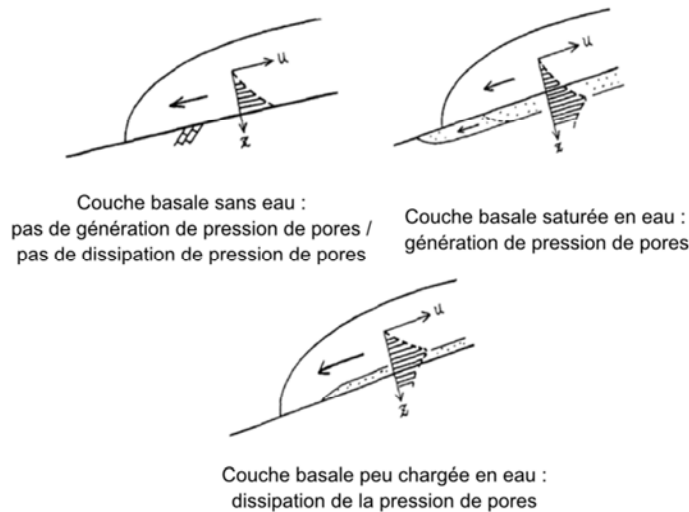


Figure I.22. Trois cas de distribution de la pression de pores en fonction de la concentration en eau dans la couche basale d'un écoulement granulaire de type avalanche de débris (Voight et Sousa, 1994, d'après Sassa, 1988).

Auto-lubrification : Cette théorie est proposée par Erismann (1979). Il décrit la possibilité de former une couche de roche fondue à la base de l'avalanche de débris, suffisamment épaisse pour faciliter le glissement de l'ensemble de la masse. L'explication est basée sur l'échantillonnage de fragments de roches fondues (pseudotachylites, frictionites, Fig. I.23a) proches de la surface basale de glissement de l'avalanche de débris de Köfels en Autriche (Tyrol). Dans une nouvelle étude, Erismann (1986), défend derechef la théorie de la lubrification grâce à la présence d'une couche de roches fondues et y ajoute la possibilité de trouver à la base des avalanches de débris des particules en rotation capables d'entraîner la masse rocheuses comme des rouleaux (Fig. I.23b).

Il conclut que les particules en rotation et la couche de roches fondue doivent agir ensemble pour économiser un maximum d'énergie et participer à la grande mobilité d'une avalanche de débris. La production de chaleur semble avoir une réalité physique d'après les observations microscopiques de Leroux et Doukhan (1993) et de Leroux (1994). De plus, certains calculs rendraient réaliste la fusion des roches basales concentrant les frottements lors d'un écoulement mais uniquement sur un très court déplacement (environ 10 m) et pour une épaisseur supérieur à 250 m (Legros *et al.*, 2000). Cependant, la principale faiblesse de ce modèle réside dans le fait que la fonte des roches basales nécessite une importante libération d'énergie par friction, or, la friction est un frein à la mobilité des avalanches de débris. De

plus, des essais de cisaillement réalisés par Tika et Hutchinson (1999) sur les roches du Vaïont (Alpes, Italie) n'ont pas montré d'augmentation significative de la température.

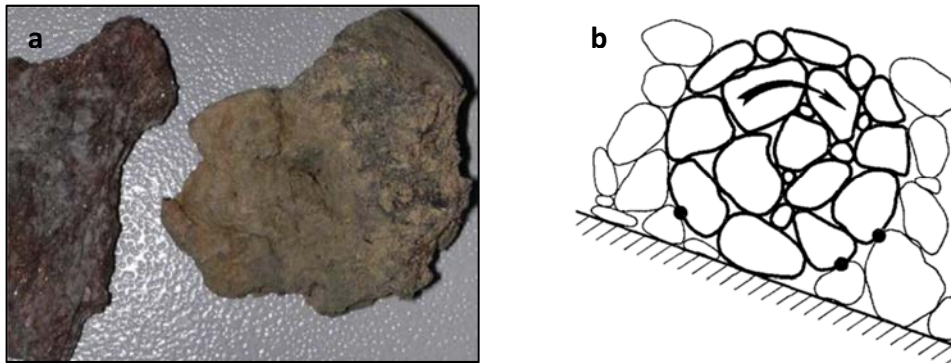


Figure I.23. (a) Echantillon de frictionnite de la base de l'avalanche de débris de Kofels (Autriche, De Blasio et Elverhøi, 2008). (b) Représentation schématique du modèle de lubrification de la couche basale par la formation de « rouleaux » (Erisman, 1979).

En 2008 De Blasio et Elverhøi (2008) indiquent dans leur étude que l'autolubrification serait probablement un modèle viable pour expliquer la très grande mobilité des avalanches de débris mais que les résultats expérimentaux et calculatoires semblent finalement très sensibles aux valeurs des différents paramètres pris en compte, comme l'angle de friction interne, la contrainte normale, l'épaisseur, la porosité et la compressibilité de la zone de cisaillement.

4.3.2 La fluidification

4.3.2.1 Principe de la fluidification

La fluidification est un mécanisme qui fait acquérir à un écoulement granulaire sec le comportement mécanique d'un liquide. Ce comportement, qui va pouvoir se mettre en place grâce à l'incorporation de liquide, de gaz ou d'autres éléments limitera les interactions entre les particules constituant l'écoulement. Ainsi, les forces de friction internes qui tendent à limiter la mobilité de l'avalanche de débris seront réduites et la distance de parcours augmentera (Rochet, 1987). La fluidification est effective sur la totalité de la masse granulaire, elle s'oppose ainsi à la lubrification qui n'affecte généralement que la base de l'écoulement en réduisant les force de frottements sur le substratum.

4.3.2.2 Les modèles de fluidification

Emprisonnement d'air : Ce modèle est proposé par Kent, (1966). Il propose que l'air retenu à l'intérieur de la masse rocheuse granulaire fluidifie l'écoulement. Il observe un arrangement chaotique des éléments constitutifs de l'avalanche sans classement gravitaire, mais également une abrasion limitée des blocs. Après avoir éliminé la présence d'eau lors du glissement, il développe l'hypothèse selon laquelle l'air est incorporé à la masse rocheuse au début du mouvement. Ensuite cet air se mélange aux particules rocheuses et leur permet alors de s'écouler comme un liquide. Des figures d'échappement d'air observées *in situ* et caractéristiques de phénomènes de fluidification, lui permettent d'étayer cette hypothèse.

Vaporisation de l'eau : Selon Habib (1967), l'énergie mécanique dissipée en chaleur lors de l'écoulement peut conduire à l'évaporation de l'eau interstitielle dans la masse en mouvement. Ce mécanisme selon lequel la génération de chaleur entraînant la vaporisation de l'eau interstitielle pourrait expliquer la perte de résistance de la masse rocheuse et la diminution des forces de friction a ultérieurement été discuté par Romero et Molina (1974) et Goguel (1978). Au début des années 1980, Anderson (1980) puis Voight et Faust (1982) décrivent à l'aide d'analyses en 1D du mécanisme du glissement des blocs que, même si la vaporisation n'a pas lieu, la production de chaleur peut donner lieu à de très fortes pressions d'air interstitiel aboutissant à une réduction de la friction. Plus récemment, Vardoulakis (2000) a formulé l'ensemble des équations régissant la formation de pressions interstitielles. Les équations se basent sur des lois d'équilibre entre la masse, l'énergie et la quantité de mouvement, mais restent pour l'instant peu appliquées aux avalanches de débris.

Substratum lubrifiant : L'idée de la présence d'une couche rocheuse locale permettant la diminution des frottements lors du glissement est une idée développée par Watson et Wright (1967). Afin d'expliquer l'hypermobilité de l'avalanche de débris de Saidmarreh en Iran, ils rejettent le modèle de Harrison et Flacon (1938) qui proposaient une réduction de la friction par une incorporation d'eau ou d'air dans cette avalanche. La géologie locale révèle la présence d'une couche de gypse mais également de dépôts de marnes ductiles au fond de la vallée dans laquelle s'est propagée l'avalanche de débris. Les auteurs proposent alors que l'hypermobilité des avalanches de débris serait probablement due à la composition du substratum permettant, ou pas, un meilleur glissement de la masse rocheuse par réduction des frottements sur un substratum ductile.

Fluidification par les particules fines : Hsü (1975, 1978) émet l'hypothèse d'une fluidification de la masse rocheuse par les particules les plus fines, sans l'aide ni d'eau ni d'air. Il réfute la théorie du coussin d'air de Shreve (1968b) et de Fahnestock (1978) et retourne vers les mécanismes de transmission de l'énergie initialement envisagés par Heim (1932) et Bagnold (1954). En appliquant les analyses de Bagnold (1954), il postule que l'excessive mobilité des avalanches de débris découle de la réduction de la friction entre les blocs du fait qu'ils sont dispersés dans une suspension de particules extrêmement fines. La pression exercée sur chaque bloc est alors minime grâce au phénomène de flottabilité induit par la suspension de particules fines. La suspension de particules extrêmement fines agissant comme un fluide interstitiel permet alors le transport des blocs de taille plus importante sur de grandes distances. Ce mécanisme serait cohérent avec les contraintes rhéologiques illustrées dans la classification de Pierson et Coasta (1987).

Incorporation de glace : C'est une théorie soutenue par Lucchitta (1978) qui s'intéresse aux avalanches de débris sur Mars et en Alaska. Il remarque des distances de glissement comparables. Il propose dans un premier temps la théorie du coussin d'air de Shreve et de Fahnestock (principe relatif à la lubrification) mais se rétracte rapidement car l'atmosphère martienne n'est pas assez dense pour supporter ce modèle (P_{atm} de Mars = 0,1% de la P_{atm} terrestre). Il remarque que dans les deux cas de l'eau sous forme de glace a pu être incorporée au massif rocheux avant sa déstabilisation. De plus, en comparant une avalanche de neige et de glace (Wilerloui, Suisse) et une avalanche de débris du glacier Allen 1 (Alaska) il observe de très grandes similitudes concernant la morphologie de leurs dépôts très étalés en forme de lobe largement ouvert vers l'aval) probablement due à la présence de glace dans les deux écoulements gravitaires (Fig. I.24). Les deux avalanches présentent des rides et des rainures qui se chevauchent ou qui s'écartent pour former des dépressions convexes. Il propose donc qu'au cours du glissement, les cristaux de glace réduisent les forces de frottement et permettent un meilleur glissement des blocs rocheux. L'incorporation de glace sera aussi une des composantes proposées par McSaveney (1978) pour expliquer la grande mobilité de l'avalanche de débris du glacier Sherman (1964, Alaska).

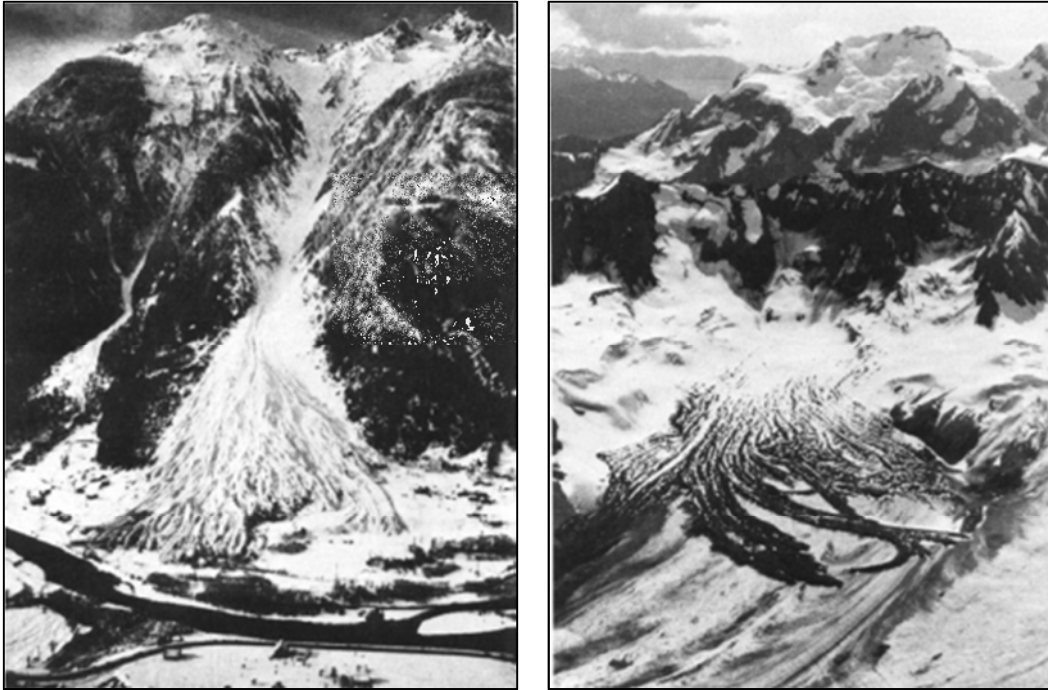


Figure I.24. Comparaison d'une avalanche de neige et d'une avalanche de débris au niveau d'un glacier (Lucchitta, 1978). (a) L'avalanche de neige de Wilerlauri (Suisse, © Marlis Saxer, 1968). (b) L'avalanche de débris du glacier Allen 1 (Alaska, © Austin Post, 1965 in Post, 1965).

Gaz volcaniques : Voight *et al.* (1983) suggèrent le rôle fluidifiant des gaz volcaniques et de la vapeur d'eau lors de l'avalanche de débris du Mont St.-Helens (1980). Des gaz volcaniques juvéniles (directement issus de la décompression du cryptodôme dacitique) ont été retrouvés dans les interstices du dépôt de l'avalanche de débris. À haute température ($> 100^{\circ}\text{C}$) ces gaz peuvent jouer un rôle de propulseur quand ils sont piégés dans la masse en mouvement. Parallèlement, des fumerolles de vapeur d'eau observées au-dessus du dépôt quelques minutes après l'immobilisation de l'avalanche de débris, mettent en évidence le rôle possible de la vapeur dans le processus de fluidification. Dans son rapport sur l'avalanche de débris du Mont St.-Helens (18 mai 1980), Glicken (1996) indique que la présence de gaz volcaniques juvéniles et de vapeur d'eau ont permis de réduire la friction inter-particulaire et de maintenir ainsi la dilatance nécessaire à une très grande mobilité.

Fluidification acoustique : Cette théorie initialement développée par Melosh (1979, 1987) a depuis été détaillée et approfondie par Collins et Melosh (2003). Ces auteurs proposent que de grands champs d'ondes acoustiques à haute fréquence soient générés lors de l'effondrement initial du massif rocheux déstabilisé. Ces champs d'ondes induiraient immédiatement des fluctuations de pression transitoire qui vont alors circuler à l'intérieur de la masse rocheuse en

mouvement. En se propageant, de particule en particule, ces ondes acoustiques vont réduire de façon transitoire les frottements au sein de l'écoulement en augmentant la dilatance et en limitant les frottements entre les particules. De plus, les vibrations induites par le passage de ces fronts d'ondes vont également participer à l'augmentation de la mobilité. Le modèle (Fig. I.25) considère que la propagation de l'onde acoustique est efficace lorsqu'elle permet à la pression interne de l'écoulement d'être localement et transitoirement inférieure au rapport T/μ , avec T la contrainte cisailante et μ le coefficient de friction interne. Cette théorie n'est pour l'instant clairement démontrée que sur des bases théoriques à propos des avalanches de débris n'incluant pas d'eau, mais n'a cependant à ce jour jamais été observée. C'est l'une des hypothèses les plus séduisantes pour expliquer la mobilité des avalanches de débris sur la Lune et sur Mars.

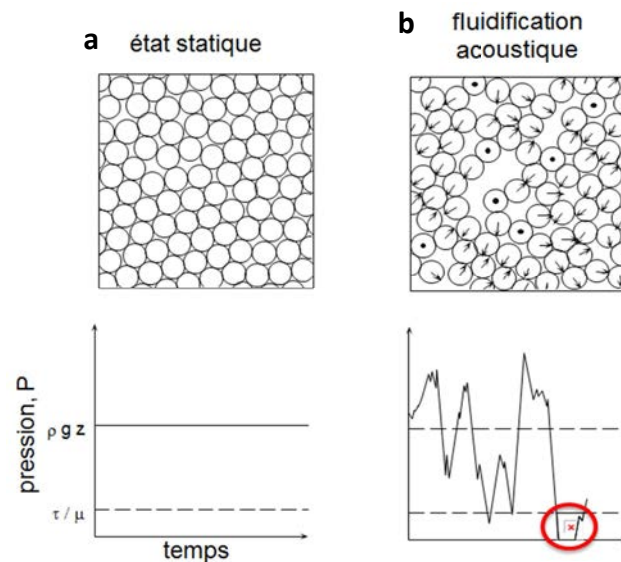


Figure I.25. Modèle de fluidification de la masse granulaire d'une avalanche de débris. (a) À l'état statique la pression interne de la masse rocheuse est constante. (b) La propagation d'une onde acoustique permet de réduire localement (cercle rouge) et de façon transitoire la pression interne de l'écoulement, qui devient alors $< T/\mu$, (d'après Melosh, 1987).

Sédiments saturés en eau : Crandell *et al.* (1984) et Siebe *et al.* (1992) font état d'une possible influence des sédiments saturés en eau dans la grande mobilité des avalanches de débris. Les travaux de Crandell *et al.* (1984) se basent sur l'étude de la très ancienne avalanche de débris du Mont Shasta (-360 000 ans). Bien qu'ils prennent en compte, comme Hsü (1975, 1978) la possibilité d'une fluidification par les particules fines, leur étude met en avant la faiblesse structurale inhérente aux strato-volcans liée à l'alternance de niveaux de

résistance mécanique contrastée dont certains peuvent contenir de l'eau en grande quantité. Cette eau pourra alors accentuer la mobilité du matériel rocheux lors du mouvement de l'avalanche de débris. L'étude de Siebe *et al.* (1992) est basée sur l'avalanche de débris résultant de la déstabilisation d'un flanc du volcan Jocotitlàn (Mexique). En raison d'une constriction topographique, la charge rocheuse de l'avalanche de débris s'est accumulée induisant la formation de failles dans un sédiment local saturé en eau. L'entraînement subséquent de ce sédiment saturé en eau aurait pu, tout comme dans le cas de l'avalanche de débris du Mont Shasta, favoriser la mobilité du glissement gravitaire. Enfin, l'incorporation de sédiments fluviaux gorgés d'eau à la base de l'avalanche de débris de Round Top (Nouvelle-Zélande), a été évoquée par Dufresne *et al.* (2010) pour expliquer la grande mobilité de ce mouvement de terrain.

Auto-fluidification mécanique : Cette théorie a été proposée par Davies (1982) puis reprise par Straub (1997). Dans ses travaux, Davies reprend les grandes idées sur les matériaux granulaires développées 50 ans plus tôt par Heim (1932) mais aussi par Hsü (1975, 1978) et McSaveney (1978). Il considère comme acquises les expériences menées par Bagnold (1954). Davies appuie son modèle sur la méthode expérimentale suivante : des grains sont disposés sur un plateau dont les bords et le fond ont été rendus rugueux. Le plateau est soumis à des oscillations longitudinales avec différentes fréquences et amplitudes. Pour une fréquence supérieure à 10 Hz il remarque que la partie centrale de la masse granulaire est immobile alors que les parties situées contre les bords du plateau et près du fond oscillent. Davies en déduit que la dilatance de la masse granulaire est plus importante sur les côtés du plateau et directement à sa surface. Il explique alors la fluidification des masses rocheuses par la présence d'un fort taux de cisaillement dans la partie basale de l'écoulement qui permettrait d'augmenter localement la dilatance et par conséquent de réduire la friction interne. Il démontre donc qu'une avalanche de débris peut elle-même induire sa propre mobilité sans l'intervention de fluides extérieurs. Les études de Campbell (1989) et Straub (1997) indiquent également que le niveau basal de l'écoulement serait caractérisé par un fort gradient de vitesse, une température élevée, une moindre concentration de particules que le corps principal de la masse en mouvement, et une forte pression dispersive.

4.3.3 *Autres modèles*

Auto-organisation de la masse rocheuse : En utilisant la modélisation informatique bidimensionnelle Campbell (1989) apporte des arguments au modèle de Davies (1982) et

démontre que le mécanisme de glissement d'une masse granulaire sur un plan incliné est suffisant pour expliquer la réduction de la friction. Cette idée est de nouveau argumentée par Straub en 1997. Il met en place le concept de « régime d'écoulement granulaire rapide ». Il soutient que le comportement de la masse rocheuse en mouvement est simplement caractérisé par son auto-organisation et par un attracteur (état vers lequel tend un système qui évolue en l'absence de perturbation extérieure) contrôlant la dissipation de l'énergie.

Transport slab on slab : Ce mécanisme est décrit pour la première fois par Schneider *et al.* (1999) et est repris par Pollet et Schneider (2004). Ces auteurs se basent sur l'étude de la structure interne des dépôts de l'avalanche de débris de Flims (Suisse). Ils remarquent que le matériel présente une structure assez particulière dans les zones proximales et médianes des dépôts des avalanches de débris. Cette fabrique particulière préserve nettement le litage original du massif rocheux effondré ce qui suggère un transport en « dalles » (*slab on slab*) avec du matériel finement fragmenté, tels les gouges de failles, qui est formé entre les surfaces de glissement majeures durant le transport (Fig. I.26).

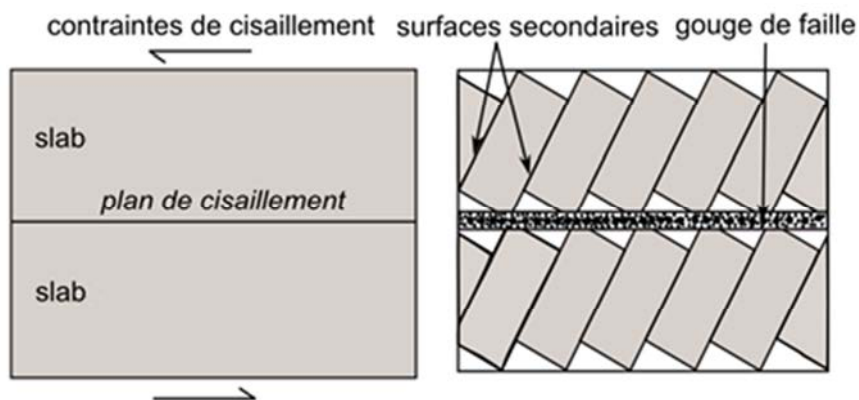


Figure I.26. Schéma de la formation d'une gouge de faille et du déplacement relatif des slabs entraînant la formation de surfaces secondaires et obliques qui accommodent le cisaillement au cours d'une avalanche de débris (modifié d'après Pollet et Schneider, 2004).

Ces niveaux fragmentés permettraient une forte dilatance et, par conséquent, réduiraient la friction interne de la masse en mouvement. Cependant, ces auteurs admettent que ce mécanisme de transport est assez particulier puisqu'il concerne un massif rocheux stratifié de lithologie homogène (carbonates) et qu'il est difficilement généralisable et probablement peu applicable à des avalanches de débris volcaniques qui ne montrent généralement pas de structures stratifiées. De plus, dans le cas de déstabilisations en domaine volcanique,

l'hétérogénéité du massif rocheux à la source est peu favorable à l'apparition des « dalles » et, de là, au développement et à la préservation de ces structures internes particulières dans les dépôts.

La désintégration dynamique, un modèle récent: Davies et McSaveney (1999, 2002, 2006) ont observé que les clastes, intégrés dans une matrice fine, sont bien plus fragmentés dans la partie distale des avalanches de débris que dans leur partie proximale. À l'affleurement, il apparaît que même les clastes visiblement non fracturés présentent des fracturations légèrement dilatées sans nette séparation ni mélange ; les clastes sont fracturés mais les éléments non dispersés (Campbell et al. 1995, Schneider et Fisher 1998, Watson et Wright, 1967). Ce type de fracturation est appelé « *jig-saw* » par Shreve (1968a). La figure I.27 présente un exemple de claste fracturé avec une structure en *jig-saw* dans le dépôt de l'avalanche de débris de Blackhawk où le concept a été développé.

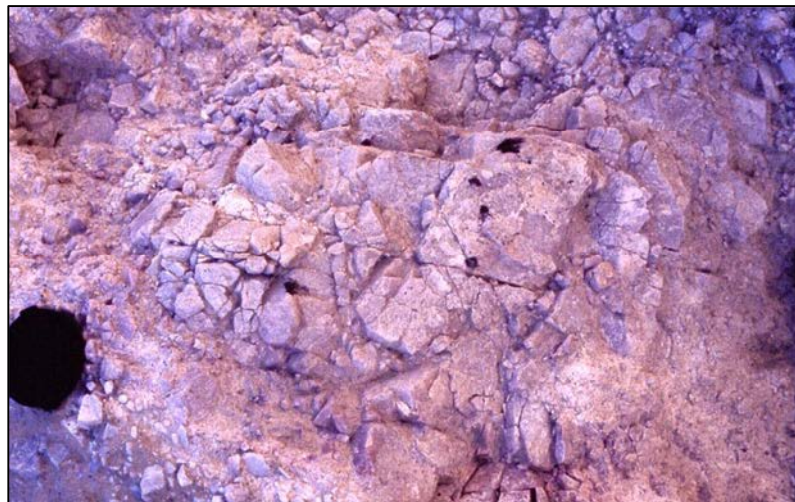


Figure I.27. Photographie d'un claste fracturé présentant une structure typique en *jigsaw* dans les dépôts de l'avalanche de débris de Blackhawk (Californie, USA). Les éléments demeurent géométriquement solidaires dans le claste fracturé et ne se mélangent pas à la matrice environnante. Le cache de l'objectif de l'appareil photographique d'un diamètre de 55 mm donne l'échelle (photographie de J.-L. Schneider).

L'observation de ces mêmes structures de fragmentation sur des éléments de différentes tailles suggère également que la désintégration dynamique (ou fragmentation dynamique) est un processus majeur dans la grande mobilité des avalanches de débris. Le concept de désintégration dynamique est basé sur la formation de « chaînes constituées de grains au sein

de la masse rocheuse en mouvement. Les grains s'alignent pour former ces « chaînes » dans la direction de la contrainte compressive mais obliquement par rapport au plan de cisaillement, lui-même oblique à la contrainte principale appliquée (Fig. I.28).

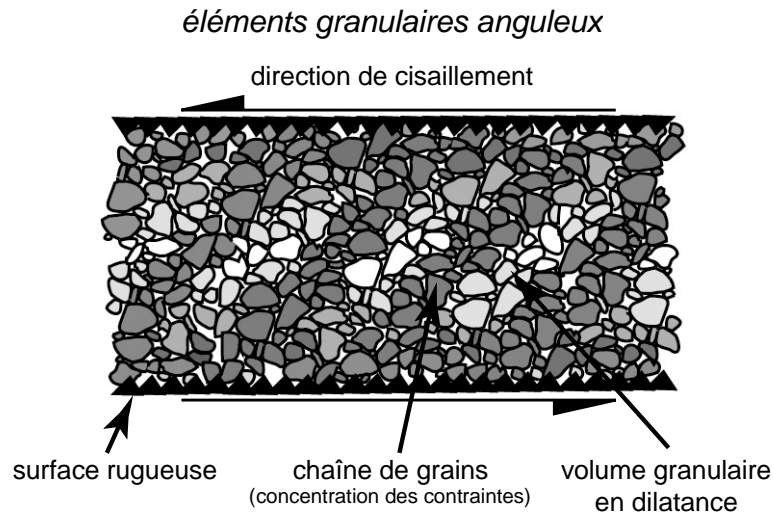


Figure I.28. Développement des chaînes de grains qui concentrent les contraintes dans un matériau granulaire dans une bande de cisaillement. Ces chaînes de grains se développent obliquement par rapport au plan de cisaillement. Remarquer l'existence de volumes granulaires en dilatance qui encadrent les chaînes de grains (Anthony et Marone, 2005).

Cette contrainte compressive se concentre dans les « chaînes » et elle est transmise de grain en grain jusqu'à ce que la chaîne se brise par déplacement latéral ou rupture des grains qui le constituent (Fig. I.29). Ces alignements de grains sont des structures largement reconnues dans les matériaux granulaires soumis expérimentalement à un cisaillement et dans les gouges de failles (Nedermann, 1992 ; Sammis et Stacey, 1994 ; Liu et al, 1995).

Les grains soumis à la contrainte compressive vont accumuler de l'énergie élastique jusqu'au moment où la contrainte va atteindre leur seuil de rupture. Les grains vont alors soudainement se fracturer (en formant des structures en *jig-saw*) en libérant l'énergie élastique accumulée sous forme d'énergie cinétique. Une fois fracturé, le matériau granulaire initialement fortement compacté et suffisamment sollicité évolue en dilatance (Fig. I.30).

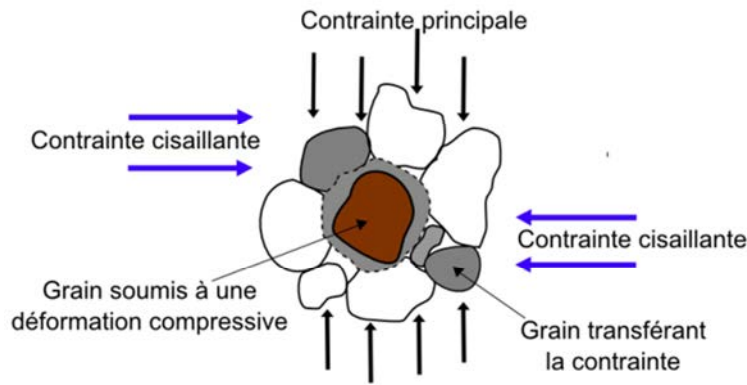


Figure I.29. Modèle de fragmentation des particules dans une masse granulaire en réponse à une contrainte de cisaillement (d'après Deganutti, 2008).

Un tel phénomène est mis en évidence par les structures en « *jig-saw* ». Dans la figure I.30, l'effet de la dilatance fait suite à la fracturation d'un bloc solide formant le matériau granulaire. Le milieu rocheux fracturé soumis au cisaillement évolue en dilatance qui se traduit, en quelque sorte, par une « décompaction » localisée du matériel granulaire.

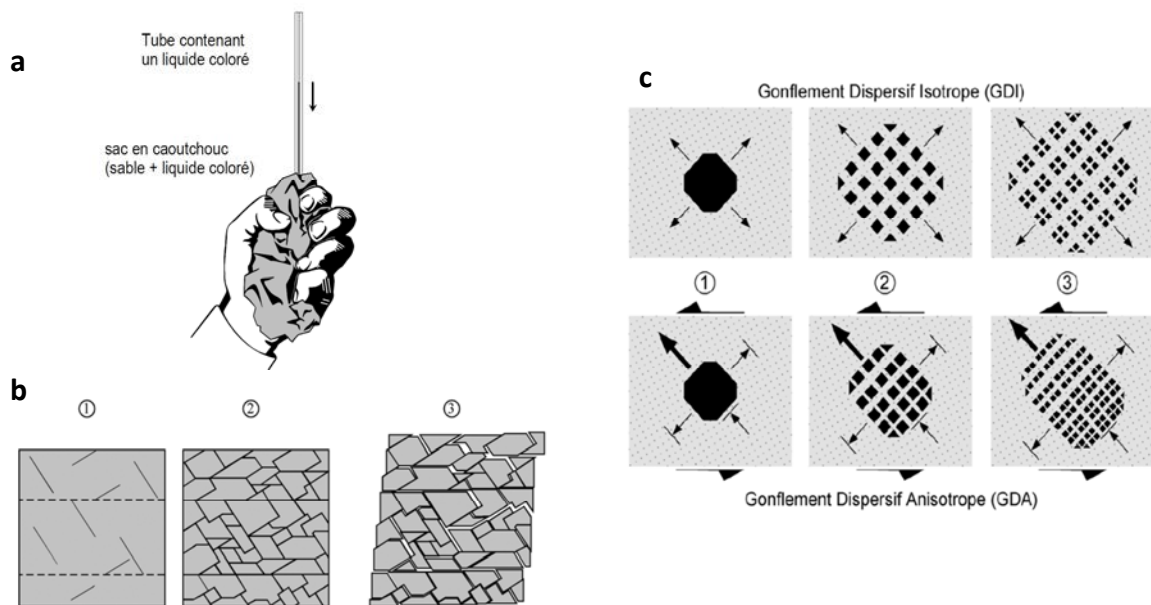


Figure I.30. Illustration du phénomène de dilatance (a) Illustration du principe de dilatance de Reynolds : on remplit un ballon en caoutchouc de gros sable et d'un liquide coloré. Un petit tube de verre perçant l'enveloppe et plongeant dans le liquide est lui-même à moitié rempli de liquide coloré. A l'inverse de ce que l'on attend, le niveau du liquide s'abaisse dans le tube lorsque l'on serre le ballon dans sa main : pour se déformer, le sable, préalablement tassé, doit se dilater et, donc, provoquer une augmentation du volume de l'enveloppe. (b) Une assimilation à un bloc rocheux fracturé et cisailé met en évidence le gain de volume occasionné par la déformation (Pollet, 2004). (c) Schémas conceptuels décrivant les phénomènes de gonflement dispersif isotrope et anisotrope comme conséquences du cisaillement à l'origine du matériau granulaire (Pollet, 2004).

À l'échelle du bloc rocheux, on en déduit deux étapes de transformation et de comportement : la réduction granulométrique et la mise en place d'un écoulement granulaire en régime frictionnel. Les contraintes cisailantes durant le processus de désintégration dynamique se traduisent par un gonflement isotrope ou anisotrope des clastes éclatés qui indiquent que la dilatance est contemporaine du broyage et donc de la réduction granulométrique (Pollet, 2004). Le gonflement sera isotrope si les contraintes sont les mêmes dans toutes les directions de l'espace (Schneider et Fisher, 1998) et anisotrope si elles sont inégalement réparties. Pendant l'écoulement, la désintégration dynamique génère donc une pression dispersive à l'intérieur de la masse en mouvement permettant, d'une part, de maintenir la dilatance (Fig. I.30) de l'écoulement et d'autre part, de libérer des fragments de roches à grande vitesse permettant l'accélération de la masse rocheuse dans la direction de l'écoulement.

Enfin, la désintégration est plus efficace dans la partie basale de l'écoulement où les contraintes compressives sont les plus importantes. L'énergie élastique libérée par fracturation est alors encore plus importante que dans le reste de la masse rocheuse, ce qui entraîne un meilleur maintien de la dilatance et donc une réduction efficace de la friction exercée par la masse en mouvement sur le substratum.

Approche par modélisation numérique : Les modèles numériques sont depuis une vingtaine d'années communément utilisés pour appréhender les mouvements complexes des déstabilisations gravitaires (Hungr et Evans, 1996, 2004 ; Chen et Lee, 2000, Crosta *et al.*, 2004 ; McDougall et Hungr, 2004 ; Pitman *et al.*, 2003 ; Crosta *et al.*, 2009). Ils permettent de déterminer les distances de transport, les zones affectées par les glissements et la vitesse de ces derniers. Ce sont des paramètres essentiels pour la prévision et l'évaluation de l'aléa que constituent ces évènements. Le calcul de ces paramètres nécessite l'utilisation de lois appropriées décrivant la dissipation de l'énergie au cours du transport. Beaucoup de modèles ont été proposés (Pudasaini, 2007), des plus simples qui ne considèrent qu'un seul bloc coulissant aux plus complexes qui font intervenir les lois rhéologiques des écoulements granulaires, les diverses lois de friction (Pouliquen, 1999 ; Legros, 2002 ; Lucas et Mangeney, 2011), et qui intègrent également des données topographiques réelles.

Les modèles proposés pour les avalanches de débris non-volcaniques s'appuient principalement sur deux comportements rhéologiques particulièrement adaptés pour approcher les mécanismes de transport au cours d'une avalanche de débris en permettant de déterminer les contraintes cisailantes à la base de l'écoulement. Il s'agit du modèle

« frictionnel » (Savage et Hutter, 1989) et du modèle de Voellmy (Chen et Lee, 2003). Ces modèles sont basés sur des équations de résistance qui leurs sont propres et qui s'appliquent le plus souvent sur des déstabilisations gravitaires non volcaniques. Le modèle frictionnel est généralement appliqué à des matériaux secs et permet de prendre en compte une large gamme de taux de cisaillement basal (Sosio *et al.*, 2011). Le modèle de Voellmy prend empiriquement en compte la résistance de l'écoulement liée au changement de comportement du matériel lorsqu'il est soumis à de très importantes contraintes de cisaillement, de vitesse, de déformation ou de pression de pores (Sosio et Crosta, 2009). Concernant les déstabilisations gravitaires de nature volcanique, les modèles numériques s'appuient sur des comportements rhéologiques frictionnels de type Coulomb ou Pouliquen (Le Friant *et al.*, 2003 ; Heinrich *et al.*, 2001 ; Sheridan *et al.*, 2005 ; Capra *et al.*, 2008 ; Lucas, *et al.*, 2014), mais également sur les comportements rhéologiques plastiques (Kelfoun et Druitt, 2005). La principale faiblesse de l'approche par numérisation numérique est la difficulté de généraliser les codes à l'ensemble des avalanches de débris, même si pour chaque cas précis les modélisations sont très fiables.

Approche par numérisation analogique : La modélisation analogique consiste à construire un système physique qui reproduit plus ou moins un phénomène que l'on souhaite étudier. Les modèles analogiques permettent de comprendre le transport, l'occurrence des mécanismes de transport au cours de l'écoulement (Campbell, 1989 ; Kelfoun et Druitt, 2005, Pouliquen et Renaut, 1996, Staron *et al.*, 2001) mais également de vérifier les modèles d'écoulement granulaire (Iverson et Denlinger, 2001). Les modèles analogiques les plus récents s'intéressent à la dynamique des écoulements en décrivant la structure et la morphologie des couches supérieures de l'avalanche de débris dans les premiers stades de la déstabilisation jusqu'aux stades de dépôt (Shea et van Wyk de Vries, 2008 ; Andrade et van Wyk de Vries, 2010, Paguican, 2012). La mise en œuvre de ces modèles nécessite une surface polie pour simuler un très bas taux de friction basale ou bien une couche basale ductile. La masse rocheuse est modélisée par un mélange de sable et de plâtre. Les principaux reproches faits à l'encontre des modélisations analogiques sont généralement sur le dimensionnement des expériences et leur simplicité par rapport aux systèmes naturels.

5 Les structures remarquables des dépôts d'avalanches de débris

Bien que parfois structurellement proches de certains autres types d'écoulements gravitaires tels que les coulées de débris ou les slump, les avalanches de débris présentent plusieurs critères morphologiques et texturaux très caractéristiques. L'étude de ces structures remarquables recèle de précieux indices pour comprendre la dynamique de mise en place des avalanches de débris. Dans le chapitre III, nous nous attacherons à recenser et à décrire ce type de structures au sein des dépôts d'avalanches de débris volcanique de l'île de La Réunion.

5.1 Les figures d'éclatement

Les avalanches des débris présentent des témoins majeurs de la fracturation interne s'effectuant durant le transport (Davies et McSaveney, 1999, 2002, 2006), ce sont les structures en *jigsaw cracks* (Fig. I.31a et b).

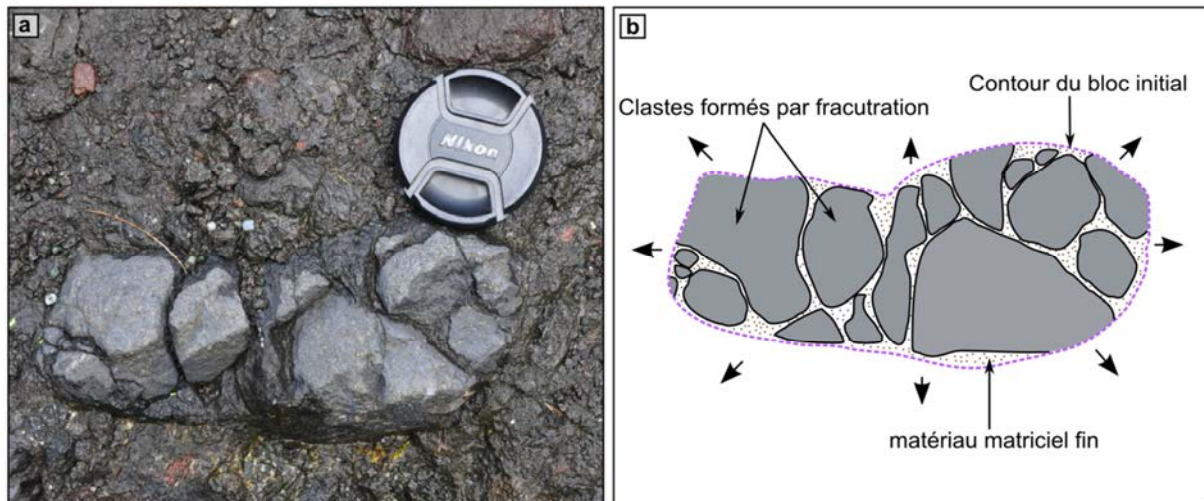


Figure I.31. (a) *Jigsaw cracks* dans l'avalanche de débris de la rivière du Mât (Ile de La Réunion). (b) Schéma interprétatif de la structure d'un *jigsaw crack*. Les flèches noires et épaisses symbolisent le phénomène de dilatance isotrope lié à la formation de cette structure particulière.

Il s'agit de figures d'éclatement affectant les éléments lithiques constituant la brèche d'avalanche de débris au cours d'un transport dynamique. Il s'agit d'une structure extrêmement répandue et caractéristique des dépôts d'avalanches de débris (Ui, 1983). Les

clastes formés par fracturation du bloc ne subissent qu'un très léger déplacement de telle sorte qu'il est possible de reconstituer, comme un puzzle (*jigsaw*), la géométrie initiale du bloc qui a été fracturé. Le léger déplacement des nouveaux clastes formés les uns par rapport aux autres suggèrent un phénomène de dilatance isotrope subséquente à l'éclatement du bloc (*cf. Désintégration dynamique*). On observe fréquemment le remplissage progressif des espaces entre les clastes nouvellement formés par du matériel matriciel fin.

5.2 Les figures de friction et de cisaillement

Les figures de friction et de cisaillement sont omniprésentes dans les dépôts d'avalanche de débris et se développent sous la forme de plans de cisaillement, de résidu de gouges, de couches cataclasiques ou d'empreintes sur le substratum. Dans chaque cas, les figures formées durant le transport résultent d'un frottement entre deux compartiments rocheux, que ce soit au sein même de l'avalanche de débris ou entre la masse rocheuse de l'avalanche et le substratum.

5.2.1 Les plans de cisaillement

Témoins d'un cisaillement entraînant des phénomènes de friction intense, les plans de cisaillement sont très fréquents au sein des dépôts d'avalanches de débris. Lors de l'étude de l'avalanche de débris holocène de Flims (Grisons, Suisse), Schneider *et al.* (1999) puis Pollet et Schneider (2004) mettent en évidence que dans les zones confinées de la masse rocheuse en mouvement, les contraintes de cisaillement se concentrent le long de surfaces préférentielles. Des plans de cisaillement se forment alors à la faveur de failles normales, inverses ou décrochantes. Les surfaces préférentielles d'accumulation des contraintes cisailantes sont très souvent pré-déterminées par les limites des couches sédimentaires du massif rocheux à la source. L'avalanche de débris est alors subdivisée en plusieurs *slabs* (Pollet et Schneider, 2004) qui représentent chacune des unités peu perturbées ayant conservé leur texture et leur stratification originelle (Hsü, 1975, Erismann, 1979 ; Voight *et al.*, 1981 ; Glicken 1991). Chaque *slab* acquiert une vitesse qui lui est propre et différente des *slabs* sous- et sus-jacents au cours du transport. Cela entraîne la formation, par accommodation, de fracturations d'extension obliques ou sub-verticales nettement visibles dans la masse rocheuse (Fig. I.26). Les fractures sont très fréquemment comblées par des minéralisations secondaires post-dépôt de basse température et de basse pression (du faciès zéolites à schistes verts dans le cas des dépôts d'avalanche de débris de La Réunion).

5.2.2 *Les gouges*

À l'intérieur des plans de cisaillement des formations rocheuses atypiques témoins d'une intense friction peuvent apparaître. Les contraintes de cisaillement qui s'opèrent au niveau des plans préférentiels de cisaillement permettent de maintenir le contact entre les grains des différents compartiments de l'avalanche. La friction, ajoutée à la déformation cisailante générale, va entraîner la détérioration de la surface des *slabs* mis en jeu et broyer les éléments rocheux se trouvant dans le plan de cisaillement. Ces résidus de roches broyées, typiques de ces zones de cisaillement intenses lors du transport sont des gouges de faille lorsque la proportion d'éléments visibles est inférieure à 30 % de la masse de la roche (Tab. I.3 ; Sibson, 1977 ; Scholtz, 1990). À l'échelle du minéral la gouge résulte de la granulation de la roche par fracturation et rotation de grains individuels solides (Engelder, 1974). L'évolution granulométrique et lithologique des gouges dépend de la minéralogie, de la porosité et de la résistance mécanique des roches à l'écrasement (Holland *et al.*, 2006). Une gouge de faille est typiquement non consolidée et non cohésive, et présente une granularité fine. On observe parfois un granoclassement symétrique dans l'épaisseur de la gouge, avec les particules les plus fines qui se concentrent au centre de la gouge, là où les contraintes cisailantes sont maximales, alors que les plus grossières sont présentes en bordure, au contact des surfaces de frottement.

5.2.3 *Les niveaux cataclasiques*

En contexte de très forte friction des niveaux cataclasiques peuvent se former (Sibson, 1977 ; Scholz, 1990). Les cataclasites sont des formations typiques des zones de faille et présentent une granularité multimodale spécifique (Marone et Scholz, 1989) et une répartition quelconque des grains (Sibson, 1977). Durant le frottement mis en jeu au niveau des plans de cisaillement, les aspérités des surfaces des bordures de la faille disparaissent progressivement. Le processus de friction conduit à la formation de fractures dilatantes et s'accompagne du broyage des roches dans le plan de faille (déformation discontinue). Ce phénomène est responsable du polissage des roches aux épontes de la faille et conduit à une réduction de l'angle de frottement de 15 à 30° (Cruden, 1985), mais aussi d'une production de chaleur. La chaleur produite par la friction, en conditions sèches, peut aboutir à la fusion et à la formation d'une roche vitreuse, la pseudotachylite. Des pseudotachylites ont été décrites à la base des dépôts de certaines avalanche de débris, comme par exemple à Köfels en Autriche (Erismann, 1979, 1986) et Langtang au Népal (Masch *et al.*, 1985). Les pseudotachylites ne peuvent pas se développer dans le cas des avalanches de débris carbonatées (e.g. Flims) car

les roches se calcinent sous l'effet de la friction et ne fondent pas. La formation d'un niveau cataclasique fait intervenir – systématiquement – divers processus : glissement, maclage mécanique, pliage et recristallisation des grains et des cristaux. Dès lors, le niveau cataclaté peut développer un aspect légèrement folié et rubané.

La granularité des niveaux cataclasiques est beaucoup plus fine que celle des gouges de failles. Les niveaux cataclasiques se forment sur le même principe que les gouges de failles mais avec des contraintes de pression et de cisaillement plus importantes. Elles sont généralement présentes à la base des dépôts d'avalanches de débris (Legros et *al.*, 2000). Ces formations demeurent rarement observées à l'affleurement et n'apparaissent que dans le cas d'avalanches de débris d'épaisseur importante.

		fabrique quelconque		fabrique foliée	
matériel non cohésif		brèche de faille (éléments visible > 30 % de la masse rocheuse)		?	
		gouge de faille (éléments visible < 30 % de la masse rocheuse)		gouge foliée	
matériel cohésif	nature de la matrice la réduction granulométrique par fracturation est plus importante que la croissance des cristaux par recristallisation et minéralisation secondaire.	verre-verre dévitrifié	pseudotachylite	?	
			brèche d'écrasement (particules > 0.5 cm)		Pourcentage de matrice
			brèche d'écrasement fine (0.1 cm < particules < 0.5 cm)		
	microbrèche d'écrasement (particules < 0.1 cm)				
	cataclasites	protocataclasite	mylonites	protomylonite	10-50
		cataclasite		mylonite	50-90
		ultracataclasite		ultramylonite	90-100
	croissance cristalline dominante		?	blastomylonite	

Tableau I.3. Classification texturale des roches des zones de cisaillement (Snoke et Tullis, 1998, d'après Sibson, 1977 et Scholz, 1990).

5.2.4 *Les stries*

Les stries que l'on trouve fréquemment au niveau des plans de cisaillement ou bien directement à la surface du substratum, sont les traces d'une intense friction et donc d'un arrêt rapide et en masse de l'avalanche de débris (Schneider et Fisher, 1998 ; Bachèlery et al., 2003). Cette importante friction témoigne de la transformation par perte de dilatance de la masse granulaire en une masse rigide au moment de l'arrêt. Dès lors, le *système de transport* (écoulement granulaire rapide) mobile se transforme en un *système de dépôt* rigide (Schneider et Fisher, 1998). L'étude de l'orientation de ces stries permet de déterminer la direction de transport de l'avalanche de débris au moment de son arrêt au même titre que la friction au sein des plans de cisaillement et des fractures associées. Sur un même substratum, les stries présentent généralement toutes la même direction, même si parfois une orientation polyphasée est clairement identifiée. Dans ce cas l'orientation polyphasée témoigne de mouvements de rotation de la masse glissée au moment de son arrêt. L'orientation des stries est toujours conforme à l'orientation de la pente de l'édifice en cours de démantèlement.

5.3 Les figures de fluidalité et d'étirement

5.3.1 *Les injections et les imbrications*

Des figures sont liées à la fluidification de matériaux qui s'injectent dans la masse en mouvement des avalanches de débris. Ces injections se présentent sous la forme de volume de matrice injectée dans les fractures qui se développent entre les *slabs* lors du déplacement. La granularité de la matrice injectée est fine et de composition polyolithologique. La matrice injectée provient généralement d'une zone de cisaillement médiane ou basale de l'avalanche de débris et migre *per ascensum* à l'intérieur des fractures obliques. L'injection des éléments finement broyés se fait très rapidement au moment de l'arrêt brutal de l'avalanche, suivi de phénomènes de tassement dans la direction de transport inertiel du *système de dépôt* qui se forme par perte de dilatance de la masse granulaire de l'avalanche de débris (Bachèlery et al., 2003). Des injections de matériel broyé dans un substratum cristallin fortement altéré ont également été observés à la base des dépôts d'avalanches de débris du stratovolcan du Cantal (Schneider et Fisher, 1998).

Parfois, les injections de matrice sont plus horizontales et plus conformes à la stratification générale des dépôts. Elles témoignent alors davantage d'un écoulement fluide de la matrice entre les blocs. Ces figures de fluidalité présentent quelquefois des litages discrets soulignés

par des variations de couleurs qui permettent la détermination approximative de la direction de l'écoulement. Cette circulation horizontale de matrice fine favorise également l'alignement de clastes et de petits blocs selon des plans d'imbrication. Ces derniers sont également de très bons indicateurs de la direction d'écoulement de l'avalanche de débris.

5.3.2 *Les blocs étirés*

Les blocs étirés sont extrêmement fréquents dans les dépôts d'avalanche de débris. Ce sont des blocs ou des clastes lithiques fracturés au cours du transport pour former les structures particulières que sont les *jigsaw cracks*. Une fois formés, les *jigsaw cracks* se dilatent sous l'effet de la dilatance qui éloigne légèrement les clastes néo-formés tout en conservant la géométrie du bloc initial. Dans un contexte de transport rapide, les blocs éclatés subissent parfois un étirement dans la direction de l'écoulement sous l'effet du cisaillement qui génère une déformation anisotrope. On devine toujours l'appartenance des clastes néoformés à un bloc original unique, mais le bloc fracturé a subi un étirement longitudinal en forme de « queue de comète » dans le plan de l'écoulement.

Les caractéristiques et les structures reconnues dans les dépôts d'avalanches de débris et présentées dans ce chapitre serviront de référence lors des études de terrain menées sur les dépôts d'avalanches de débris de La Réunion. Après un aperçu synthétique du contexte géomorphologique de l'île de la Réunion dans le chapitre suivant, nous nous attacherons dans le Chapitre III à mettre en évidence les structures propres aux dépôts d'avalanches de débris dans ceux du massif du Piton des Neiges. Cela nous permettra de suivre leur évolution au cours du transport, des parties proximales vers les zones distales et de discuter ainsi les différents modèles de transport qui expliquent la grande mobilité des avalanches de débris.

CHAPITRE II

L'île de la Réunion : Un bouclier basaltique océanique

Le système volcanique de La Réunion incluant l'existence de deux volcans boucliers géographiquement proches, le Piton de la Fournaise actuelle actif et le Piton des Neiges en dormance, offre l'opportunité d'étudier les phénomènes de déstabilisations en contexte volcanique. L'érosion du Piton des Neiges et les dépôts d'avalanches de débris produits par ce processus sont d'excellents objets d'étude pour comprendre par des observations in-situ la dynamique et les processus de mise en place de ces événements gravitaires de grande ampleur. Les investigations détaillées des brèches d'avalanches de débris du massif du Piton des Neiges que nous présenterons dans le chapitre suivant s'appuient sur un contexte géologique, géomorphologique et géodynamique local qu'il est nécessaire de connaître et de prendre en compte. A cette fin, nous présenterons synthétiquement dans ce chapitre les grandes caractéristiques générales du cycle de construction et de démantèlement des volcans boucliers insulaires mais également les particularités géologiques et les événements majeurs qui ont façonné la géologie actuelle de l'île de La Réunion.

1 Cycle de vie des volcans-boucliers insulaires

1.1 Construction des volcans-boucliers insulaires

1.1.1 Origine et caractéristiques des volcans-boucliers

La construction des volcans-boucliers résulte d'un volcanisme de type point chaud capable de créer des reliefs de volume très importants et de faible pente. Les points chauds sont le plus souvent associés à un panache mantellique. Les panaches mantelliennes peuvent former deux types de structures volcaniques différentes : les grands plateaux volcaniques type Trapps du Deccan et les volcans-boucliers. Le terme de point chaud décrit des structures volcaniques exceptionnelles situées en domaine intraplaque, et donc non liées aux processus magmatiques mis en jeu aux limites des plaques tectoniques (voir McNutt et Caress 2007, ou Bachèlery et Villeneuve 2013, pour une discussion plus générale). Ces points chauds sont liés à la présence en profondeur de panaches de remontées mantelliennes profondes qui créent une fusion partielle à la base de la lithosphère, et engendrent des manifestations essentiellement volcaniques en surface (Crough, 1976 ; Sleep, 1990 ; Loper, 1997). En contexte océanique, ce magmatisme est à l'origine de l'édification de volcans-boucliers sur le plancher océanique, formant des alignements volcaniques au gré du mouvement de la plaque sous-jacente. La poussée mécanique et l'anomalie thermique du panache provoquent dans un premier temps un bombement, puis une déchirure et un volcanisme effusif, extrêmement productif. Ils

appartiennent donc à la catégorie des macroformes de relief (Peulvast *et al.*, 2001), au même titre que les grandes chaînes de montagnes.

L'origine des points chauds et leur lien avec les panaches mantelliques restent encore sujets de controverses, bien que plusieurs hypothèses aient été avancées (Courtilot *et al.*, 2003). Les points chauds pourraient être engendrés par des panaches mantelliques ayant une origine profonde, à l'interface entre le noyau externe et le manteau inférieur (couche D'' à 2900 km). C'est le cas des panaches de La Réunion et d'Hawaii. Certains d'entre eux pourraient être liés à des panaches ayant une origine intermédiaire, au niveau de la zone de transition entre le manteau inférieur et le manteau supérieur. C'est le cas de Tahiti, des îles Samoa et Pitcairn. Enfin, leur origine pourrait être très superficielle et serait uniquement due à un contrôle tectonique à l'échelle de la lithosphère, c'est le cas des archipels des Comores et des Canaries.

1.1.2 Modèle d'évolution des volcans-boucliers basaltiques

A l'heure actuelle, le modèle classiquement admis pour la croissance et le démantèlement des édifices volcaniques en domaine intraplaque est le modèle de Peterson et Moore (1987), proposé pour l'archipel d'Hawaii. Cependant, les principales étapes étaient déjà connues depuis les travaux de Stearns (1946), en dépit d'une connaissance incomplète de l'histoire sous-marine de ces volcans. Le modèle de Stearns qui restera une référence pendant quatre décennies, distingue huit stades d'évolution relatifs aux volcans-boucliers : (1) le stade sous-marin explosif, (2) le stade bouclier basaltique, (3) le stade de caldera, (4) le stade trachytique avec cônes de cendres, (5) le stade d'érosion, (6) le stade de submersion avec formation d'un récif frangeant, (7) le stade de reprise mineure de l'activité volcanique, avec récifs-barrières, et (8) le stade d'atoll avant la submersion définitive (stade guyot). Ce modèle a connu de nombreux aménagements, notamment en ce qui concerne l'instabilité des volcans-boucliers océaniques dès leurs premières phases d'évolution. La séquence proposée par Peterson et Moore, (1987) est finalement la plus complète et fait actuellement office de référence (Fig. II.1). Divisée en sept stades, le modèle intègre essentiellement des données structurales et pétrologiques :

Stade initial (1) : Des fissures et de petits événements s'ouvrent sur le fond océanique et produisent des pillow-lavas. Le volcan se développe alors par accumulation de couches nouvelles de pillow-lavas. *Rift zones* et calderas peuvent se former dès ce stade (Malahoff,

1987). La lave est de composition alcaline avec une plus forte proportion de potassium et de sodium par rapport aux basaltes tholéïtiques du stade suivant (Moore *et al.*, 1982).

Stade de construction du bouclier (2a, 2b, 2c) : La croissance de ce bouclier est due à des éruptions fréquentes et volumineuses, reflétant un taux de production magmatique élevé. Des rift zones (zones de fracturation et d'injection magmatique préférentielles) et la caldera se forment ou se développent. Le volcan acquiert sa forme de bouclier. Ce stade se divise en plusieurs étapes :

- Etape intermédiaire de construction sous-marine: En profondeur, la dynamique des émissions et la morphologie des coulées sont conditionnées par la pression qui exerce un effet limitatif à l'expansion des gaz dissous. Ainsi, le soubassement (*seamounts*) des grands volcans-boucliers présente des laves denses en coussin, les pillow-lavas et des hyalocastites (Batiza *et al.*, 1984) qui se forment en place, lors du refroidissement brutal de la lave par l'eau de mer. Des études sur les soubassements (Smoot 1982 ; Fonari *et al.*, 1984 ; Batiza *et al.*, 1984 ; Vogt et Smoot, 1984) ont montré la présence de structures caldériques et cratériforme, ainsi que des rift zones, sur de jeunes volcans boucliers en cours d'édification sous-marine.
- Etape intermédiaire de construction du bouclier émergé: Le sommet du volcan approche du niveau de la mer, le poids de la couche d'eau se réduit. L'exsolution des gaz magmatiques, ainsi que la transformation de l'eau en vapeur au contact du magma ou de la lave, vont entraîner d'importantes explosions fragmentant le magma dès son émission et les coulées de lave. Des tufs et des brèches d'explosions hydrovolcaniques sont alors formés. L'accumulation de ces productions va se faire jusqu'à ce que l'évent soit suffisamment isolé de la mer pour empêcher toute interaction de l'eau de mer et du magma.
- Etape subaérienne de construction du bouclier: L'édification du volcan résulte de ses manifestations effusives ainsi que de la mise en place et du refroidissement, au sein de l'édifice, de masses magmatiques intrusives (dykes, sills, réservoirs). A ce stade, le taux de production magmatique est élevé : par exemple, 0,01 km³/an pour le Piton de la Fournaise (Lénat et Bachèlery, 1987). L'activité effusive, sporadique ou quasi-continue, est essentiellement fissurale, ou centrée sur un ou plusieurs cratères terminaux. Plus de 99% des éruptions de ces grands volcans-boucliers sont effusives et caractérisées par la mise en place de coulée « aa » et « pahoehoe ». Les produits sont essentiellement des roches tholéïtiques : basaltes et micro-basaltes (Peterson et Moore, 1987).

Il faut noter que la mise en place répétée d'intrusions sub-verticales entraîne parfois l'apparition d'instabilités gravitationnelles affectant les flancs des volcans et impliquant des déplacements selon des plans de faille profonds et quasi horizontaux. De vastes structures de glissement en masse sont ainsi engendrées au niveau des grand volcans-boucliers à *rift zones* actives tels que les volcans d'Hawaï, le Piton de la Fournaise, l'Etna et le Karthala (Swanson *et al.*, 1976 ; Vincent et Kieffer, 1978 ; Kieffer, 1985 ; Bachèlery et Coudray, 1993).

Stade de déclin ou post-bouclier (3) : L'activité du volcan diminue. Cela se traduit par une baisse de la fréquence des éruptions et du taux de production magmatique. Cette étape est marquée par un retour à des laves plus alcalines, dans un premier temps basaltiques, puis hawaïtiques et enfin trachytiques (Frey *et al.*, 1990). La baisse de l'activité éruptive couplée à la différenciation magmatique indique une diminution de l'alimentation profonde.

Stade d'érosion (4) : Ce stade poursuit le stade général de déclin du volcan bouclier. Il est associé à une très intense dynamique d'érosion marquée (Kieffer, 1981 ; Mac Guire, 1982). Cette érosion réduit la hauteur des volcans. A ce stade, apparaissent des récifs frangeants sur les pourtours de l'île.

Stade de régénérescence volcanique ponctuelle (5) : Cette étape est caractérisée par des laves fortement alcalines (basanites, téphrites, phonolites) (Peterson et Moore, 1987). Les éruptions sont peu fréquentes, elles peuvent être séparées de plus d'un million d'années comme pour l'île Maurice ou le Roque Nublo sur l'île des Canaris.

Stade atoll (6) : Après l'arrêt complet de l'activité volcanique les effets couplés de l'érosion et de la subsidence réduisent considérablement la taille des édifices jusqu'au niveau de la mer. Si le climat le permet la croissance corallienne continue jusqu'à former une barrière complète autour des formations volcaniques.

Stade de recouvrement (7) : Dans le cas où le taux de subsidence est supérieur à la vitesse de croissance des récifs coralliens, l'île s'enfonce peu à peu jusqu'à se trouver sous le niveau de la mer. Elle sera alors recouverte peu à peu par la sédimentation marine hémipélagique sur le sommet du volcan sous-marin aplani par l'érosion subaérienne (stade guyot).

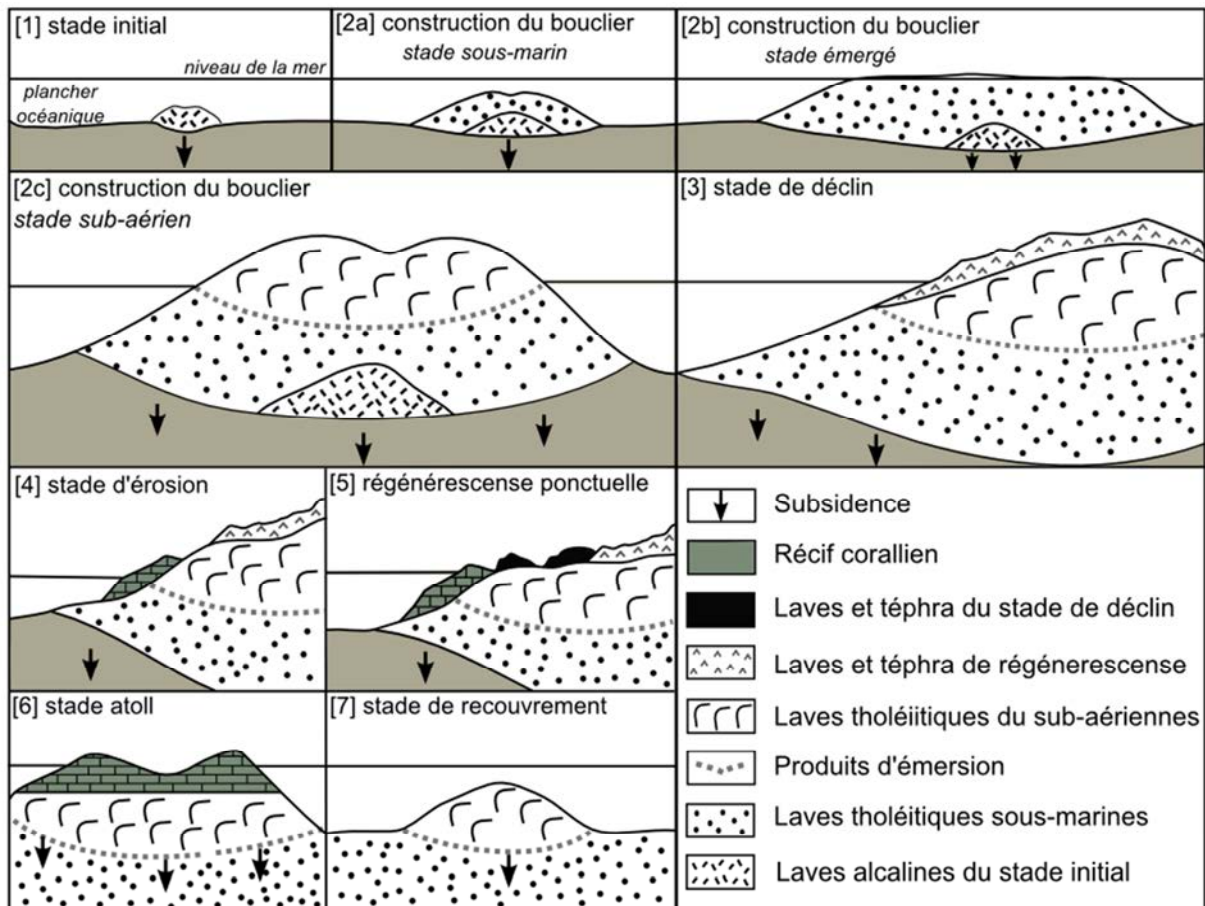


Figure II.1. Stades successifs de l'évolution des volcans boucliers Hawâiens (modifié d'après Peterson et Moore, 1987).

1.2 Démantèlement des volcans-boucliers insulaires

L'instabilité du flanc d'un édifice volcanique est définie comme l'état critique à partir duquel un secteur, ou la totalité de l'édifice volcanique, 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, plus ou moins rapide, d'une masse de roches mobilisée sous l'action de la gravité et/ou d'autres facteurs liés ou non à l'activité volcanique. Les mécanismes à l'origine des déstabilisations sont encore très largement discutés et résultent probablement de multiples facteurs endogènes (liés au volcanisme) et exogènes (liés à l'environnement), discutés dans le chapitre précédent.

Les déstabilisations de flanc sont des processus à part entière et récurrents dans l'évolution d'un édifice volcanique. Tous les édifices volcaniques, quelque soit leur type, connaissent au cours de leur histoire des démantèlements de ce type. Malgré leur stabilité apparente et leur pente douce, 5° à 8°, ce sont les volcans boucliers océaniques (archipel d'Hawaï, La Réunion) qui connaissent les plus importants épisodes de déstabilisation connu à ce jour (Moore *et al.*, 1989 et 1994). De nombreuses études mettent clairement en évidence le caractère instable des flancs des volcans-boucliers : Moore et al. (1994) cartographient 68 *slumps* ou avalanches de débris le long des 2200 km de la Ride Hawaïenne. 17 événements sont identifiés entre Kauai et Hawaii et 9 déstabilisations ont affecté les seuls volcans de la Grande Île d'Hawaii ces derniers 300000 ans (Moore *et al.*, 1989). Les îles des Canaries ont été démantelées à 18 reprises, principalement par des avalanches de débris (Ablay and Hürlimann, 2000; Krastel *et al.*, 2001). Les volcans de Tenerife, La Palma et El Hierro ont subi au moins 13 événements majeurs, la plupart étant antérieurs à 2 Ma (Krastel *et al.*, 2001; Masson *et al.*, 2002).

En domaine intraplaque océanique, les avalanches de débris semblent impliquer des volumes de matériaux mis en place plus importants (jusqu'à 5000 km³) que sur les stratovolcans où les dépôts excèdent rarement 10 km³. Ainsi, le dépôt d'avalanche de Nuuanu au large de l'île d'Oahu a mobilisé entre 3000 et 5000 km³ de matériaux et constitue l'évènement le plus volumineux jamais observé sur Terre (Moore *et al.*, 1994). Les volumes gigantesques mis en jeu lors de la déstabilisation des volcans-boucliers sont expliqués par la fréquence moins élevée et l'enracinement plus profond des effondrements. Au contraire, les stratovolcans continentaux ou insulaires avec leur forme conique et leurs pentes plus abruptes sont affectés plus fréquemment par des déstabilisations de flancs. Cependant l'ampleur du glissement reste toujours inférieure à celle des glissements affectant les flancs des boucliers océaniques. Ceux-ci requièrent une période d'édification plus longue pour dépasser leur seuil de stabilité. 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 (Begét et Kienle, 1992; Begét, 2000), Shiveluch, démantelé au moins 8 fois en 10.000 ans (Belousov *et al.*, 1999) ou Stromboli, détruit partiellement 5 fois en moins de 35.000 ans (Tibaldi, 2001).

2 Contexte géologique et géodynamique local

2.1 Caractéristiques et formation de l'île de La Réunion

L'île de la Réunion, située au sud-ouest de l'Océan Indien, est un bouclier basaltique faisant partie de l'Archipel des Mascareignes. Elle se situe dans le prolongement sud-ouest du plateau des Mascareignes et de l'île Maurice avec laquelle elle forme la ride des Mascareignes (Fig. II.2). L'alignement de plusieurs structures volcaniques le long de cette ride est attribué à un panache mantellique profond générant un volcanisme de point chaud (Morgan 1981). Ce panache mantellique est à l'origine de trois structures principales : Les Trapps du Deccan à la transition Crétacé – Tertiaire, il y a 65 Ma (Courtilot *et al.*, 1986), la ride Chagos-Laccadive, il y a 50 Ma, et enfin le plateau des Mascareignes depuis le Miocène, il y a 40 Ma. Durant la période récente, l'activité de ce point chaud a permis la formation de l'île Maurice et de l'île de La Réunion, respectivement datées à 8 Ma et 5 Ma (Duncan *et al.*, 1989) qui constituent les derniers chaînons de son tracé. La position actuelle du panache mantellique a été pendant longtemps située à 300 km au SW de la Réunion (Bonneville *et al.*, 1988). Ceci a été récemment réévalué à l'aide de données d'anisotropie sismique situant l'anomalie à 150 km au Nord de l'île (Barruol et Fontaine, 2013). Le massif volcanique de La Réunion repose à 4000 m de profondeur sur un plancher océanique daté Crétacé supérieur à Paléocène. L'édifice est bordé au sud par des paléo-dorsales d'orientation NW-SE et par les failles transformantes N30°E de l'île Maurice au SE et de Mahanoro-Wilshaw au NW (Schlich *et al.*, 1990). L'absence de sismicité significative dans cette région suggère que ces structures sont tectoniquement inactives actuellement.

Une des spécificités de La Réunion est de ne pas présenter de flexure lithosphérique à son aplomb, contrairement à la majorité des volcans-boucliers océaniques tels que Hawaii (Watt *et al.*, 1985) ou les Marquises (Filmer et al, 1993). Cette particularité serait due à la canalisation de la tête du point chaud entre les structures tectoniques bordant l'île et permettant ainsi une meilleure portance de la lithosphère (Lénat *et al.*, 2009). Il est aussi proposé que les effets d'une érosion thermique causée par les faibles vitesses de déplacement de la plaque, combiné à un sous-plaquage magmatique, induise cette absence de flexure (Michon *et al.*, 2007).

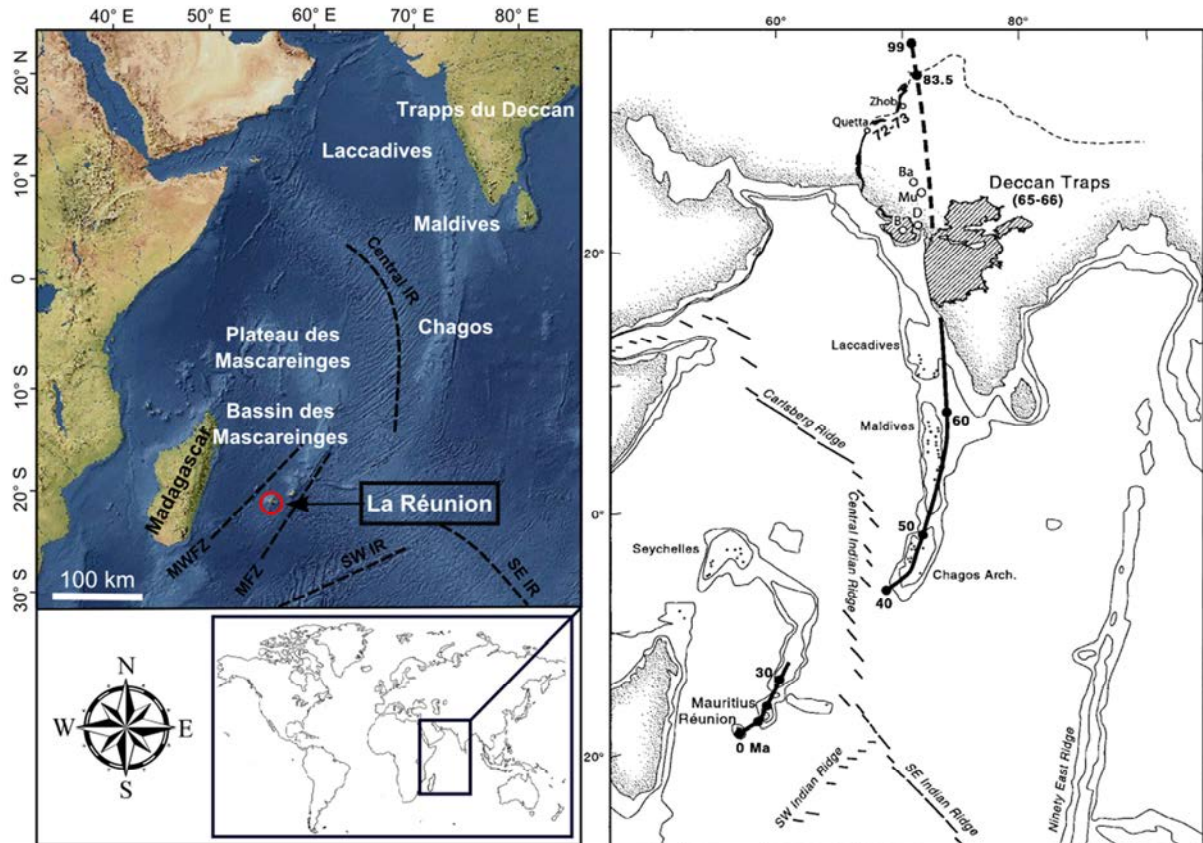


Figure II.2. (a) Carte de localisation de l'île de La Réunion et des structures tectoniques remarquables de l'Océan Indien Ouest. (b) Alignements volcaniques associés à l'activité du point chaud de La Réunion et au mouvement des plaques Indienne et Somalienne vers le Nord depuis au moins 65 Ma. Ages en millions d'années (Mahoney *et al.*, 2002).

2.2 Morphologie de la zone émergée

La totalité de l'édifice réunionnais s'élève à 7000 m au-dessus du plancher océanique et son diamètre à la base et d'environ 220 km. La partie émergée de l'édifice s'élève à plus de 3000 m au-dessus du niveau de la mer. Elle est de forme elliptique, de 50 x 70 km, avec un axe d'allongement principal N120°. Comme dans le cas de beaucoup d'îles volcaniques, la partie émergée de l'édifice de La Réunion, qui représente 2500 km², ne constitue qu'une partie infime du système volcanique, soit 3% du volume total (De Voogd *et al.*, 1999). L'évaluation du volume total de l'île doit tenir compte de l'absence de flexure lithosphérique. Initialement estimée à 240 000 km³ (Lénat et Labazuy, 1990), il a récemment été réévalué à 51 500 km³ suite à l'exploitation des données acquises lors des campagnes océanographiques FOREVER et ERODER (Catry, 2011).

Ce vaste ensemble volcanique est formé de la juxtaposition de deux édifices volcaniques : le Piton des Neiges à l'Ouest et le Piton de la Fournaise à l'Est (Fig. II.3).

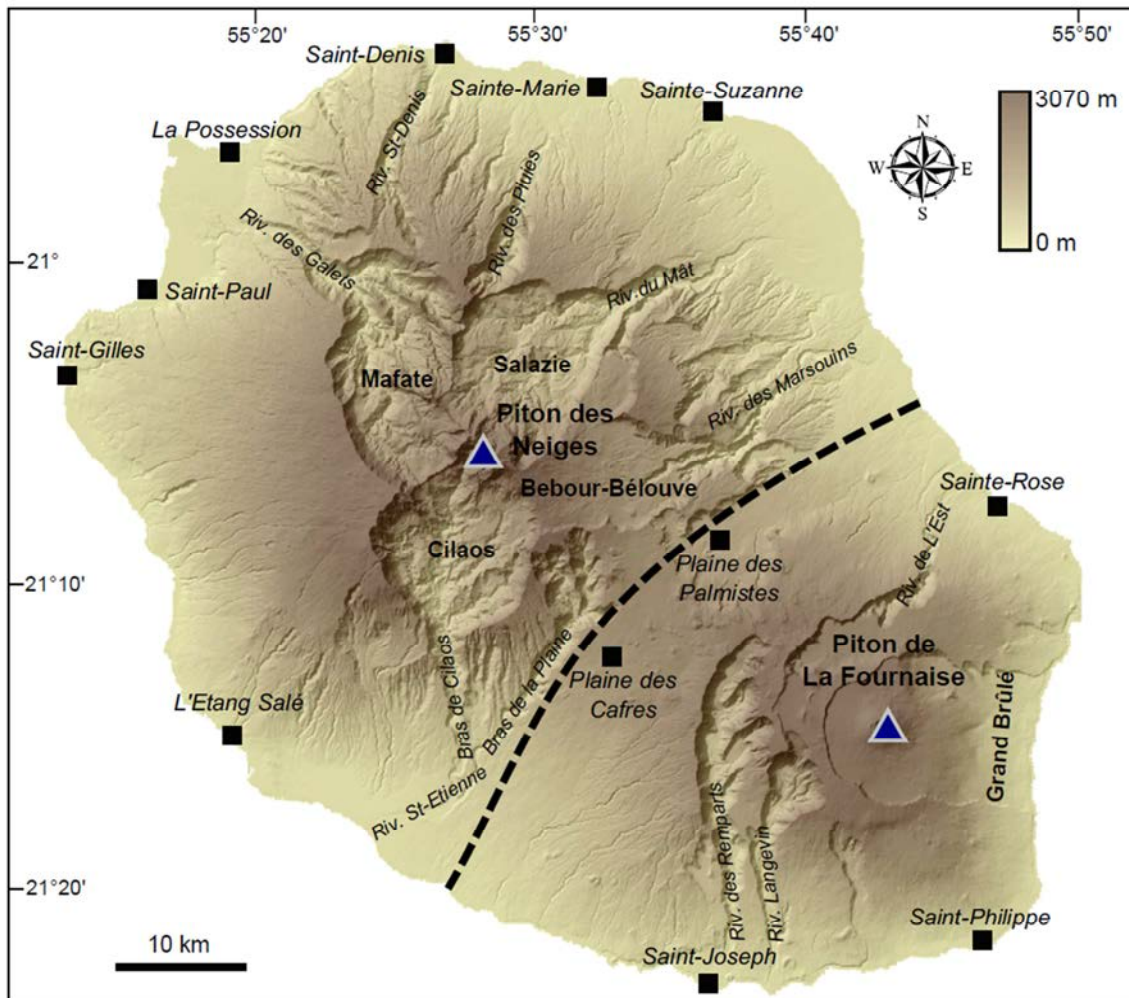


Figure II. 3. Carte de l'île de La Réunion montrant les deux grands ensembles volcaniques (Le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise) ainsi que les principales rivières et localités.

Cependant, des études géophysiques suggèrent l'existence d'un troisième édifice, ancien et très largement démantelé, situé à l'est du Piton de la Fournaise, appelé le volcan des Alizés (Malengreau *et al.*, 1999). L'activité du volcan des Alizés serait antérieure à celle du Piton de la Fournaise, et partiellement contemporaine de celle du Piton des Neiges.

2.2.1 *Le Massif du Piton des Neiges*

Le massif du Piton des Neiges occupe les deux tiers nord-ouest de l'île et culmine à une altitude de 3069 m. C'est le point le plus haut de La Réunion. La morphologie du massif est caractérisée par la présence de trois dépressions centrales majeures : le Cirque de Mafate au nord-ouest, le Cirque de Salazie au nord-est, et le Cirque de Cilaos au sud. Il existe un quatrième cirque, le Cirque de Marsouin situé à l'Est de Salazie mais a été comblé lors des dernières phases éruptives du volcan et forme à présent la plaine de Bébour-Belouve. Les trois principaux cirques ont une profondeur d'environ 1000 m et un diamètre moyen de 10 km. Ils sont remplis par des dépôts détritiques non consolidés, type dépôts d'avalanche de débris, coulées de débris ou brèches d'autres origines (Billard et Vincent, 1974 ; Lacquement et Nehlig, 2008), et s'ouvrent sur la mer par une vallée étroite et profonde dont la partie aval est formée par un vaste cône de déjection.

De nombreuses hypothèses ont été suggérées pour tenter d'expliquer la formation de ces cirques. Oehler, (2005), Lacquement et Nehlig, (2008) et Chaput, (2013), suggèrent une érosion liée à des déstabilisations progressives et continues à la formation des cirques. Ils proposent que l'existence de grands volumes de brèches d'avalanches de débris dans les Cirques et sur les flancs du massif du Piton des Neiges indique l'occurrence d'effondrements de flancs répétés au cours de l'évolution du massif. La faible extension des dépôts d'avalanches de débris en mer serait à mettre en relation avec des déstabilisations de volumes limités mais se produisant de manière cyclique et complexe au cours de l'histoire du massif du Piton des Neiges (Chaput, 2013). Lacquement et Nehlig, (2008) indiquent, en revanche, la possibilité que des déstabilisations majeures de plusieurs dizaine de km³ aient affectées le massif du Piton des Neiges. Ces évènements seraient principalement liés à la mise en place de la dépression du Cirque de Mafate (*avalanche de débris des Orangers, cf. Chapitre III*).

D'autres travaux mettent en avant le rôle des processus d'érosion (Kluska, 1997, Salvany *et al.*, 2012). Haurie (1997) propose en particulier un développement progressif des cirques en trois stades d'évolution : un stade de début d'incision en érosion régressive, un stade de creusement où de profonds canyons se forment et un stade d'élargissement de l'incision par glissement et formation du cirque. Cette hypothèse est reprise par Salvany *et al.*, (2012) qui suggère un modèle alternatif majoritairement associé à un processus d'érosion régressive induisant le creusement puis l'élargissement des cirques.

Cependant, des études suggèrent l'action de processus tectoniques liés à l'étalement gravitaire du volcan sans effondrement de flancs majeurs (Oehler *et al.*, 2004 ; Le Friant *et al.*, 2011), mais aussi le rôle des processus d'érosion sous contrôle structural (Chevallier, 1979 ; Kieffer, 1990a et b). Dans ce cas, l'occurrence de déstabilisations majeures de flancs, mais également leur extension en mer, restent encore discutée par certains auteurs (Le Friant *et al.*, 2011 ; Salvany *et al.*, 2012)

Il apparaît que la formation des trois principaux cirques ne semble pas être concomitante. Des travaux récents (Chaput, 2013) indiquent la nécessité de séparer les événements majeurs ayant contribué à la formation des cirques, des événements mineurs et récurrents. Les déstabilisations majeures se divisent en cinq événements: l'effondrement du flanc nord vers le nord (Salazie) entre 2,6 et 2,4 Ma ; l'effondrement du flanc nord (Mafate et Salazie) avant 1,6 Ma, l'effondrement du flanc ouest vers l'ouest (Mafate) avant 1,3 Ma, l'effondrement du flanc sud (Cilaos) entre 1,2 Ma et 611 ka. Les déstabilisations mineures, certainement de petit volume se divisent en quatre événements : les effondrements vers le NNO (Mafate) entre 1 Ma et 483 ka, les effondrements vers l'ouest (brèches littorales), l'effondrement vers le NE (Salazie) > 350 ka, l'effondrement vers le nord (Mafate) entre 350 et 4 ka.

2.2.2 Le Massif du Piton de la Fournaise

Le massif du Piton de la Fournaise occupe le tiers sud-est de l'île et culmine à 2631 m d'altitude. Actuellement en activité, il a débuté sa croissance sur le flanc Est du Piton des Neiges entre 530 et 450 ka (Gillot et Nativel, 1982 ; Kluska, 1997 ; Smietana, 2011) avec lequel il a eu une phase d'activité commune durant près de 400 ka.

Ses flancs sont profondément incisés par trois vallées où s'écoulent la Rivière des Remparts et la Rivière Langevin au sud, la rivière de l'Est au nord-est. Sa morphologie est marquée par une série de structures d'effondrement correspondant à trois caldeiras concentriques et imbriquées s'ouvrant sur la mer vers l'est (Chevallier *et al.*, 1982) : la caldeira de la rivière des Remparts, la caldeira de la Plaine des Sables et l'Enclos Fouqué, d'ouest en est. La partie sommitale du volcan est formée par deux cratères : le cratère Dolomieu à l'est avec un diamètre d'environ 1000 m et le cratère Bory à l'ouest avec un diamètre d'environ 300 m.

Le Piton de la Fournaise a subi quatre épisodes majeurs de déstabilisation de flancs (Gillot *et al.*, 1994 ; Merle *et al.*, 2010) permettant la formation de calderas emboîtées. La dernière

évidence de déstabilisation serait la caldera de l'Enclos du Grand brûlé, il y a 4500 ans qui concentre actuellement la majorité des éruptions du Piton de la Fournaise (Bachèlery, 1981). Cependant de nouveaux travaux (Michon et Saint-Ange, 2008 ; Saint-Ange *et al.*, 2013) suggèrent que la dépression résulterait de processus d'effondrements verticaux.

2.3 Morphologie de la partie immergée

La transition entre la zone émergée et le domaine immergé de l'île est caractérisée par une plate-forme côtière qui se situe entre 0 et 100 m de profondeur. Dans le secteur du Piton des Neiges, sa largeur atteint deux à cinq kilomètres, tandis qu'autour du Piton de la Fournaise, ce plateau est beaucoup plus restreint et ne fait que 0,25 à 1 km de large. Le passage aux flancs sous-marins est marqué par une importante rupture de pente. La topographie des flancs immergés est très irrégulière. Elle est marquée par la présence de quatre lobes sous-marins en forme d'éventail à l'Est, au Sud, à l'Ouest et au Nord (Fig. II.4). Ces structures sous-marines, de 20 à 30 km au niveau de la côte, s'évasent pour atteindre 100 à 150 km en zone distale, à environ 80 km de la côte. D'abord décrits par (Labazuy, 1988) puis par (Oehler, 2005), ils sont interprétés comme des dépôts de déstabilisation de flancs de type *slump* ou avalanche de débris (Lénat et Labazuy, 1990, de Voogd *et al.*, 1999 ; Oehler, 2005 ; Le Friant *et al.*, 2011). Ces formations sont séparées par de larges systèmes turbiditiques (Saint-Ange *et al.*, 2011, Sisavath *et al.*, 2011).

Bien que la majorité des flancs sous-marins de La Réunion soient constitués de dépôts volcanoclastiques, quelques formations volcaniques construites par des écoulements de lave peuvent être également distinguées. On en distingue deux types, mises en évidence à partir des données bathymétriques : des monts sous-marins isolés et des structures de type « rift zones » telle que la Ride de L'étang Salé (Lénat et Labazuy, 1990 ; Oehler *et al.*, 2007 ; Gailler et Lénat, 2010).

Plus au large, le plancher océanique entourant l'île est drapé par une couche de sédiments dont l'épaisseur est estimée entre 600 et 1000 m (De Voogd *et al.*, 1999). La nature de ces sédiments est variable selon la zone. Dans le domaine océanique rattaché au Piton de la Fournaise, la sédimentation est caractérisée par du matériel grossier de nature basaltique, alors que dans le domaine du Piton des Neiges la sédimentation est argilo-silteuse de type

hémipélagique. Ceci ne concerne que les pentes des édifices, plus au large la différence de matériel n'est pas aussi notable.

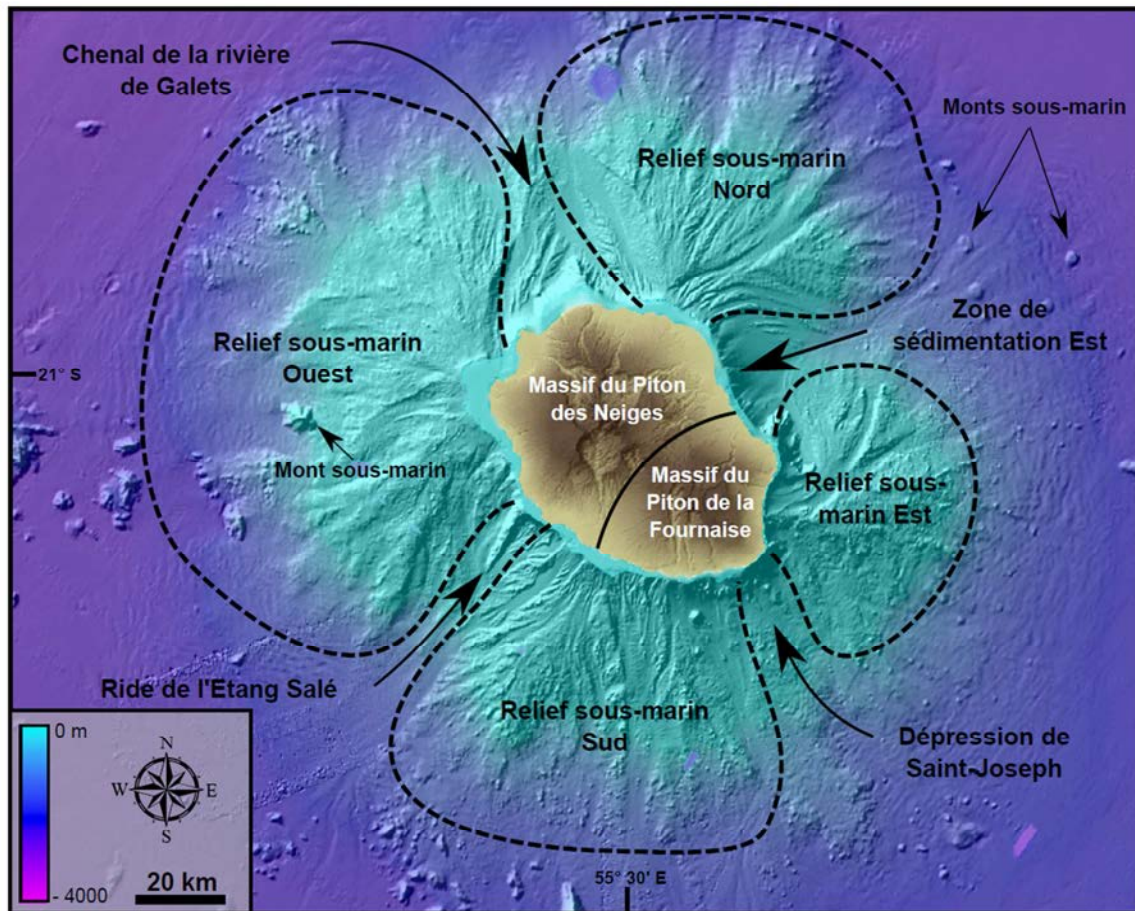


Figure II. 4. Bathymétrie des flancs sous-marins de l'île de La Réunion (données campagnes ERODER 1 et FOREVER (2006), et bathymétrie côtière du SHOM, (2005))

3 Le volcanisme réunionnais

3.1 Le Piton de La Fournaise

Le Piton de La Fournaise (Fig. II.5), apparu il y a environ 450 ka (Gillot et Nativel, 1990 ; Merle *et al.*, 2010) est l'un des volcans basaltiques les plus actifs du monde. Il s'est construit par une activité essentiellement effusive avec l'émission de laves fluides et l'édification successive de plusieurs volcans-boucliers décentrés les uns par rapport aux autres. Son activité est actuellement concentrée dans le cône central et le long de ses « rift zones » nord-

est et sud-est. Durant les premiers 400 000 ans, son activité été commune à celle du Piton des Neiges, L'activité du Piton de la Fournaise se divise en deux périodes principales (Bachèlery et Mairine, 1990) : le bouclier ancien et le bouclier récent.

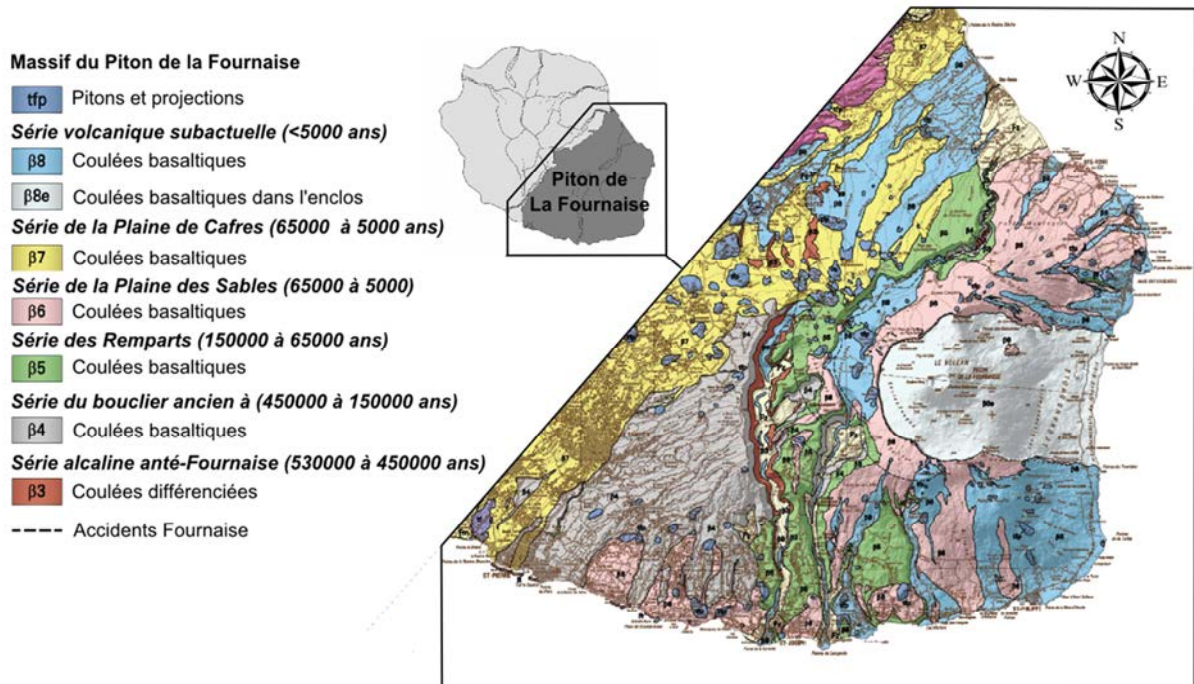


Figure II. 5. Carte géologique du massif du Piton de La Fournaise (modifié d'après BRGM, 2006)

Le bouclier ancien : Cet épisode volcanique daté de 450 à 150 ka correspond à la formation du bouclier ancien. Le centre éruptif de ce bouclier se situera à l'aplomb de la Plaine des Sables. Il peut être divisé en deux séries stratigraphiques:

- La série ancienne : 450 à 290 ka, est caractérisée par des laves basaltiques à olivine formant les pentes des hauts du Tampon. La fin de la série est définie par l'effondrement de la caldera de la rivière des Remparts.
- La série du volcan de Mahavel : 290 à 150 ka, est caractérisée par des laves à olivines permettant le comblement partiel de cette première caldeira.

Le bouclier récent : Daté entre 150 ka et l'actuel, ce second épisode marque l'édification du volcan actuel avec migration du conduit éruptif vers l'Est (Bachèlery et Mairine, 1990). Durant cette phase, trois caldeiras se forment : le Morne Langevin (150 ka), la plaine des Sables (65 ka) et l'Enclos (5ka).

3.2 Le Piton des Neiges

Le Piton des Neiges est le plus ancien édifice volcanique affleurant sur l'île (Fig. II.6). Son activité volcanique datée s'étend entre 2 748 Ma et 12 ka. Son émergence est antérieure à 2,17 Ma (McDougall, 1971 ; Quidelleur *et al.*, 2010). Cependant, il convient de prendre en compte le fait qu'aucune datation plus ancienne n'a pu être obtenue en raison de la forte altération des coulées anciennes. Son activité volcanique est subdivisée en deux périodes élémentaires : la période d'activité basaltique et la période d'activité différenciée (Upton et Wadsworth, 1965). Chaque période est divisée en deux phases.

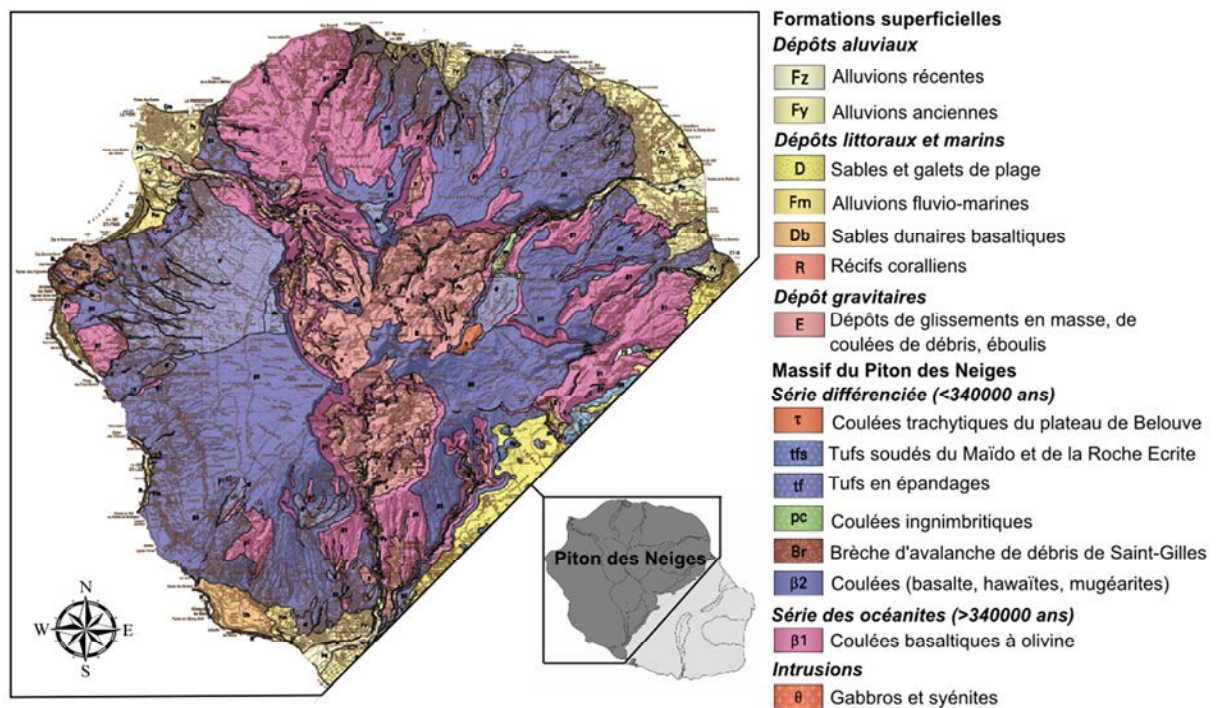


Figure II. 6. Carte géologique du massif du Piton des Neiges (modifié d'après BRGM, 2006)

3.2.1 Activité basaltique

Phase I : Elle correspond à la mise en place des « Océanites anciennes », c'est la plus ancienne unité observable dans la partie émergée du Piton des Neiges (> 2.2 Ma). Elle consiste en l'édification sous-marine du bouclier par l'émission de coulées basaltiques à phénocristaux d'olivines. Cette première unité est principalement visible dans le fond des cirques où elle forme des coulées très fortement altérées, zéolitisées et souvent bréchifiées

(Chevallier, 1979), parfois regroupées sous l'appellation « conglomérats de cirque » (McDougall, 1971).

Phase II : Datée entre 2,2 Ma et 430 ka, elle correspond à la série des Océanites récentes. Il s'agit du stade d'émergence et d'édification du volcan bouclier. Elle est caractérisée par des coulées basaltiques riches en macrocristaux d'olivine et par des basaltes aphyriques. Un très grand volume de lave a été émis durant ce stade, pouvant atteindre une épaisseur totale de 1000 m. Cet ensemble basaltique forme l'ossature profonde du Piton des Neiges et représente 65% du volume total de l'île (Chevallier, 1979).

Les phases II et III sont séparées par 80 ka sans aucune activité volcanique connue. Cette période correspond à la transition entre la « série des océanites » et la « série différenciée ». Le passage du stade basaltique au stade différencié a été interprété comme la conséquence de l'arrêt de l'alimentation mantellique et d'une évolution en circuit fermé dès 350 ka (Rocher, 1988 ; Deniel *et al.*, 1992 ; Kluska, 1997 ; (Fig. II.7).

3.2.2 *Activité différenciée*

Phase III : Datée entre 350 et 230 ka, cette phase marque le début de la différenciation magmatique. Elle est caractérisée par une activité essentiellement effusive avec un épanchement d'environ 700 m de basaltes, parmi lesquels des basaltes à phénocristaux de plagioclases localement dénommés « roches pintades ». Les formations de la phase III représenteraient 10% du volume total de l'édifice (Gillot et Nativel, 1982). Cette phase se termine avec la première phase d'activité pyroclastique du Piton des Neiges (Kieffer, 1990a : Kieffer *et al.*, 1993).

Phase IV : Datée entre 230 et 12 ka, cette phase correspond à la fin de l'activité différenciée. Elle est marquée par l'apparition de trachytes et de mugéarites, et est caractérisée par l'alternance de périodes effusives et explosives. La principale période d'activité explosive est datée à 180 ka. C'est la « phase ignimbritique ». Cet épisode explosif est suivi par un calme éruptif (180-140 ka) et par une période de très forte érosion qui pourrait être à l'origine du creusement des cirques de Cilaos et Mafate (Kluska, 1997). L'âge de la dernière manifestation éruptive datée du Piton des Neiges est de 12 ka (Delibrias *et al.*, 1983). Les produits émis durant cette IV^{ème} phase représentent 10 % du volume total de l'édifice Réunionnais

3.2.3 Périodes érosives

Au cours de son histoire, le Piton des Neiges a connu de nombreux épisodes érosifs intenses avec d'importantes déstabilisations de flanc (Fig. II.7). Les produits de ces déstabilisations sont des brèches principalement visibles au cœur des trois cirques, dans le lit des rivières, mais aussi sur la bordure littorale. Interprétées dans un premier temps comme des produits associés à l'émersion du volcan ou des produits de remaniement résultant de l'érosion des flancs, ces formations bréchiqes sont à présent en partie interprétées comme des dépôts d'avalanche de débris (Bachèlery *et al.*, 1996, Maillot, 1999, Fèvre *et al.*, 2001 ; Bret *et al.*, 2003 ; Bachèlery *et al.*, 2003 ; Oehler, 2005 ; Arnaud, 2005).

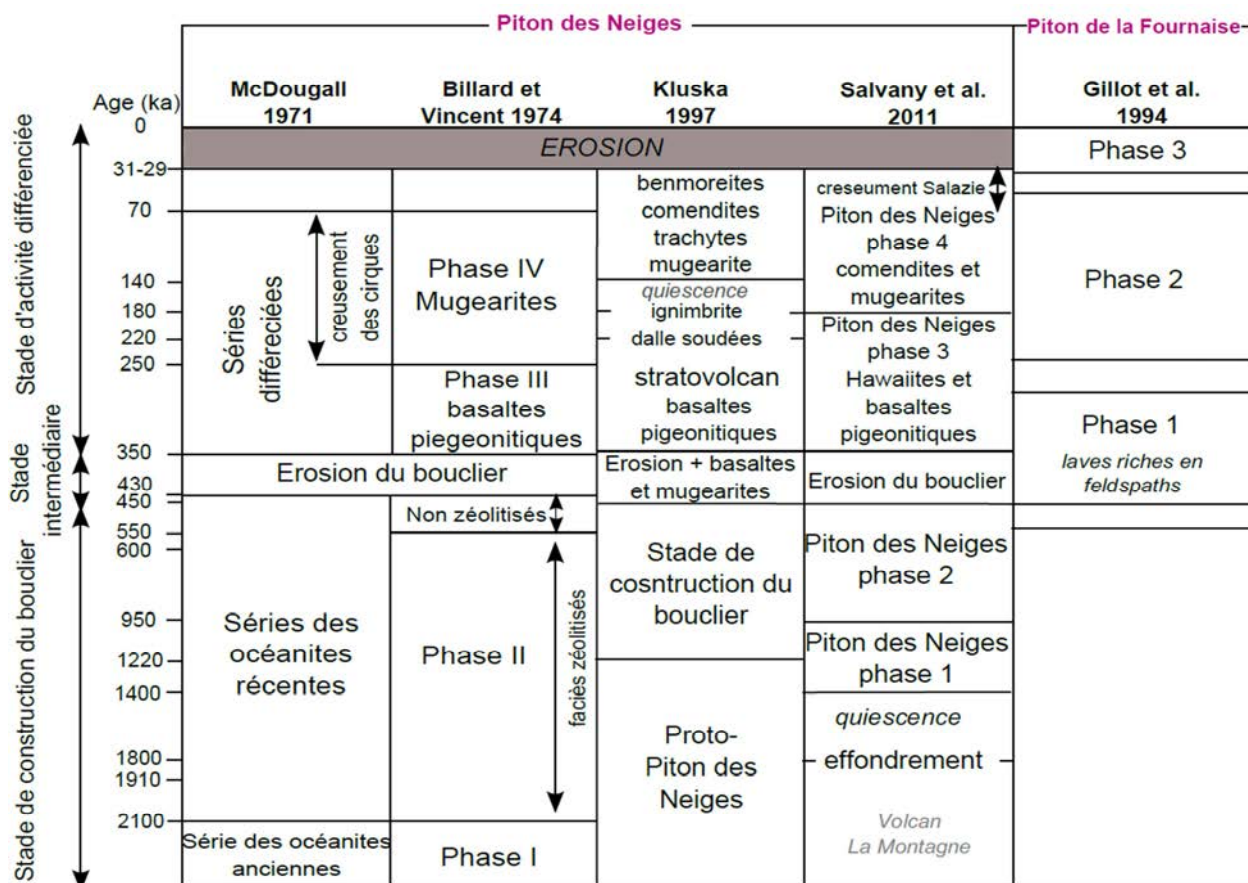


Figure II.7. Les principales phases d'évolution du Piton des Neiges obtenues à partir des études stratigraphiques, lithologiques et géochronologiques successives. Synthèse à partir des travaux de McDougall (1971), Upton et Wadsworth (1972a,b) ; Billard et Vincent (1974) ; Gillot et Nativel (1982), Kluska (1997), Salvany (2009) et Salvany *et al.*, (2012). (modifié d'après Chaput, 2013)

Le chapitre suivant (*cf.* Chapitre III) permettra de caractériser les dépôts d'avalanche de débris de façon générale, ainsi que de présenter et détailler les dépôts relatifs au

démantèlement du Piton des Neiges, et les différentes interprétations proposées quant à leur origine.

4 Paramètres environnementaux

4.1 Paramètres climatiques

4.1.1 *Le climat actuel*

L'île de la Réunion est dominée par un climat tropical humide océanique, caractérisé par une pluviométrie très importante liée à un régime d'alizés orientés est-sud-est. L'île est soumise à deux saisons distinctes : l'hiver austral, frais et sec, et l'été austral, chaud et humide. Durant la saison sèche (mai à novembre), le régime est-sud-est des alizés domine. Pendant la saison chaude (décembre à avril), la circulation des alizés est quelquefois dérangée par des perturbations tropicales issues de la zone de convergence intertropicale (ITCZ), ce sont les cyclones tropicaux. Les cyclones se forment durant l'été austral et se déplacent d'est en ouest. Selon la place de l'ITCZ, ils peuvent provoquer des vents violents (jusqu'à 250 km/h) de direction variable et des pluies diluviennes (jusqu'à 1 m en 24 h).

L'île possède deux régions climatiques différentes : un côté au vent (est) qui reçoit 70 % des précipitations, et un côté sous le vent (ouest) qui reçoit moins de 2 m d'eau par an. La zone au vent comprend la façade orientale de l'île dont le sommet du massif de la Fournaise, la façade orientale du Piton des Neiges et le cirque de Salazie. La zone sous le vent s'étend du nord au sud de l'île en incluant les cirques de Mafate et Cilaos, ainsi que la plaine des Cafres. La pluviométrie de l'île de La Réunion fait partie des plus importantes au monde, jusqu'à 12 m par an (Barcelo *et al.*, 1997). Les maximums de pluie connus se situent dans une tranche altitudinale comprise entre 1700 et 1900 m dans la caldeira de l'Enclos.

4.1.2 *Le climat passé et les variations eustatiques*

Peu d'étude paléo-climatiques ont été menées dans l'ouest de l'océan Indien et au niveau de l'île de La Réunion. Cependant, différents travaux ont été réalisés sur l'ensemble de l'océan

Indien. (Barrows et Juggling, 2005 ; Finch *et al.*, 2009). De plus, des études de reconstruction paléo-environnementale sur la côte de l'Afrique centrale ont montré que les conditions environnementales sont restées stables durant le dernier maximum glaciaire et la dernière transition glaciaire-interglaciaire (Mumbi *et al.*, 2008), mais également durant les derniers 48 ka. Cette longue stabilité climatique est expliquée par la présence permanente de masses d'air humide sur l'océan Indien. Quelques variations ont néanmoins été mises en évidence avec des période nettement plus humides centrées autour de 22,5 ka, 11,5 ka et 1,5 ka, liées à d'intenses épisodes de mousson en Afrique équatoriale (Verschuren, 2009).

Concernant les variations eustatiques, les principales connaissances au niveau de l'océan Indien proviennent de l'étude de forages réalisés dans les récifs coralliens de l'Ile Maurice et de l'Ile de la Réunion, ainsi que sur les marges de Madagascar et des Seychelles. Des estimations des variations du niveau marin sont connues du dernier maximum glaciaire (LGM) jusqu'à l'Holocène. Durant le LGM, le niveau de l'océan Indien est estimé entre -110 et -115 m par rapport au niveau marin actuel (Camoin *et al.*, 2004). Entre -13 et -13,6 ka, la mer amorce une transgression modérée (Colonna *et al.*, 1996), puis la transgression s'accélère vers 13,5 ka. Durant l'Holocène, la remonté du niveau marin ralentie. Elle est de 6 mm/an entre -10 ka et -7 ka. Elle diminue jusqu'à 1 mm/an, puis le niveau de la mer se stabilise au niveau actuel vers -2,5 ka (Camoin *et al.*, 2004).

4.2 Paramètres hydrologiques et d'érosions associées

La morphologie de l'île de La Réunion est fortement marquée par des processus d'érosion mis en évidence par les nombreuses vallées et ravines qui inscissent l'île. Les fortes précipitations, souvent engendrées par des cyclones tropicaux, favorisent l'érosion de l'île (Louvât et Allègre, 1997 ; Rad *et al.*, 2007). Ces importantes précipitations causent une importante érosion des sols meubles de l'île, permettant la formation d'un réseau hydrographique extrêmement dense avec plus de 750 ravines et rivières. Parmi elles, seules quelques unes ont un écoulement pérenne : le Bras de la Plaine, le Bras de Cilaos, la rivière du Mât et la rivière des Galets pour le massif du Piton des Neiges, et la rivière des Remparts, la rivière Langevin et la rivière de l'est pour le massif du Piton de la Fournaise. Ces rivières ont un écoulement torrentiel avec un débit moyen compris entre 1 et 10 m³/s, et un débit de crue pouvant atteindre 2500 m³/s.

Les taux d'érosion chimique de surface estimés par Louvat et Allègre (1997) sont de 63 à 170 t/km²/an selon les rivières, avec une valeur moyenne de 105 t/km²/an pour l'ensemble de l'île. De même, le taux d'érosion mécanique associé à ces rivières est de l'ordre de 1200 à 9100 t/km²/an. Ce taux est l'un des plus importants au monde (Louvat et Allègre, 1997). En combinant ces deux différents processus d'érosion, on obtient des taux de dénudation de 0., à 34,3 mm/an. Les valeurs d'érosion les plus importantes sont actuellement associées au massif du Piton de la Fournaise, plus jeune et davantage soumis à de fortes précipitations. Cependant, des études suggèrent des taux comparables d'érosion pour le massif du Piton de Neiges lorsqu'il était plus jeune (Kluska, 1997), avec des taux de 13,6 kt/km²/an pour le cirque de Mafate et 15,1 kt/km²/an pour le cirque de Cilaos. Ces taux sont du même ordre de grandeur que ceux obtenus pour la rivière des Rempart (Massif du Piton de la Fournaise) avec 15,1 kt/m²/an, et comparables à la valeur moyenne mesurée sur l'ensemble de l'île avec 9,5 kt/km²/an (Rad, 2007). Depuis le début de sa phase érosive, approximativement datée à la fin de l'activité ignimbritique, vers 180 ka, le volume total érodé sur le massif du Piton des Neiges est estimé à plus de 1000 km³ (Salvany *et al.*, 2012).

CHAPITRE III

Les dépôts d’avalanches de débris de l’île de La Réunion

« Tel de ces pics que tu domines, superbe mont Salazien, tel de ces montagnes voisines jaillit ton front aérien. Immense, immuable, immobile, du plateau central de notre île, ton sommet auguste et tranquille se dresse embrassant l’horizon ». Auguste Lacaussade, Le Piton des Neiges extrait des Salaziennes. 1839.

1 Reconnaissance des dépôts d’avalanches de débris de l’île de La Réunion

1.1 Les dépôts en contexte subaérien

1.1.1 Localisation

Les principaux dépôts d’avalanches de débris subaériens de l’île de la Réunion se rencontrent dans le massif du massif du Piton des Neiges (Fig. III.1). De très nombreuses formations brèchiques ont été identifiées au cœur des trois principaux cirques (Mafate, Salazie et Cilaos), dans le lit des rivières sortant des cirques et le long de la frange littorale. Les brèches intra-cirques affleurent entre 400 et 2000 m d’altitude à l’intérieur de chacun des trois cirques. Les brèches présentes à l’extérieur des cirques se situent principalement sur le littoral ouest au niveau du Cap la Houssaye, mais aussi au nord-est de l’île entre Sainte-Suzanne et Saint-André. Enfin, la Rivière des Galets, la Rivière Saint-Etienne et la Rivière des Pluies recueillent d’importants dépôts d’avalanches de débris ainsi que la Ravine Patates à Durand et le Bras de la Plaine.

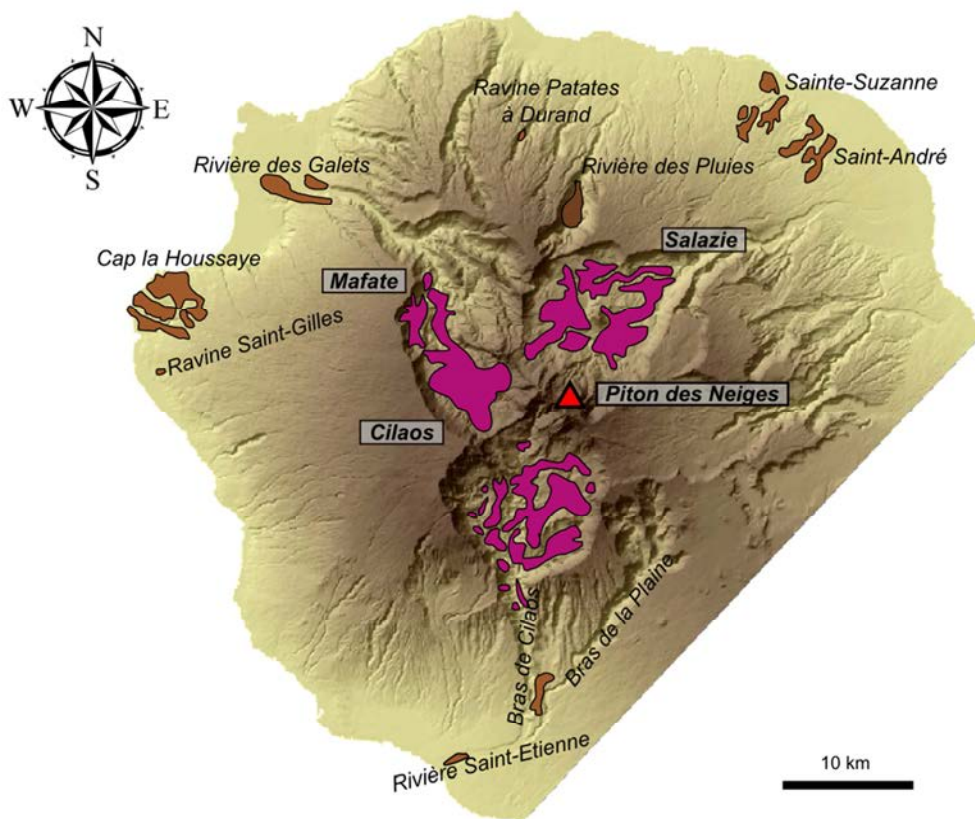


Figure III.1. Cartographie des principaux dépôts d’avalanches de débris des flancs subaériens du massif du Piton des Neiges. Les brèches d’avalanches intra-cirques sont représentées en rose et les brèches d’avalanche hors-cirque en marron (modifié d’après Oehler, 2005).

1.1.2 Travaux antérieurs et caractéristiques générales

Des années 1950 aux années 1970, les brèches d’avalanches de débris ont été interprétées comme des produits de remaniement consécutif à l’érosion du massif. À la fin des années 1950, Buisson (1959) décrit ces formations comme des « *matériaux volcaniques détritiques à éléments grossiers* » reposant sur un substratum de laves fortement zéolitisées et recouvrant la quasi-totalité de l’intérieur des cirques. Il en déduit que ces brèches sont la conséquence d’effondrements locaux suite à l’érosion rapide des parois des cirques. Plus tard, Upton et Wadsworth (1969) décriront les dépôts intra-cirques comme des séries fortement altérées et zéolitisées. Ces séries sont constituées de niveaux de lave et de brèches volcaniques à éléments très fragmentés. Ils rapprochent ces formations de la série des océanites anciennes mise en place au cours de la phase d’émersion du Piton des Neiges. La position des brèches à une altitude élevée (2000 m) est alors expliquée par la surrection du massif lors de mouvements tectoniques affectant la croûte océanique.

En 1974, les travaux de Billard et Vincent (1974) permettent de distinguer deux ensembles au sein de la famille des brèches intra-cirques. D’une part, ils distinguent un ensemble inférieur composé d’agglomérats et de dépôts brèchiques basaltiques chloritisés et zéolitisés affleurant principalement dans les ravines et les rivières encaissées sortant des cirques. Ce niveau est daté comme plus ancien que les laves à 2,1 Ma du massif de La Montagne (McDougall, 1971). D’autre part, ils reconnaissent un ensemble supérieur composé de produits de remaniement associés à l’érosion tardive des cirques.

En 1979, la première étude géologique détaillée du massif du Piton des Neiges réalisée par Chevalier (1979) désigne les brèches intra-cirque comme des « *brèches primitives* » associées à la phase I de l’évolution du Piton des Neiges. Il sépare ces brèches primitives en deux groupes d’origines différentes: les formations d’origine volcanique et les formations d’origine détritique (épiclastiques).

- **Les formations d’origines volcaniques** : elles sont composées de deux ensembles, le substratum relatif et des brèches pyroclastiques sus-jacentes. Chevalier (1979) interprète ces deux ensembles comme les produits des premières manifestations de l’activité subaérienne du Piton des Neiges avec une succession d’épisodes effusifs, phréatomagmatiques et explosifs antérieurs à 2,1 Ma. Le substratum est constitué de coulées à débit *pahoehoe* qui affleurent dans les trois cirques entre 400 et 800 m d’altitude. Les brèches pyroclastiques surmontent ces coulées et affleurent entre 700 et

1500 m. Il s’agit d’un ensemble brèchique désorganisé sans litage particulier ni granoclassement. Les blocs sont de granularité et de compositions minéralogiques variées et sont englobés dans une matrice altérée et indurée. Ces unités brèchiques sont entrecoupées de coulées de lave à débit *pahoehoe* et de niveaux de tufs scoriacés. Elles affleurent principalement sur les flancs des ravines encaissées ou au niveau des parois abruptes des cirques.

- **Les formations d’origines détritiques** : elles constituent la grande majorité des brèches intra-cirques. Ces brèches, qualifiées de « brèches modernes » sont interprétées comme des produits superficiels de remaniement et leur formation est attribuée au creusement des cirques par l’érosion (Chevalier, 1979).

Depuis le début des années 1990, à la suite de l’observation de la célèbre avalanche de débris du Mont St.-Helens, des travaux plus récents réinterprètent ces formations comme des dépôts d’avalanches de débris (Bachèlery *et al.*, 1996 ; Maillot, 1999 ; Fèvre *et al.*, 2001 ; Bret *et al.*, 2003, Bachèlery *et al.*, 2003 ; Oehler, 2005 ; Arnaud, 2005 ; Chaput, 2013). Ces interprétations sont basées sur la reconnaissance de produits de glissements de flancs en domaine sous-marin au large de l’île (Lénat et Labazuy, 1990). Il faut noter que les divergences des interprétations quant à la nature et à l’origine des brèches intra-cirques mettent en évidence la diversité de ces formations et toute la complexité de leur étude. Elles associent en effet des produits de remaniement d’origine diversifiée ce qui suggère une prise en compte du processus de démantèlement à toutes les échelles du massif au cours de son évolution. Dans la 3^{ème} partie de ce chapitre, notre analyse se focalisera plus particulièrement sur la description morphostructurale de ces différents dépôts brèchiques.

1.2 Les dépôts en contexte sous-marin

L’étude détaillée des données bathymétriques et d’imagerie multifaisceaux des flancs immergés de l’île de La Réunion mettent en évidence l’omniprésence des dépôts de déstabilisation en domaine sous-marin (Fig. III.2). Ils constituent quatre excroissances bathymétriques majeures à l’est, à l’ouest, au nord et au sud de l’île. 47 épisodes de déstabilisations ont été reconnus en mer, dont 34 provenant des flancs nord, ouest et sud du Piton des Neiges. Sur les 47 dépôts identifiés en mer, 44 correspondent à des avalanches de débris (Oehler, 2005). Les trois exceptions correspondent à l’effondrement de l’Enclos (Piton de la Fournaise), à la déstabilisation des remparts du Bras de Cilaos et au glissement

rotationnel (ou glissement en bloc) de Trois-Bassins. De plus, il faut prendre en compte un biais analytique possible sur le nombre des déstabilisations. La résolution des données disponibles rend difficile la détection des évènements de petit ou moyen volume. Au moins un tiers des évènements seraient des remobilisations secondaires. Ces phénomènes affectent directement des structures d’accumulation de produits d’avalanches de débris et remobilisent des matériaux déjà impliqués dans un ou plusieurs épisodes de déstabilisation. Tous les évènements identifiés en mer ont affecté la partie subaérienne de l’île (Oehler, 2005) mais seuls certains dépôts sous-marins ont pu être clairement reliés à des affleurements à terre : nN5/Salazie, nN3/ Grand Ilet ; nN2a/Mafate, nN1/Salazie, sN1/Cilaos, oNG/Rivière des Galets, ONGa et b/Unité III des brèches de Saint-Gilles, ON3a et b/Unité I des brèches de Saint-Gilles et Mafate.

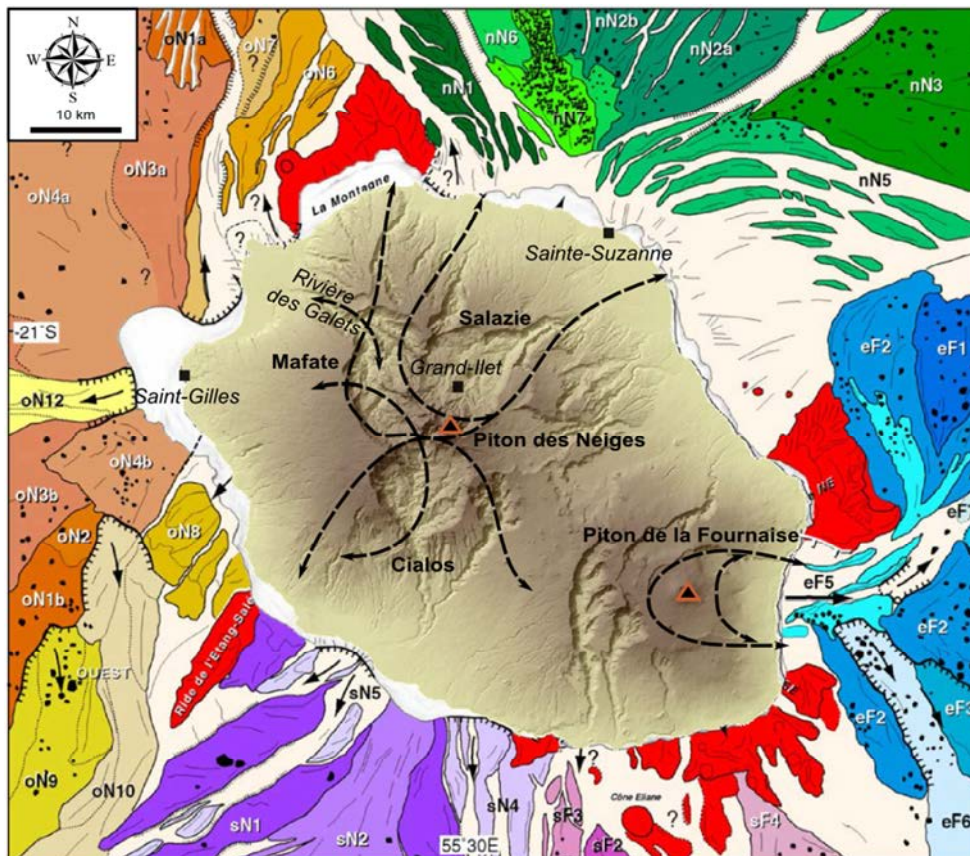


Figure III. 2 Cartographie des principales déstabilisations des flancs sous-marins de l’île de La Réunion et des principales cicatrices d’arrachement terrestres connues. Les structures apparaissant en rouge ne sont pas le produit de déstabilisations mais correspondent à des prolongements sous-marins de rift-zone (modifié d’après Oehler, 2005).

2 Description des dépôts d’avalanches de débris hors-cirques des flancs aériens du Piton des Neiges

L’objet de cette section est la description d’une partie des brèches de dépôts d’avalanches de débris subaériennes de l’île de La Réunion. Notre analyse descriptive se focalisera sur les dépôts que nous avons étudiés en détail sur le terrain et qui feront l’objet d’analyses détaillées dans les chapitres suivants.

2.1 Les brèches de Saint-Gilles

2.1.1 Localisation et travaux antérieurs

Les brèches de Saint-Gilles sont situées sur la bordure littorale nord-ouest de La Réunion (Bachèlery *et al.*, 1996, 2003 ; Courteaud *et al.*, 1997) et recouvrent une surface d’environ 16 km² entre le Cap de la Marianne et le port de Saint-Gilles (Fig. III.3).

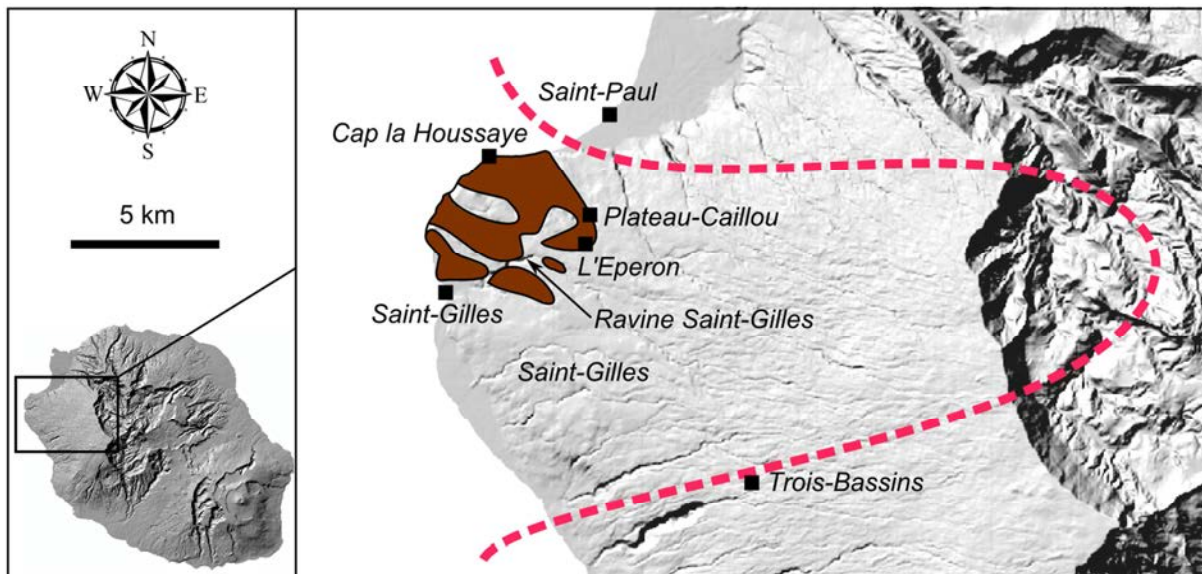


Figure III. 3 Localisation des Brèches de Saint-Gilles (en marron) et de la limite supposée d’extension maximale des brèches de Saint-Gilles déterminée par Bret *et al.*, 2003 (en trait discontinu).

Des affleurements sont visibles du niveau de la plage jusqu’à 300 m d’altitude en aval du village de l’Eperon où elles disparaissent sous les coulées trachy-andésitiques de la série différenciée du Piton des Neiges datée à 271 ka (McDougall, 1971 ; Billard et Vincent, 1974). Des données géomagnétiques (CSAMT) non publiées semblent confirmer la continuité des dépôts bréchiqes de Saint-Gilles plus en altitude jusqu’au sommet de la planèze ouest au

niveau du Maïdo, au niveau de la bordure SW du Cirque de Mafate. Des études de terrain datant d’une dizaine d’années (Bachelery *et al.*, 2003 ; Bret *et al.*, 2003 ; Fèvre *et al.*, 2003) suggèrent que les formations brèchiques identifiées dans la région de Saint-Gilles s’étendent probablement sur une grande partie du flanc occidental du massif du Piton des Neiges (Fig. III.4). Des affleurements de brèches reconnus ponctuellement au nord de Saint-Gilles dans les ravines de Bernica, de l’Hermitage et de Trois-Bassins témoignent aussi d’une extension latérale des brèches de Saint-Gilles d’au moins 15 km dans la zone littorale nord-ouest de l’île.

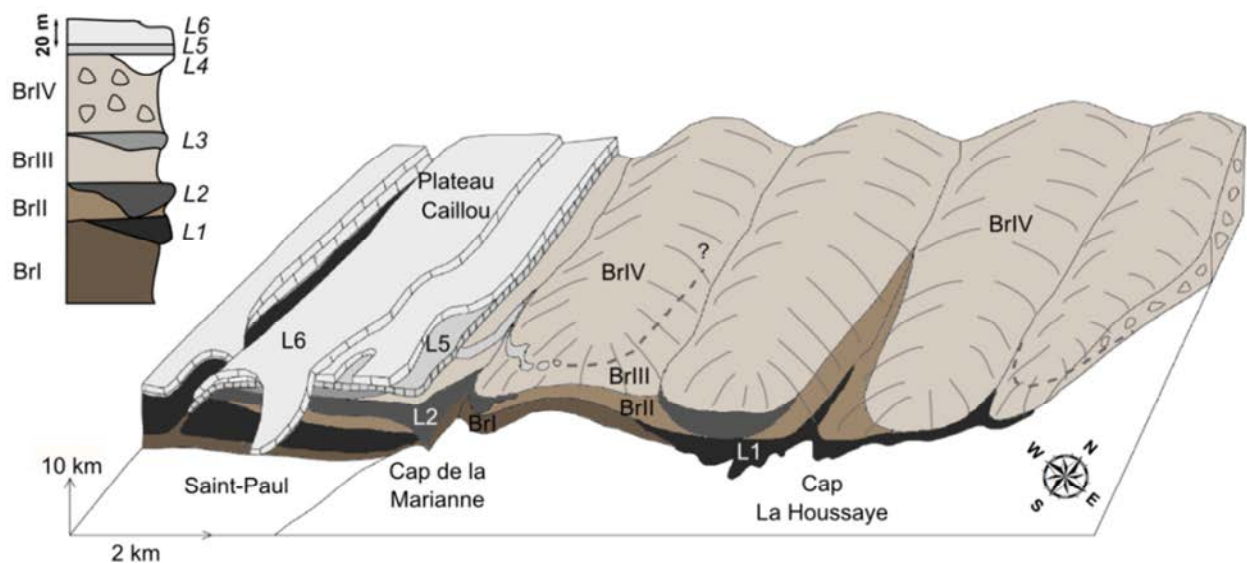


Figure III. 4. Log stratigraphique et bloc-diagramme interprétatif des unités brèchiques de Saint-Gilles dans le secteur du Cap La Houssaye et du Cap de la Marianne. (modifié d’après Bachelery *et al.*, 2003).

Les levés bathymétriques au large de la côte ouest décrivent un plateau surélevé et la présence de dépôts qui présentent une morphologie de surface typique à *hummocks* jusqu’à une profondeur de 2500 m. En prenant en compte les reliefs sous-marins, très probablement formés par la continuité des brèches de Saint-Gilles en mer, leur surface totale dépasserait alors 500 km² (Bachelery *et al.*, 1996).

Les brèches de Saint-Gilles ont initialement été interprétées comme des brèches pyroclastiques résultant d’éruptions phréatomagmatiques en contexte subaérien ou sous-marin durant le stade d’émersion du bouclier de l’île (Billard et Vincent, 1974 ; Chevallier, 1979,

Montaggioni et Nativel, 1988). Cependant, la description détaillée des dépôts (Bachèlery *et al.*, 1996 et 2003 ; Courteaud *et al.*, 1997) ainsi que leur forte analogie morphostructurale avec d’autres brèches d’avalanches de débris, ont conduit à les réinterpréter comme des dépôts d’avalanches de débris (Bachèlery *et al.*, 1996, 2003 ; Courteaud *et al.*, 1997 ; Bret *et al.*, 2003). Les brèches de Saint-Gilles sont, historiquement, les premiers dépôts brèchiques d’avalanches de débris à avoir été mis en évidence en contexte émergé sur l’île de La Réunion.

2.1.2 Synthèse géologique et morphostructurale

Les brèches de Saint-Gilles sont subdivisées en quatre unités bien distinctes (BrI à BrIV) parfois séparées par des coulées basaltiques. L’ensemble des unités se caractérise par l’imbrication de deux faciès (Bachèlery *et al.*, 1996, 2003 ; Courteaud *et al.*, 1997), le faciès matrice et le faciès bloc. Le faciès matrice correspond à un mélange non classé, non stratifié et très hétérogène de matériaux dont la granularité s’étend des silts aux blocs. Les éléments fins dominant très largement. Le faciès bloc est beaucoup plus massif et présente des éléments de maille métrique à décimétrique principalement constitués de pans de coulées de lave, de scories, de pyroclastites mais également de morceaux d’autres brèches suggérant une remobilisation de dépôts brèchiques antérieurs. Les blocs présentent clairement des degrés de désagrégation différents. Alors que certains d’entre eux sont quasiment intacts ou simplement fracturés et conservent leurs structures initiales d’autres semblent avoir subi une désintégration intense et prennent alors l’aspect de brèche hétéro-lithologiques.

▪ *Brèches du Cap la Houssaye*

Entre le Cap La Houssaye et le Cap Marianne affleurent les quatre unités brèchiques constituant les Brèches de Saint-Gilles (Fig. III.5). L’unité inférieure, noté BrI (Bachèlery *et al.*, 2003) appelée « Brèches anciennes » affleure à la base de la falaise littorale sur 800 m de long entre le Cap Marianne et le Cap La Houssaye. L’affleurement est épais de 20 à 30 m, mais la hauteur intégrale du dépôt est inconnue. Cette unité basale (BrI) est recouverte par des coulées de laves basaltiques à olivine (unité L1) datée à 452 ka et 435 ka (McDougall, 1971). La mise en place du dépôt est donc antérieure à cet âge. La brèche est de couleur grisâtre, relativement friable et très hétérogène. Les éléments sont fortement altérés par des phénomènes de zéolitisation et d’argilisation de la matrice et des blocs. La matrice présente de nombreux fragments d’éléments rocheux basaltiques tels que du basalte à olivine, des

océanites et des gabbros avec des degrés d’altération variés. Des fragments minéraux tels que de la zéolite ou de l’olivine sont également intégrés dans la matrice. Le matériel rocheux de l’unité bréchique I est très zéolitisé (Fig. III.5g) et aurait une origine profonde (Bachèlery *et al.*, 2003) et aurait probablement pris sa source au niveau du cœur hydrothermalisé du Piton des Neiges qui a affecté le large secteur ouest de l’édifice entre 1 Ma et 452 ka (Oehler, 2005). Il s’agirait d’un unique évènement gigantesque qui serait vraisemblablement à l’origine des importantes structures sous-marines observées au droit du Cap la Houssaye (Oehler, 2005).

Les unités bréchiques BrII à BrIV sont pétrologiquement et texturalement très semblables. Elles sont appelées « Brèches modernes » et constituent la séquence supérieure des brèches de Saint-Gilles. Elles affleurent sur environ 100 m de haut et sont séparées les unes des autres par des coulées de laves (L2 et L3) interstratifiées et recouvertes en leur sommet par une coulée de basalte à plagioclase (L5) appelé aussi « Roche pintade ». L’existence des coulées entre chacune des trois unités témoigne du caractère polyphasé de la mise en place des brèches de Saint-Gilles en réponse à des déstabilisations successives de l’édifice volcanique. À de rares endroits les brèches BrII et BrIII sont en contact direct et forment des surfaces de cisaillement (Fig. III.5i). Ces brèches sont beaucoup moins altérées que l’unité BrI avec l’absence quasi-totale d’éléments zéolitisés, une composition moins hétérogène et une proportion de matrice plus importante. Ce moindre degré d’altération et de désagrégation des blocs permet une distinction très nette entre le faciès bloc et le faciès matrice des unités supérieures (Fig. III.5a). La matrice est fine, de couleur beige, friable et non cohésive. Des figures de fluidalité sont fréquemment visibles dans la matrice ainsi que des discontinuités conformes à la stratification générale entre les différentes unités (Fig. III.5c). Les blocs sont de taille décimétrique à métrique, de couleur très sombre, et présentent de très nombreuses figures d’éclatement, les *jigsaw cracks* (Fig. III.5h). Des figures d’étirement orientées N300° suggèrent l’existence d’un gonflement dispersif anisotrope du matériel transporté (Fig. III.5k). Des plans d’imbrication d’orientation N30°–50°SE sont également présents dans les dépôts (Fig. III.5b et e).

Des coulées de laves L1 forment le substratum de ces unités bréchiques. La surface arasée des coulées présente des stries d’orientation bimodale indiquant deux directions de transport : une direction principale d’orientation N320° et une seconde, moins visible, d’orientation N270° (Fig. III.5d et l). Ces deux directions sont conformes à la pente principale de l’édifice volcanique dans cette partie de l’île. Les stries témoignent de phénomènes de friction intense

dans une direction nord-ouest à la base de l’avalanche de débris au moment de sa mise en place. Le substratum volcanique L1 présente également, par endroits, une fracturation intense avec injection de matrice fine selon des orientations verticales à subhorizontales jusqu’à une profondeur d’environ 50 cm sous le sommet des coulées (Fig. III.5m).

D’autres figures de cisaillement sont visibles à l’affleurement telles que des lentilles de cisaillement entre les différentes unités, accompagnées de très fins niveaux cataclasiques (Bachèlery *et al.*, 2003). Des failles normales (d’orientation N105°–45°N) recoupent le dépôt et indiquent une contrainte maximale verticale appliquée au matériel transporté. Ces failles normales sont certainement formées au moment de l’arrêt de l’écoulement, au cours du tassement du matériel de l’avalanche de débris. Un important complexe de fractures d’orientation moyenne N110°–25°SW, ainsi que des dykes basaltiques sub-verticaux affectent les dépôts brèchiques supérieurs de Saint-Gilles (Fig. III.5c et f). Des injections sub-verticales de matrice provenant a priori de la base de l’avalanche sont visibles sur l’ensemble de l’affleurement. Ces structures peuvent mesurer jusqu’à 2,5 m de hauteur (Fig. III.5j)

L’unité sommitale BrIV est localement recouverte par une coulée d’océanite (basalte picritique) épaisse (L4) datée à 350 ka (McDougall, 1971) et qui correspond à l’expression de la dernière manifestation basaltique dans le secteur de Saint-Gilles. Les unités brèchiques supérieures BrII à BrIV se sont donc mises en place entre 435 ka et 350 ka, au courant de la phase finale du stade bouclier. Contrairement à l’unité BrI, les unités BrII à BrIV auraient une origine plus superficielle au niveau du versant occidental du massif du Piton des Neiges, mais aussi un enracinement moins profond et un volume plus modeste. Par conséquent, l’extension en mer de ces dépôts fut vraisemblablement limitée (Bachèlery *et al.*, 2003 ; Oehler, 2005).

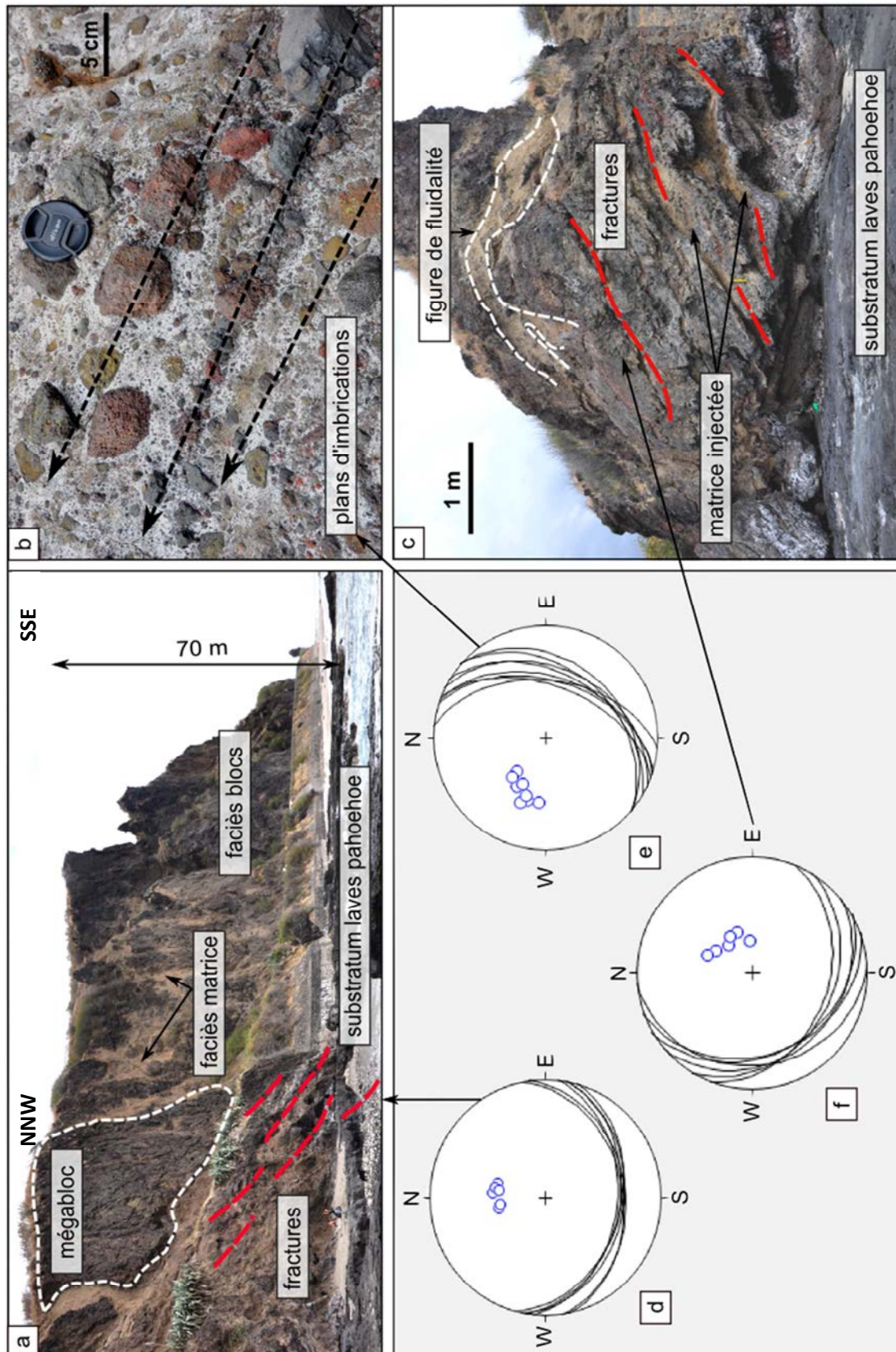


Figure III. 5. Présentation des structures remarquables des Brèches de Saint-Gilles. (a) Vue générale de l’affleurement du Cap la Houssaye et distinction des faciès matrice et bloc. Des fractures obliques d’accommodation sont visibles sur la gauche de l’affleurement). (b) Plans d’imbrication des clastes selon une orientation N30°–50°SE. (c) Complexe de fractures séparées par des injections de matrice. Une longue figure de fluidalité est visible dans la partie supérieure de l’affleurement.

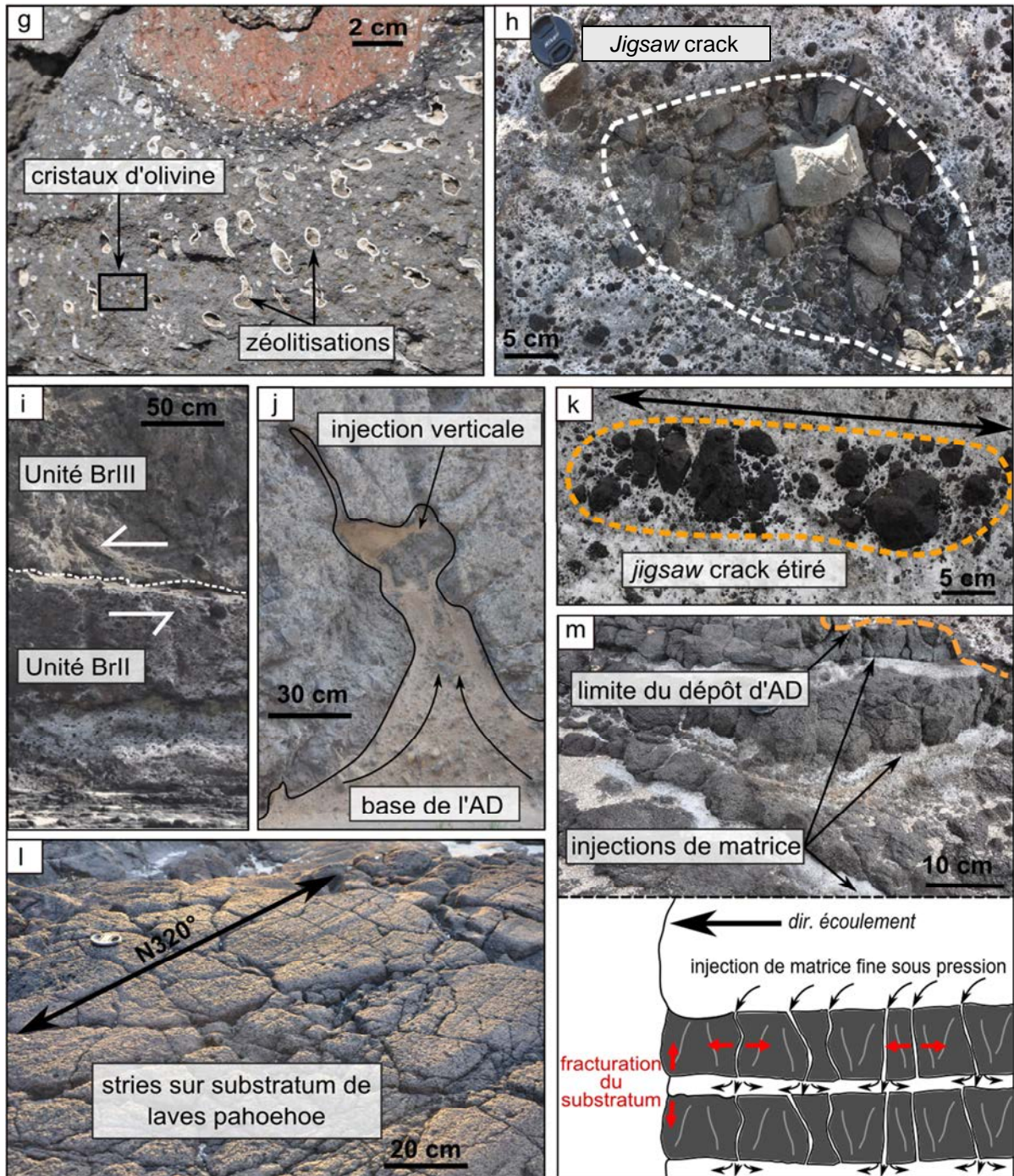


Figure III.5. (suite) (d) Stéréodiagramme représentant les plans d'orientation du premier complexe de fractures obliques et pôles associés (projection de Schmidt, hémisphère inf.). (e) Stéréodiagramme représentant l'orientation des plans d'imbrications des clastes et pôles associés (projection de Schmidt, hémisphère inf.). (f) Stéréodiagramme représentant les plans d'orientation du second complexe de fractures obliques et pôles associés (projection de Schmidt, hémisphère inf.). (g) Cristaux d'olivine et éléments zéolitisés dans un bloc de basalte. (h) Bloc de basalte fracturé en *jigsaw cracks*. (i) Surface de cisaillement entre les unités BrII et BrIII des brèches de Saint Gilles. (j) Injection verticale de matrice de la base vers le sommet du dépôt. (k) Bloc éclaté en *jigsaw* puis dilatée de façon anisotrope montrant une forme étirée dans la direction N300°. (l) Stries affectant la surface du substratum volcanique (L1). Les stries sont liées au freinage en masse de l'avalanche de débris en partie distale. (m) Injection de matrice de l'unité BrII dans le substratum constitué de coulées de lave à débit *pahoehoe*. L'alternance des couches matrice/lave *pahoehoe* est observée sur une 50aine de centimètres d'épaisseur.

Le dépôt brèchique de Plateau Caillou – L’Eperon affleure sur 6 m de hauteur à 5 km à l’est de l’affleurement littoral des brèches de Saint-Gilles (Fig. III.6). Il s’agit un dépôt brèchique drapé par une coulée basaltique riche en cristaux de plagioclase qui correspondent à la coulée L5. La base de ce dépôt d’avalanche de débris n’est pas visible mais d’après la datation à 350 ka des « roches pintades » (McDougall 1971 ; Gillot et Nativel, 1982) sa mise en place serait quasi-contemporaine de celle des dépôts brèchiques de l’unité BrIV.

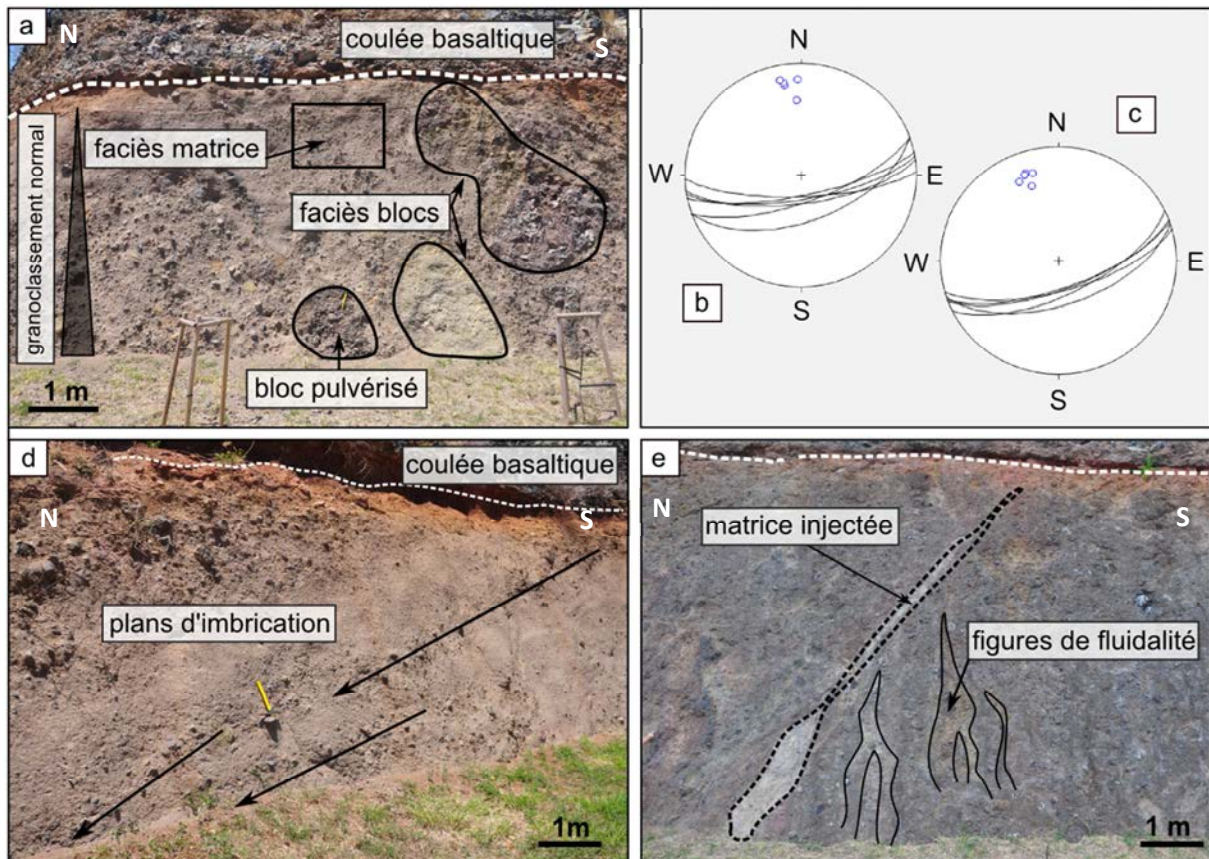


Figure III. 6. Présentation des structures remarquables de la brèche de Plateau Caillou-L’Eperon. (a) Granoclassement normal général du dépôt et faciès bloc/matrice. Les blocs sont très fragmentés et injectés de matrice fine. (b) Stéréodiagramme représentant les plans d’orientation et pôles associés des fractures sub-verticales (projection de Schmidt, hémisphère inf.). (c) Stéréodiagramme représentant l’orientation et pôles associés des clastes alignés (projection de Schmidt, hémisphère inf.). (d) Clastes alignés selon des « rampes ». (e) Injection de matrice claire dans une large fracture oblique résultant de contraintes cisailantes.

Un granoclassement normal est visible sur toute la hauteur de l’affleurement, les éléments les plus fins se trouvent en haut de l’affleurement et les plus grossiers à la base (Fig. III.6a). Les faciès matrice et bloc sont bien distincts. La matrice est plus fine que dans les brèches du Cap La Houssaye décrites précédemment. Les blocs sont plutôt anguleux, bien que beaucoup plus

arrondis vers la base de l’affleurement. Les blocs sont de couleur foncée et présentent des structures d’éclatement typiques en *jigsaw cracks*. Les fractures au sein des blocs ne sont pas toujours nettes et rectilignes mais fréquemment ondulées. La matrice est plus claire, de couleur beige et présente des figures de fluidalité ainsi que des injections au sein des blocs fracturés de taille métrique. Le contact entre le dépôt d’avalanche de débris et la coulée de lave qui le surmonte est rougeâtre en raison de la chaleur dégagée lors de l’épanchement basaltique.

L’affleurement présente de nombreuses fractures et plans obliques et verticaux d’orientation comprise entre N090°-80°S et N120°-70°S témoignant probablement d’une perte de confinement lithostatique à cet endroit (Fig. III.6b). Des « rampes » sub-verticales d’alignement de clastes présentent également la même direction (Fig. III.6c et d). À l’extrémité sud de l’affleurement, on note la présence d’une large fracture résultant des effets d’une contrainte de cisaillement. Elle est injectée d’une matrice de couleur beaucoup plus claire que la matrice générale du dépôt (Fig. III.6e). À la base de l’affleurement, un dépôt clair, riche en ponces, est présent.

▪ ***Brèche du Bassin des Aigrettes – Bassin Malheur (Ravine Saint-Gilles)***

Les brèches de la ravine Saint-Gilles affleurent principalement au niveau du sentier du Bassin des Aigrettes le long de la canalisation entre le bassin et la station de pompage (Fig. III.7). C’est un affleurement de brèche sommitale recouvert d’une épaisse coulée de lave de type « aa » d’océanite (L4) datée à 350 ka (McDougall, 1971 ; Fig. III.7a). Le dépôt d’avalanche de débris serait donc ici, contemporain de l’unité BrIV décrite au niveau du Cap Marianne mais également du dépôt brèchique étudié à Plateau Caillou – L’Eperon. Le dépôt brèchique du Bassin des Aigrettes appartiendrait donc à l’unité BrIV décrite au Cap La Houssaye. Les faciès bloc et matrice sont bien distincts. Les blocs sont de nature basaltique, noirs, arrondis et présentent de très nombreuses structures en *jigsaw* témoignant d’une fracturation intense (Fig. III.7b). La matrice est fine de couleur beige – blanchâtre et présente par endroits de minces stratifications ainsi que des figures de fluidalité (Fig. III.7c). Quelques éléments zéolitisés apparaissent dans le faciès matrice. L’ensemble du dépôt présente des fractures sub-verticales dont l’orientation moyenne est N040°-30°NE et de très rares clastes étirés selon une direction N280°.

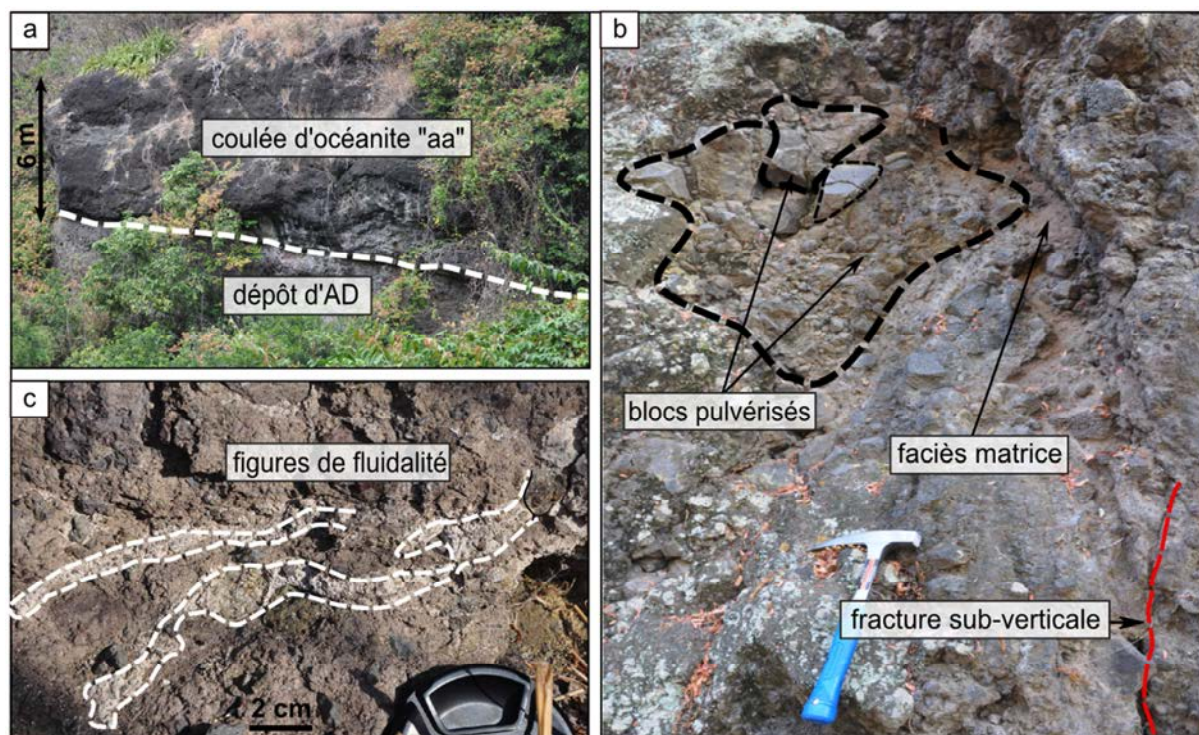


Figure III. 7. Présentation des structures remarquables de la brèche du Bassin des Aigrette –Bassin Malheur. (a) Vue générale du dépôt d’avalanche de débris drapé par une coulée d’océanite (350 ka). (b) Faciès blocs/matrice et fracture sub-verticale (N°40°). Les blocs sont totalement pulvérisés et les structures en *jigsaw* sont nombreuses. (c) Figures de fluidalité à petite échelle témoignant des phénomènes de cisaillement.

2.2 Les brèches de la Rivière des Galets

2.2.1 Localisation et travaux antérieurs

Les brèches de la Rivière des Galets affleurent près de l’embouchure de la rivière au nord-ouest de l’île (Fig. III.8). Le dépôt principal se trouve au niveau du Piton Défaud sur la rive gauche de la rivière entre 70 et 200 m d’altitude entre le pont de la route nationale 1 et l’Ilet Savannah. Des dépôts moins volumineux sont également visibles au centre de la rivière en aval du pont.

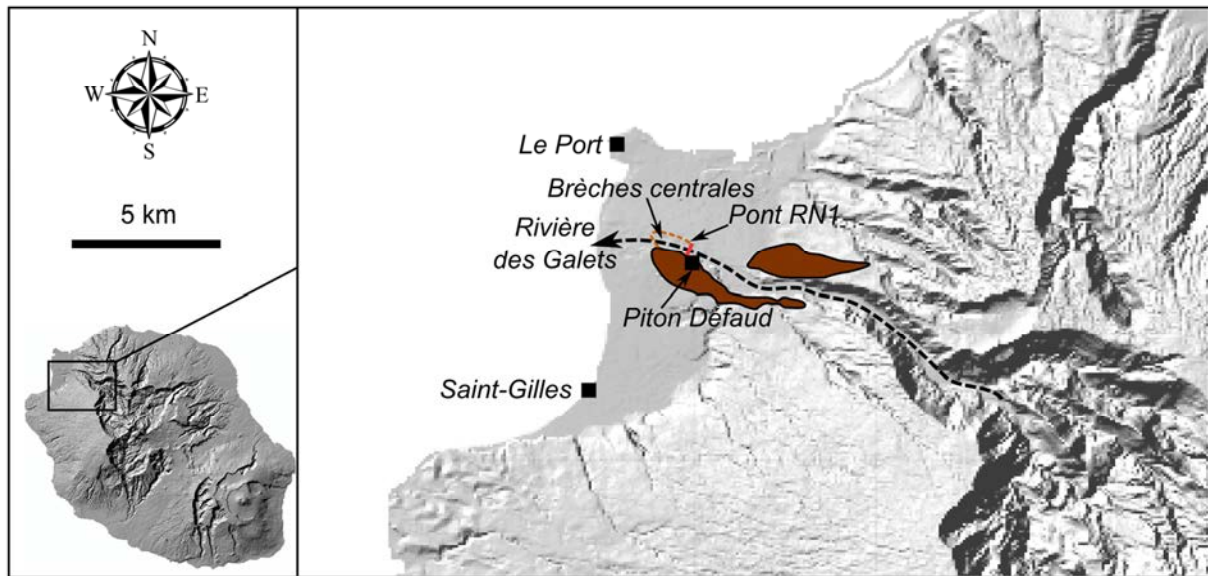


Figure III. 8. Localisation des Brèches de la Rivière des Galets. Les brèches du Piton Défaud sont représentées en marron et les brèches centrales sont entourées en trait discontinu orange.

Les dépôts de la Rivière des Galets ont été interprétés dans un premiers temps comme des dépôts de coulées de boue solidifiées en tuf brècheoïde et ont souvent été qualifiés de « conglomérat boueux » (Defos du Rau, 1959 ; Poul, 1964, 1969). Dans les années 1970, les dépôts sont interprétés comme des lahars (Billard et Vincent, 1974). Puis, Kieffer (1990a et b) décrit les formations de la Rivière des Galets comme une brèche polygénique emballée dans une matrice argilo-graveleuse indurée et l’interprète comme un dépôt de lahar mais n’exclut pas la possibilité d’un dépôt d’avalanches de débris mis en place lors d’un évènement catastrophique type Mont St.-Helens. Bret *et al.*, (2003) mettent en évidence que les formations reconnues dans la Rivière des Galets présentent des similarités avec les dépôts d’avalanche de débris de Saint-Gilles et les mêmes structures typiques tels que les blocs fracturés en *jigsaw*.

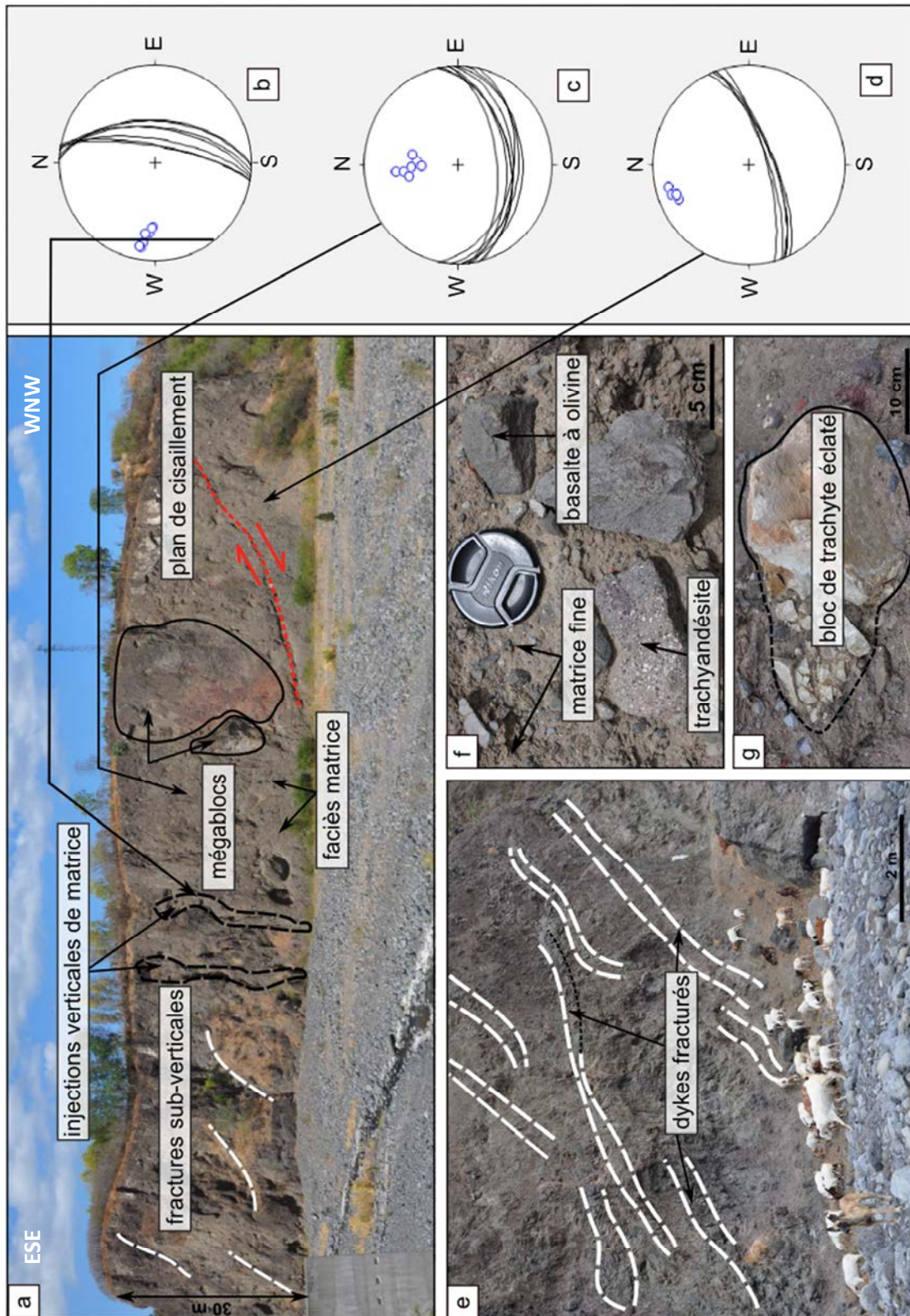
2.2.2 Synthèse géologique et morphostructurale

▪ Affleurement du Piton Défaud

Le dépôt du Piton Défaud correspond à un important volume de brèche hétéro-lithologique affleurant sur environ 30 m de haut en rive gauche de la Rivière des Galets (Fig. III.9a). Les

faciès bloc et matrice typiques des dépôts d’avalanches de débris sont clairement visibles et intimement liés. Les blocs sont de taille métrique avec, par endroits, des blocs cyclopéens de taille pluri-décamétrique. Ils correspondent essentiellement à des pans de coulées bien préservés ou bien à des fragments d’une autre brèche soulignant la remobilisation de dépôts brèchiques plus anciens. Les blocs pluri-décamétrique recoupés par des dykes et des sills sont entièrement pulvérisés et injectés de matrice fine (Fig.III.9e). Cependant, les dykes, bien que très fracturés, conservent leur géométrie initiale ce qui implique l’absence d’un mélange turbulent au sein de la matrice au cours du transport de l’avalanche. Les structures de fracturation en *jigsaw* sont visibles sur des blocs de toutes tailles. Les blocs de taille décimétrique à métrique sont principalement constitués d’océanites et de roches plus différenciées (type mugéarites et trachytes ; Fig.III.9f et g), indiquant que l’âge du dépôt est plus récent que la fin de la phase différenciée du Piton des Neiges datée à 70 ka (Gillot et Nativel 1982). La matrice est constituée d’un mélange non classé d’éléments de couleur beige foncée. De fin litages ondulés sont visibles dans la matrice et semblent s’apparenter à des figures de fluidalité. Des éléments centimétriques arrondis à sub-anguleux et des galets sont inclus dans la matrice. La matrice est peu consolidée et affectée par endroits par de petits éboulements actuels. Des figures d’étirement sont fréquemment observées. Il s’agit principalement de blocs éclatés de trachytes de taille infra-métrique présentant, vers l’amont, des structures étirées en « queue de comète » selon des directions comprises entre N006° et N340°.

Figure III. 9. (ci-contre). Présentation des structures remarquables de la brèche du Piton Défaud. (a) Vue générale du dépôt. Des méga-blocs de taille décamétrique sont emballés dans une matrice plus fine. De nombreuses fractures sub-verticales, ainsi qu’un très grand plan de cisaillement, sont visibles sur toute la hauteur du dépôt. (b) Stéréodiagramme représentant l’orientation des plans d’imbrication et pôle associés des clastes dans l’injection verticale de matrice fine (projection de Schmidt, hémisphère inf.). (c) Stéréodiagramme représentant l’orientation et pôles associés des plans d’imbrication de clastes dans la partie supérieure du dépôt, en-dessous du plan de cisaillement (projection de Schmidt, hémisphère inf.) (d) Stéréodiagramme représentant l’orientation des plans d’imbrication et pôles associés des clastes dans la partie inférieure du dépôt, en-dessous du plan de cisaillement (projection de Schmidt, hémisphère inf.). (e) Dykes du massif rocheux initial emportés depuis la source et fracturés au cours du transport. On note que les matériaux de ces dykes ne sont pas mélangés dans la matrice (f) Blocs de lithologies différentes dans la matrice fine de l’avalanche. (g) Bloc de trachyte éclaté et étiré avec présence d’une structure en « queue de comète » orientée vers l’amont du dépôt.



L’ensemble de l’affleurement est recoupé par un grand oblique d’orientation $N20^{\circ}-15^{\circ}E$ (Fig.I III.9d). Ce plan est interprété comme une surface de cisaillement. Dès lors, la présence de cette surface suggère une mise en place des dépôts du Piton Défaud au cours de plusieurs évènements successifs. De nombreuses fractures obliques et sub-verticales d’orientation

similaire au grand plan de cisaillement apparaissent directement en amont des blocs pluridécimétriques. Elles se forment à la faveur d’un phénomène de tassement brutal lorsque la masse vient butter sur le gros bloc en aval.

Trois familles de plans d’imbrications des clastes ont été reconnues à l’affleurement. Sur la partie orientale du dépôt, les imbrications sont (1) d’orientation moyenne $N100^{\circ}-40^{\circ}S$ en amont du méga-bloc central (Fig. III.9b), (2) d’orientation $N10^{\circ}-70^{\circ}E$ dans les bandes d’injection verticales affectant la matrice (Fig. III.9c) et, enfin, d’orientation $N70^{\circ}-70^{\circ}S$ dans la partie inférieure de l’affleurement en dessous du grand plan de cisaillement (Fig. III.9d).

▪ *Affleurement central*

Un niveau bréchiq ue affleure dans le lit de la Rivière des Galets en aval du pont de la route nationale 1 (Fig. III.10a). Ce niveau est assez abîmé par le passage des crues successives de la rivière et présente de nombreuses petites incisions.

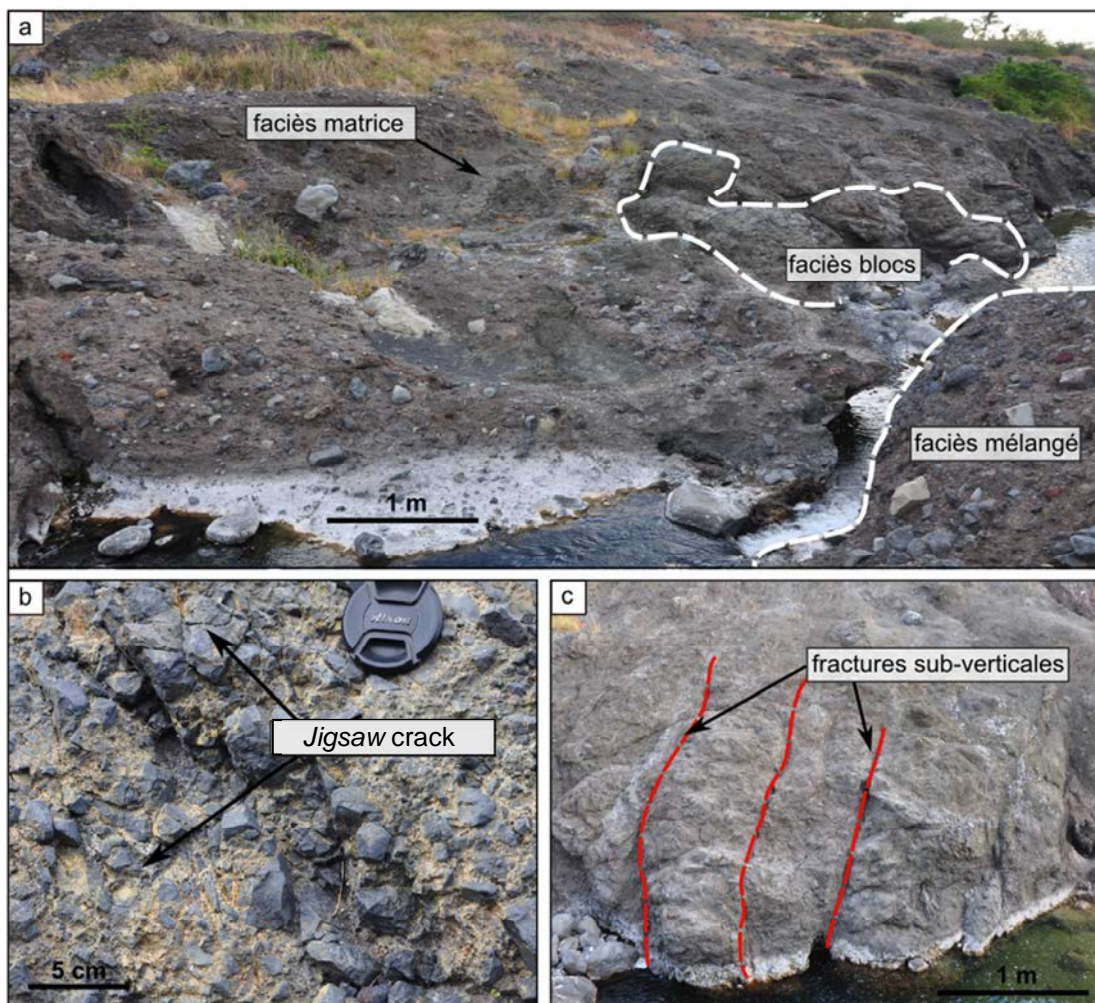


Figure III. 10. Présentation des structures remarquables dans les brèches qui affleurent dans le lit de la de Rivière des Galets. (a) Distinction du faciès bloc/matrice. Les blocs sont de nature polygénique et très altérés. (b) Blocs pulvérisés et structures en *jigsaw*. (c) Fractures sub-verticales présentes à la surface du dépôt.

Cette formation n’affleure pas de façon uniforme et est parfois recouverte par des alluvions récentes de la rivière. La base du dépôt n’est pas visible et son épaisseur totale ne peut être estimée. D’importantes différences avec l’affleurement du Piton Défaud sont visibles. Les blocs sont beaucoup plus altérés et de moindre taille, plutôt d’ordre décimétrique à métrique. Ils sont de nature polygénique, essentiellement composés d’océanite et de basalte vacuolaires. Les blocs sont presque tous éclatés et présentent des fractures en *jigsaw* (Fig. III.10b). Certains d’entre-deux montrent des figures de friction, en particulier des stries. Des figures d’étirement sont également observées avec des blocs de trachytes éclatés montrant vers l’amont du dépôt des structures en « queue de comète » orientés selon une direction N290°. La matrice est fine et de couleur beige rougeâtre. Elle est indurée et altérée. Des figures de fluidalité sont observables dans la matrice, mais seulement à l’échelle centimétrique. L’intégralité du dépôt est recoupée par des fractures sub-verticales ouvertes (Fig. III.10c).

2.3 Les brèches de la Rivière Saint-Etienne

2.3.1 Localisation et travaux antérieurs

Les dépôts brèchiques de la rivière Saint Etienne (partie sud de l’île à la sortie du cirque de Cilaos) se situent au centre et sur la rive droite de la rivière juste en amont du pont de la route nationale 1 (Fig. III.11). Il s’agirait d’un dépôt brèchique canalisé par la rivière Saint-Etienne et qui est corrélé aux brèches de La Pointe qui affleurent plus en amont, au niveau de l’Entre-Deux. L’extension de ces dépôts demeure pour l’instant mal définie, mais leur très faible épaisseur (< 10 m) et leur très faible volume les limitent très certainement au domaine subaérien. Ces brèches seraient liées à une déstabilisation de faible ampleur qui a affecté le versant en rive droite du Bras de la Plaine (Fig. III.11). La stratigraphie indique une mise en place relativement récente des dépôts au niveau de La Pointe, il y a moins de 150 ka (Kieffer, 1990b). Longtemps considérées comme des dépôts de lahars (Kieffer, 1990 a,b ; Bret *et al.*, 2003) en raison de la faible épaisseur et de l’absence de blocs de grande dimension, ces formations ont été plus récemment interprétées comme des dépôts d’avalanche de débris (Oehler, 2005).

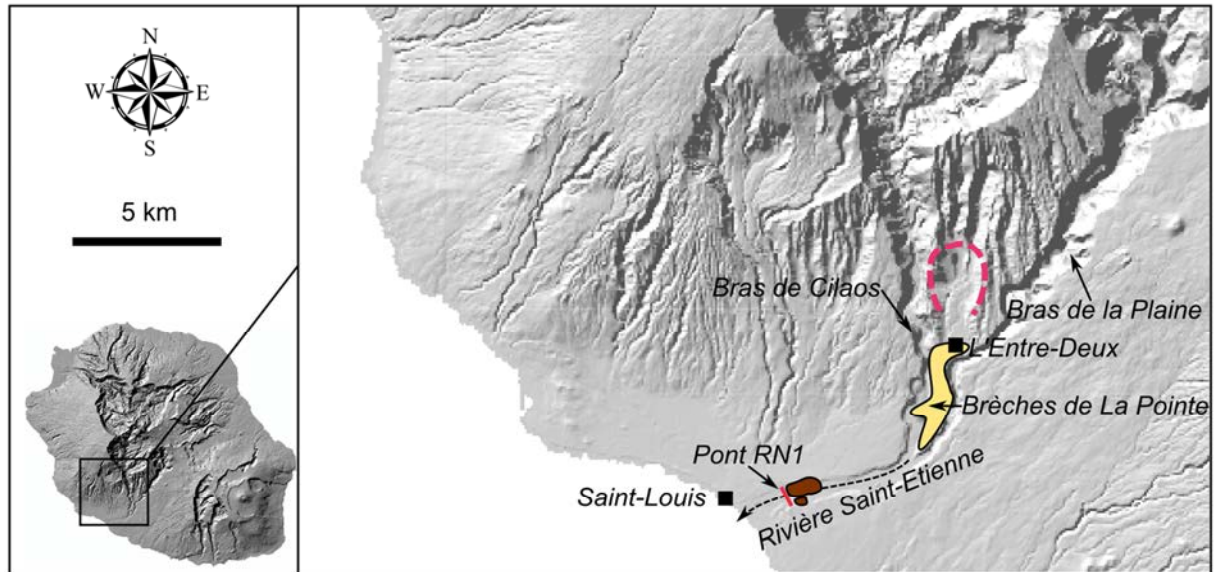


Figure III. 11. Localisation des Brèches de la Rivière Saint-Etienne (en marron). Les brèches primaires de L'Entre-Deux, auxquelles elles semblent pouvoir être corrélées sont représentées en jaune. La zone d'arrachement initiale est représentée en trait discontinu rose.

2.3.2 Synthèse géologique et morphostructurale

Les dépôts d’avalanches de débris de la Rivière Saint-Etienne, forment une brèche désorganisée présentant des blocs sub-arrondis de taille ne dépassant pas 1 m emballés dans la matrice (Fig. III.12a). Les blocs sont fréquemment fracturés et présentent des structures en *jigsaw*. Ils sont de couleur foncée, composés d’océanites, de « roche pintades » et de mugéarites mais aucun élément trachytique n’a été observé sur l’affleurement. La matrice est claire, relativement fine à dominante sableuse, indurée et non friable. De nombreux plans d’imbrications de clastes présentent une orientation $N100^{\circ} - 20^{\circ}S$ (Fig. III.12b). L’absence de blocs de très grande taille et l’aspect arrondi des petits blocs suggère un faciès plutôt distal. Le dépôt est recoupé par endroits par des dykes peu fracturés et peu désolidarisés au cours du transport (Fig. III.12c). De très rares fractures sub-verticales d’orientation $N80^{\circ}-30^{\circ}S$ sont visibles dans certaines parties de l’affleurement. De gros clastes pulvérisés avec des fractures en *jigsaw* sont présents dans tout l’ensemble de l’affleurement. À l’intérieur des blocs fracturés, l’espacement entre les clastes néoformés est faible. On note également la présence d’éléments fracturés avec des structures en *jigsaw* (Fig. III.12d) et qui présentent un étirement en « queues de comète » selon une direction $N240^{\circ}$.

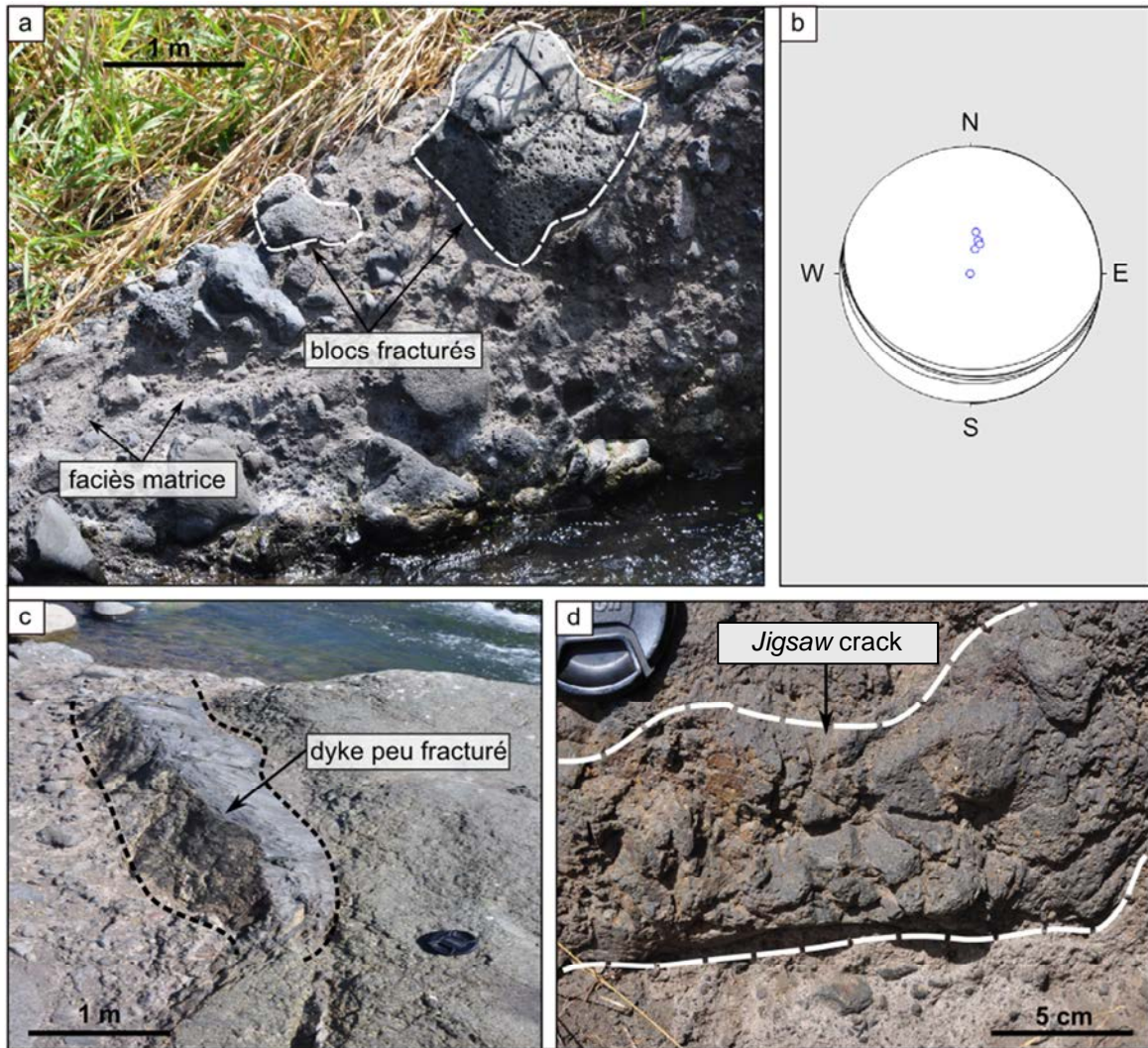


Figure III.12. Présentation des structures remarquables dans les brèches de la Rivière Saint-Etienne. (a) Distinction des faciès bloc/matrice. Les blocs sont arrondis et très altérés. (b) Stéréodiagramme représentant l’orientation des plans d’imbrication et pôles associés des clastes (projection de Schmidt, hémisphère inf.). (c) Dyke basaltique peu fracturé inclus dans le dépôt d’avalanche de débris. (d) Bloc éclaté en *jigsaw*. De la matrice fine de couleur beige est injectée entre les clastes néo-formés.

3 Description des dépôts d’avalanches de débris intra-cirques des flancs aériens du Pitons des Neiges

L’érosion importante des trois cirques du massif du Piton des Neiges permet l’accès à la structure interne de l’édifice. Les nombreuses études menées depuis les années 1960 suggèrent la présence d’importants volumes de brèches d’avalanches de débris dans les zones de fond de cirque (Buissière 1959 ; Upton et Wadsworth, 1965, 1969 ; Billard et Vincent, 1974 ; Chevallier, 1979 ; Maillot, 1999 ; Arnaud, 2005 ; Oehler, 2005 ; Lacquement et

Nehlig, 2008, Arnaud, 2005 ; Oehler, 2005 ; Chaput, 2013). Ces brèches sont identifiées sur une surface de plus de 150 km² entre 400 et 2000 m d’altitude. Cependant, les interprétations des différents dépôts demeurent sujettes à controverse en raison de la faible continuité latérale des dépôts et du relief particulièrement accidenté qui rendent les investigations de terrain très difficiles. Parmi les nombreuses brèches d’avalanche de débris cartographiées dans les cirques de Mafate, Salazie et Cilaos, nous ne présenterons dans cette partie que les dépôts présentant un réel intérêt pour la compréhension des mécanismes de transport et de mobilité des avalanches de débris.

3.1 Les dépôts d’avalanches de débris du Cirque de Mafate

Plusieurs ensembles brèchiques ont été reconnus à l’intérieur du Cirque de Mafate. Les travaux les plus récents (Chaput, 2013) font la distinction entre quatre complexes de dépôts d’avalanches de débris différents : les brèches d’avalanche primitives, la Brèche d’avalanche des Orangers, La Brèche pulvérulente et la Brèche d’avalanche de Marla. Les affleurements étudiés dans le cadre de notre étude se situent dans la Brèche d’avalanche des Orangers et dans la Brèche pulvérulente (Fig. III.13).

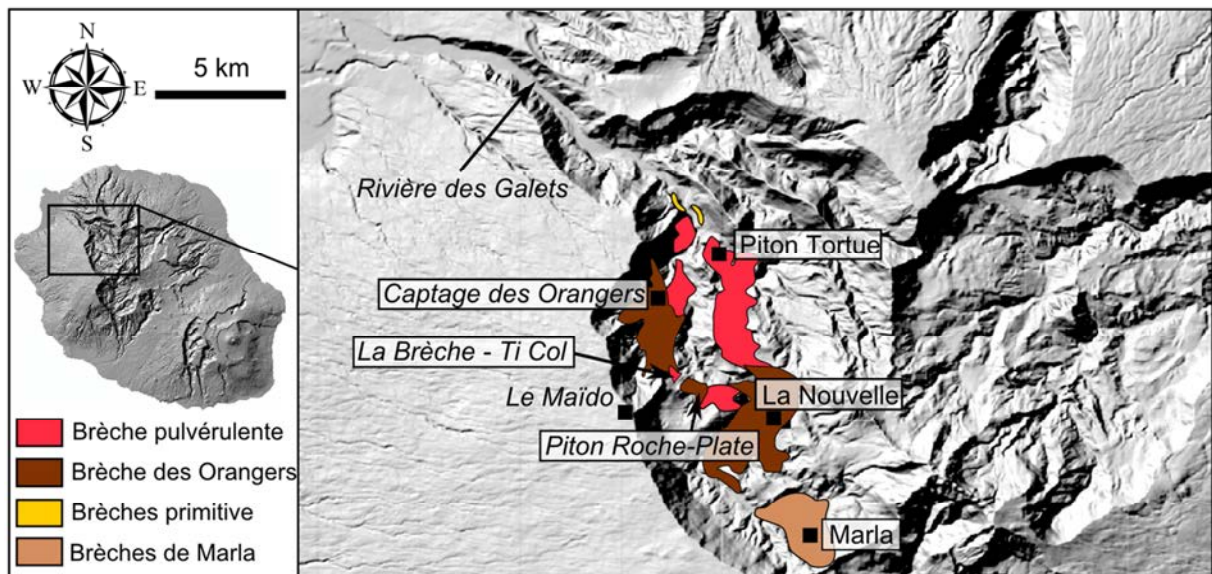


Figure III.13. Localisation des Brèches du Cirque de Mafate (modifié d’après Chaput, 2013).

3.1.1 La brèche du sentier des Orangers

3.1.1.1 Localisation et travaux antérieurs

La Brèche des Orangers affleure sur 550 m d’épaisseur au niveau du rempart ouest du Cirque de Mafate à proximité du captage de la canalisation des Orangers (Bret, 2002 ; Bret *et al.*, 2003, Bachèlery *et al.*, 2003 ; Arnaud, 2005). Cet ensemble affleure également au niveau du Piton Roche Plate entre 100 et 800 m d’altitude et à plusieurs endroits sur le flanc nord-ouest du cirque au niveau de la Crête des Orangers, du Bronchard et de l’Ilet de La Nouvelle. La brèche passe sous le rempart nord-ouest du cirque où elle est recouverte par des coulées de basalte à olivine témoignant d’une mise en place au cours du stade non différencié de l’évolution du massif volcanique du Piton des Neiges (Chaput, 2013). Au niveau de Ti Col (Lieudit « La Brèche ») à 1293 m d’altitude la Brèche des Orangers est recouverte par la Brèche pulvérulente que nous décrivons ultérieurement. À la base de l’Ilet de La Nouvelle la Brèche pulvérulente disparaît sous une unité de brèches d’épandage récente vers 1300 m d’altitude. Ces brèches sont interprétées comme le produit d’une déstabilisation importante vers le nord-ouest il y a 450 ka (Lacquement et Nehlig, 2008). Elles formeraient la continuité amont des brèches littorales de Saint-Gilles reconnues sur la côte ouest de l’île avec lesquelles elles présentent de très grandes similitudes morphostructurales (Bret *et al.*, 2003 ; Bachèlery *et al.*, 2003 ; Arnaud, 2005 ; Oehler, 2005 ; Oehler *et al.*, 2007 ; Chaput, 2013). L’avalanche se serait mise en place au cours du stade non différencié du Piton des Neiges, avant 483 ka (McDougall, 1971).

3.1.1.2 Synthèse géologique et morphostructurale

La Brèche des Orangers se présente sous la forme d’une seule unité de couleur très foncée, fortement indurée, compacte et renfermant un très grand nombre d’éléments zéolitisés (Fig. III.14a). La matrice est présente en assez faible quantité et relativement grossière par comparaison aux matrices des dépôts d’avalanche de débris hors-cirques. Elle inclut des blocs de taille décimétrique de forme très anguleuse et de composition principalement basaltique (laves ou brèches). Les blocs sont très fréquemment fracturés avec des structures typiques en *jigsaw*. Ils sont très étirés dans la direction N250° (Fig. III.14c). Des méga-blocs de très grande taille sont également visibles à l’affleurement. Ils sont intensément fracturés mais conservent cependant la stratigraphie initiale du massif rocheux d’où ils proviennent. Des figures de fluidalité obliques mais très redressées de taille métrique affectant la matrice sombre de granularité grossière de l’avalanche sont également observées (Fig. III.14a).

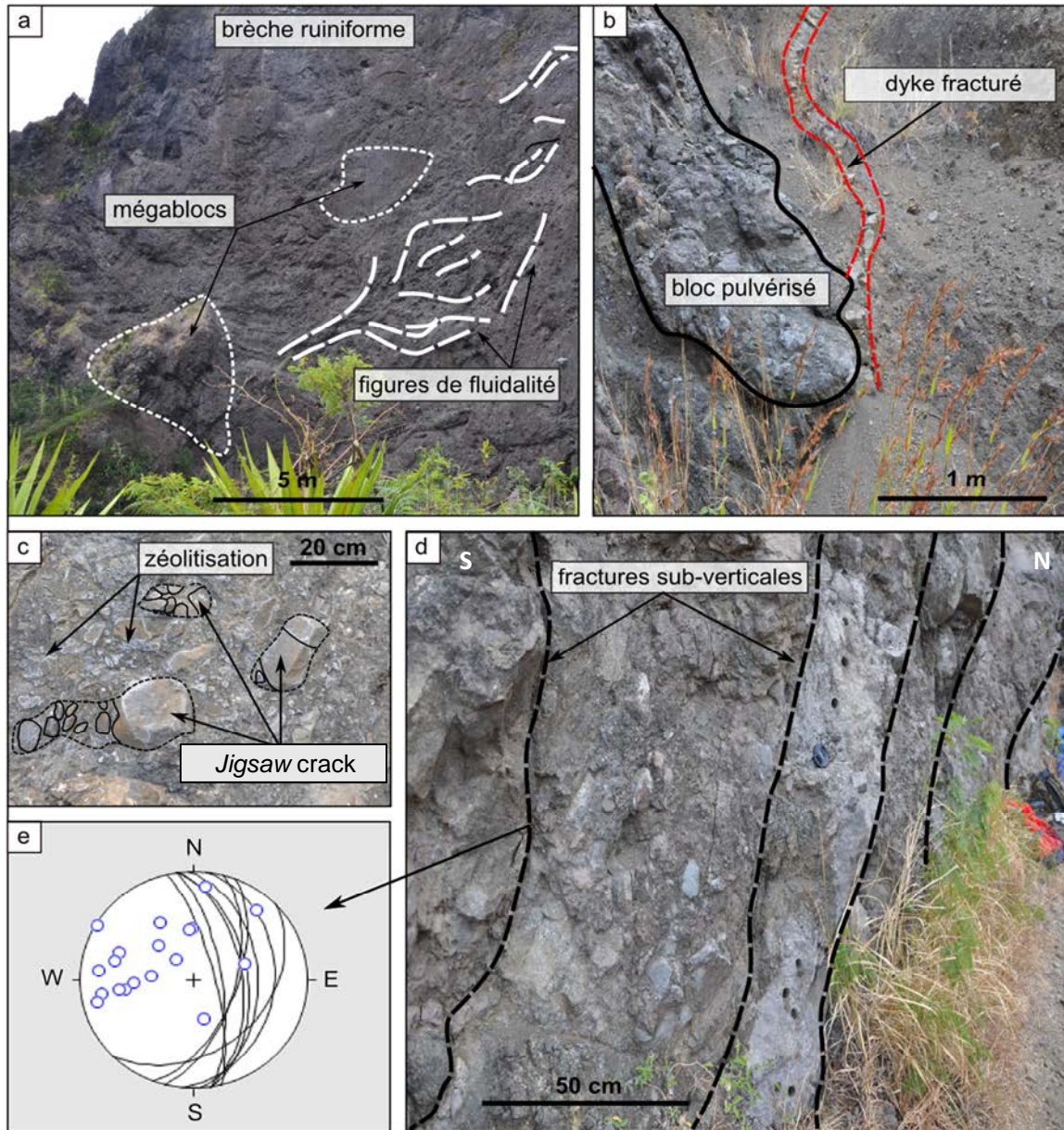


Figure III.14. Présentation des structures remarquables dans les brèches du Sentier des Orangers. (a) Aspect ruiforme de l’ensemble du dépôt, méga-blocs et figures de fluidalité à grande échelle. (b) Dykes fracturés et méga bloc entièrement pulvérisé. (c) Clastes centimétrique pulvérisés avec fracturation en *jigsaw* présentant d’importantes marques de zéolitisation. (d) Complexe de fractures d’accommodation sub-verticales. (e) Stéréodiagramme représentant les plans d’orientation et pôles associés des fractures sub-verticales affectant les dépôts de l’avalanche de débris (projection de Schmidt, hémisphère inf.).

Quelques très rares imbrications de clastes d’orientation N20°–80°E et des éléments étirés selon une direction N250° à fracturation en *jigsaw* sont visibles. Cette unité brèchique ne présente ni litage ni stratification particulière, mais elle est recoupée par des fractures cisailantes sub-verticales dont l’orientation moyenne est comprise entre N75°–50°E et N110°–80°E (Fig. III.14d). L’ensemble du dépôt est recoupé par des dykes très altérés et zéolitisés, en particulier sur une vingtaine de mètres le long du sentier qui suit la canalisation des Orangers à proximité du point de captage. L’intense fracturation des dykes suggère un faciès typique des zones confinées proches de la base ou de la bordure des avalanches de débris. Dès lors, de façon générale, le dépôt présente un faciès plutôt proximal.

3.1.2 La brèche pulvérulente de Ti – Col La Brèche

3.1.2.1 Localisation et travaux antérieurs

L’unité pulvérulente est reconnue dans le quart nord-ouest du Cirque de Mafate entre le lieu-dit « La Brèche – Ti Col » (1293 m d’altitude) et le lieu-dit « Les Hironnelles » (400 m d’altitude). Elle affleure sur une épaisseur de 200 m et sa base repose sur l’unité brèchique indurée des Orangers ou bien sur les coulées basaltiques à débit *pahoehoe* zéolitisées. Au niveau de « Ti Col - La Brèche », le dépôt est recouvert par des coulées d’océanites datées à 483 ka (McDougall, 1971, Fig. III.15a) mais dont l’âge à récemment été ajusté à 343 ka par une nouvelle datation K/Ar (Vincent Famin, communication personnelle). L’avalanche se serait mise en place au cours du stade non différencié du Piton des Neiges, donc plus récemment que la brèche indurée des Orangers. D’abord assimilée à la même unité brèchique que la Brèche des Orangers (Bret, 2002), les dépôts ont été récemment reconsidérés par Chaput (2013) comme formant une unité brèchique à part entière compte tenu de sa très faible ressemblance lithologique et morphostructurale avec cette dernière.

3.1.2.2 Synthèse géologique et morphostructurale

L’unité brèchique pulvérulente est de couleur beige clair, très peu indurée et très nettement dominée par le faciès matriciel (Fig. III.15b). La matrice est fine et renferme des blocs dont la taille dépasse rarement quelques mètres. Les éléments sont sub-anguleux, de composition exclusivement basaltique, fortement zéolitisés et pour la plupart affectés de fracturation en *jigsaw* (Fig. III.15b). Des éléments fracturés, extrêmement étirés et présentant des extrémités « *en queue comète* » sont visibles vers la base de l’affleurement et indiquent une élongation dans une direction N205°.

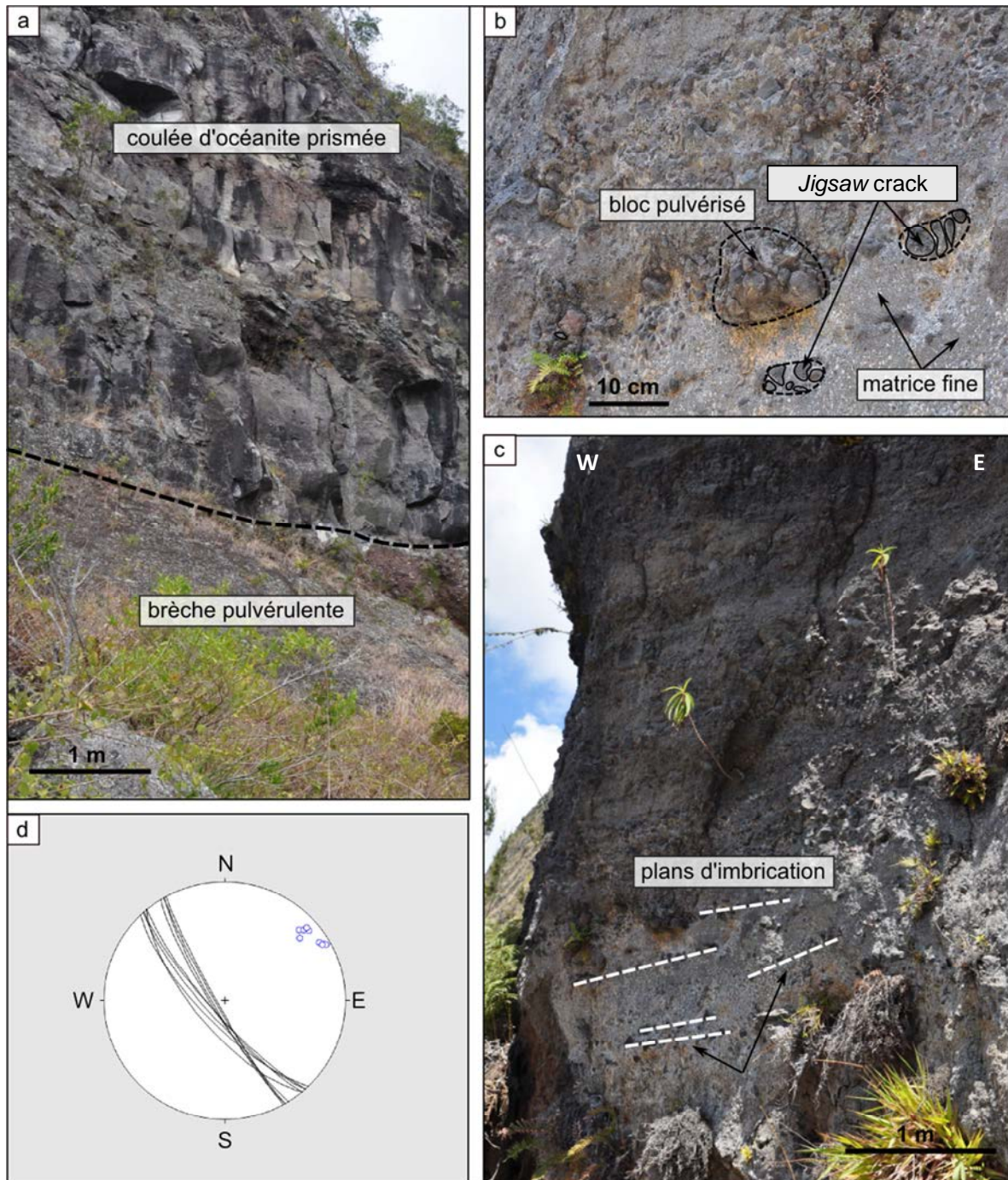


Figure III.15. Présentation des structures remarquables des dépôts brèchique de Ti Col–La Brèche. (a) Brèche pulvérulente de Ti Col–La Brèche drapée par une coulée d’océanite prismée. (b) Blocs pulvérisés avec structures en *jigsaw* inclus dans la matrice fine et claire. (c) Plans d’imbrications nettement visibles dans la partie basse de l’affleurement. (d) Stéréodiagramme représentant les plans d’imbrication et pôles associés des clastes (projection de Schmidt, hémisphère inf.).

Les éléments de la base de l’affleurement sont, quant à eux relativement arrondis. Le faciès matrice est marqué par la présence de figures de fluidalité ainsi que par de très nombreux plans d’imbrication de clastes d’orientation moyenne N150°–84W (Fig. III.15c et d). Nous notons que bien que de nombreux éléments zéolitisés sont inclus dans cette unité, le dépôt en lui-même n’est que très peu altéré. La partie supérieure du dépôt présente quelques rares stratifications qu’on ne retrouve pas dans la partie inférieure près de la base. Le dépôt est recoupé par des failles à jeu normal avec un pendage vers le nord qui ne recoupent pas les coulées d’océanites prismées au-dessus.

3.2 Les dépôts d’avalanches de débris du Cirque de Cilaos

3.2.1 Localisation et travaux antérieurs

Les dépôts d’avalanches de débris du Cirque de Cilaos ont fait l’objet de plusieurs classifications (Fig. III.16). Dans son travail, Arnaud (2005) distingue trois unités brèchiques différentes : les Brèches de Cilaos, les Brèches de Palmiste Rouge et les Brèches d’Ilet à Cordes-Bras de Benjoin. Il associe la Brèche de Palmiste Rouge à la Brèche de Bras Rouge décrite par Maillot (1999) et propose un âge d’environ 1 Ma pour cet évènement, contemporain du stade bouclier du Piton des Neiges. Cette proposition est contestée par Oehler (2005) mais les deux études s’accordent à décrire une extension hors cirque et même en mer de cet évènement dont le volume est estimé à environ 3 km³. En revanche, Lacquement et Nehlig (2008) proposent un âge de 140 ka et une déstabilisation majeure vers le sud en lien avec un important épisode pyroclastique. La Brèche de Palmiste Rouge est décrite par Arnaud (2005) comme un évènement de bien moindre volume environ 0,1 km³. Cet évènement serait très récent, postérieur à la phase IV du Piton des Neiges, et aurait remobilisé une partie des Brèches de Cilaos. Enfin, les Brèches d’Ilet à Cordes-Bras de Benjoin se seraient mises en place il y a environ 65 ka au cours du stade différencié du Piton des Neiges (Lacquement et Nehlig, 2008). Arnaud (2005) décrit cette unité comme un seul et unique dépôt très fracturé, mais Lacquement et Nehlig (2008) individualisent l’unité et distinguent les Brèches d’Ilet à Cordes et celles du Bras de Benjoin.

Plus récemment, de nouvelles investigations de terrain (Chaput, 2013) ont conduit à n’identifier que deux unités brèchiques au sein du Cirque de Cilaos. La Brèche 1, entre 1300 m et 610 m d’altitude, concentrée principalement au niveau de la Rivière Bras Rouge où elle affleure de manière quasi-continue. Elle est également reconnue à l’est du cirque de façon

moins étendue au niveau du Bras de Benjoin et dans la ravine de Calumet. La Brèche 1 reposerait sur des coulées de laves basaltiques zéolitisées largement visibles au fond de la rivière Bras Rouge et au fond du Bras de Benjoin. Elle est recouverte par des coulées basaltiques ou alors par la Brèche 2 (cf. ci-après) par endroits. Des coulées datées à 1,3 Ma recouvrant la Brèche 1 suggèrent un âge antérieur pour cette dernière (Maillot, 1999 ; Oehler, 2005 ; Chaput, 2013). Elle correspondrait à une succession d’effondrements vers l’ouest initié il y a au moins 1,3 Ma. La Brèche 2 correspond à des sous-ensembles brèchiques de La Brèche de Cilaos décrits par Lacquement et Nehlig (2008). Elle affleure de manière beaucoup plus étendue que la Brèche 1 entre 400 et 1300 m d’altitude. On peut l’observer de manière quasi-continue le long de la route nationale 5, dans la rivière de Bras Rouge puis le long de la route départementale 242 de la ravine Gobert jusqu’à l’Ilet à Cordes. La Brèche 2 repose sur des coulées de lave basiques ou bien sur la brèche 1. Elle est recouverte par des coulées basaltiques formant le rempart ouest du Cirque de Cilaos sous le sommet du Grand Bénare à 1550 mètres d’altitude, mais également par des formations détritiques récentes en de nombreux endroits (Chaput, 2013).

Les affleurements que nous avons étudiés se situent au niveau du pont de la rivière Bras Rouge, du Sentier de Burel, d’Ilet à Cordes et d’Ilet à Calebasse. La carte suivante présente la localisation de nos sites d’étude en fonction des dépôts d’avalanches de débris des Brèches 1 et 2 reconnus par Chaput (2013).

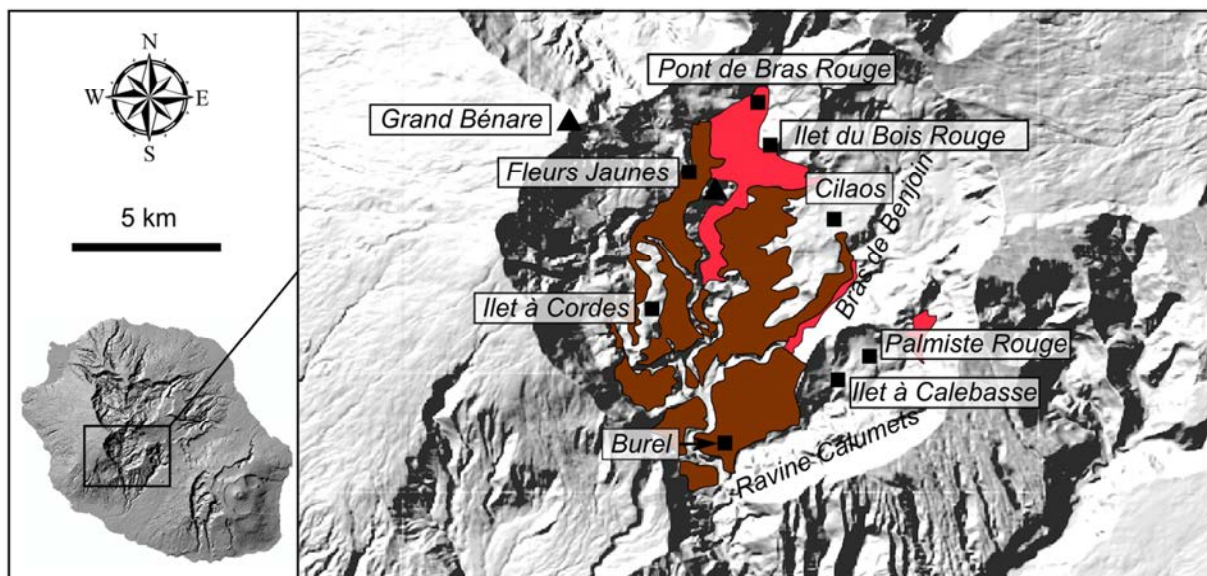


Figure III.16. Localisation des Brèches du Cirque de Cilaos (modifié d’après Chaput, 2013).

3.2.2 Synthèse géologique et morphostructurale

3.2.2.1 Brèches du pont de la Rivière Bras Rouge

Les dépôts de brèche d’avalanche de débris visibles au niveau du pont de la rivière Bras Rouge (Fig. III.17) sont est de couleur très foncée, indurés et compacts. Ils font partie de l’unité de Brèche 1 décrite par Chaput (2013).

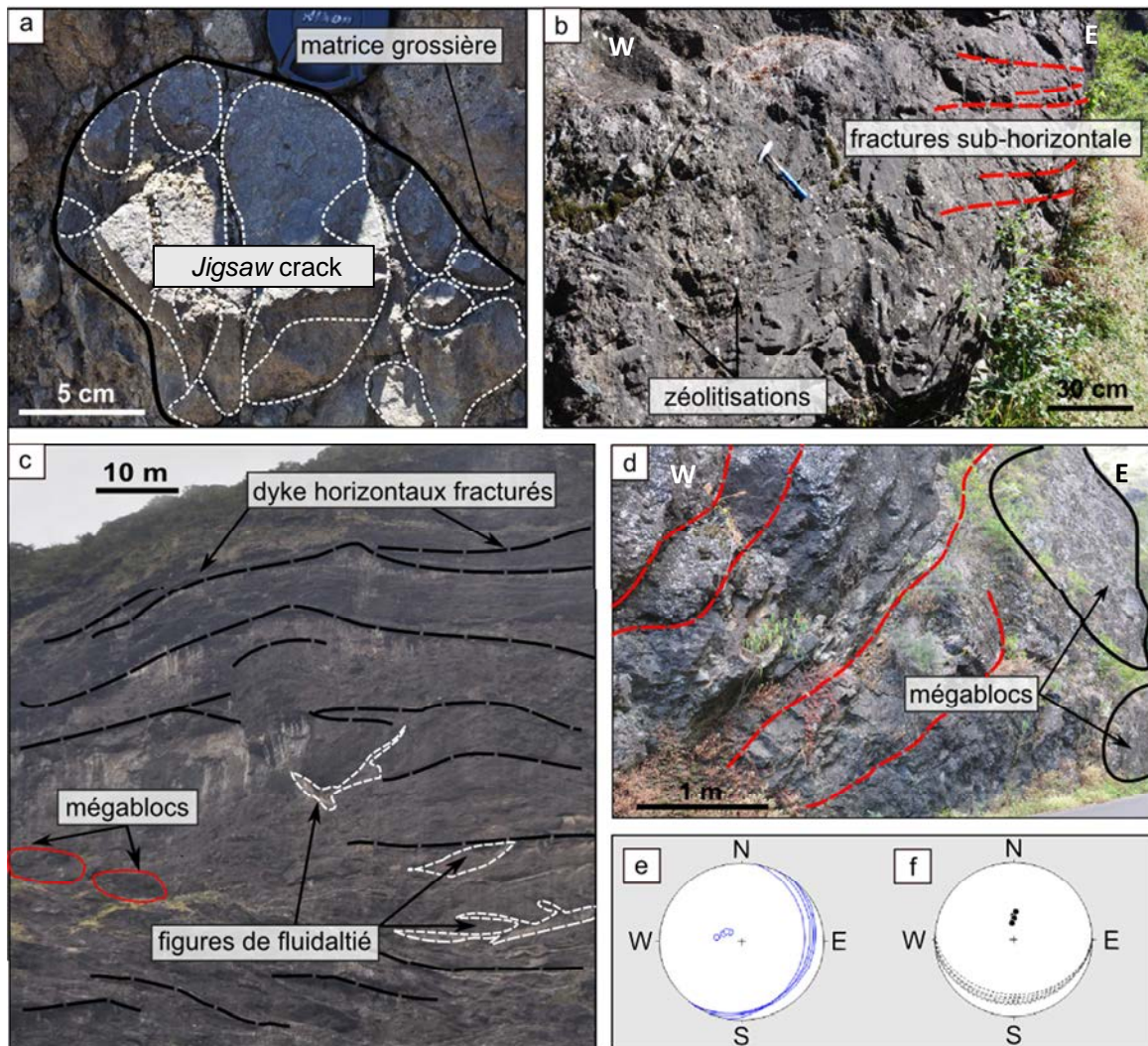


Figure III.17. Présentation des structures remarquables de l’affleurement du pont de la Rivière Bras Rouge. (a) Bloc éclaté avec fracturations en *jigsaw*, emballé dans une matrice grossière à tendance sableuse. (b) Importante zéolitisation des blocs basaltiques présents, la base de l’affleurement et complexe de fractures recoupant l’affleurement. (c) Dykes basaltiques conférant un aspect stratifié au dépôt et quelques figures de fluidalité à grande échelle (> 1m). (d) Méga-blocs supportant un pan de coulée verticalisée. (e) Stéréodiagramme représentant les plans d’orientation et pôles associés du complexe de fracture d’orientation moyenne N30°-25°E (Projection de Schmidt, hémisphère inf.). (f) Stéréodiagramme représentant les plans d’orientation et pôles associés du complexe de fractures d’orientation moyenne N90°-15°E (Projection de Schmidt, hémisphère inf.).

Dans les dépôts, on ne distingue pas facilement les faciès matrice et bloc typiques des avalanches de débris. La matrice est foncée, parfois verdâtre suggérant la présence de minéraux secondaires tels que la chlorite ou la serpentine témoignant d’un degré d’altération relativement élevé. Elle présente une granularité plutôt grossière, qui l’est beaucoup plus que la matrice observée dans les dépôts brèchiques de Saint-Gilles. Des blocs de taille centimétrique à métrique de nature très polygénique mais également des fragments de coulées de basalte aphyrique et de basalte à olivines frais sont inclus dans la matrice. Certains blocs de taille plus importante semblent être composés de fragments de brèches plus anciennes, suggérant la remobilisation secondaire d’un dépôt antérieur. Pour la plupart, les blocs sont anguleux à sub-anguleux et présentent de très nombreuses traces d’étirement, dans une direction moyenne N240°, et de fracturation sous forme de *jigsaw cracks* (Fig. III.17a).

Le dépôt est fréquemment recoupé par deux familles de fractures, l’une d’orientation moyenne N30°–25°E et l’autre d’orientation moyenne N90°–15°E (Fig. III.17b,d,e et f). Les espaces ménagés entre les fractures sont généralement remplis de minéraux secondaires tels que la calcite, la serpentine ou la chlorite. Quelques rares figures de fluidalité sont visibles sur cet affleurement ainsi que des fractures peu pénétratives mais à cassure plutôt ondulante (Fig. III.17c). Une stratification due à l’injection de dykes basaltiques au sein du dépôt est visible sur toute la hauteur de l’affleurement. Des plans d’imbrication de clastes N170°–30E sont observés.

3.2.2.2 Brèches de l’Ilet du Bois Rouge

Le dépôt de l’Ilet du Bois Rouge est une brèche d’avalanche de débris affleurant le long de la route départementale 242 à proximité de l’Ilet du Bois Rouge (Fig. III.18). Le dépôt est visible sur une longueur d’environ 800 m et une hauteur de 300 m. La matrice est de couleur beige clair et renferme des blocs de toutes tailles relativement anguleux. De très nombreux niveaux de coulées et de dykes sont emballés dans le dépôt. Ils sont quelques fois plissés et étirés mais, de façon générale, la stratigraphie du massif rocheux à la source est plutôt bien préservée (Fig. III.18a). Ces masses de roches volcaniques sont cependant extrêmement bréchifiées, et comportent de très nombreuses structures en *jigsaw* qui affectent les blocs de taille centimétrique à pluri-décamétrique (Fig. III.18d). Des étirements de blocs fracturés à structure en *jigsaw* s’expriment sous forme de structure « *en comète* ». Ces éléments sont présents à toutes les échelles dans l’ensemble de l’affleurement et indiquent une direction moyenne d’étirement N254°. Bien que séparé par quelques centaines de mètres seulement de

l’affleurement du pont du Bras Rouge, l’affleurement de l’Ilet du Bois Rouge présente un degré d’altération bien moins important. Au niveau de l’Ilet du Bois Rouge, les traces d’argilisation, de serpentinisation ou de chloritisation ne sont visibles ici qu’en de très rares endroits. Des dykes fragmentés lors du transport, présentent ici des décalages horizontaux pouvant évoquer un gradient de vitesse vertical au sein de l’écoulement (Fig. III.18e). Deux complexes de grandes fractures obliques associées à des zones de cisaillement d’orientation moyenne N160°–40°W et N10°–15E recoupent le dépôt sur toute son épaisseur (Fig. III.18a,f et g). Quelques imbrications de clastes d’orientation N175°–20E sont visibles vers la base de l’affleurement.

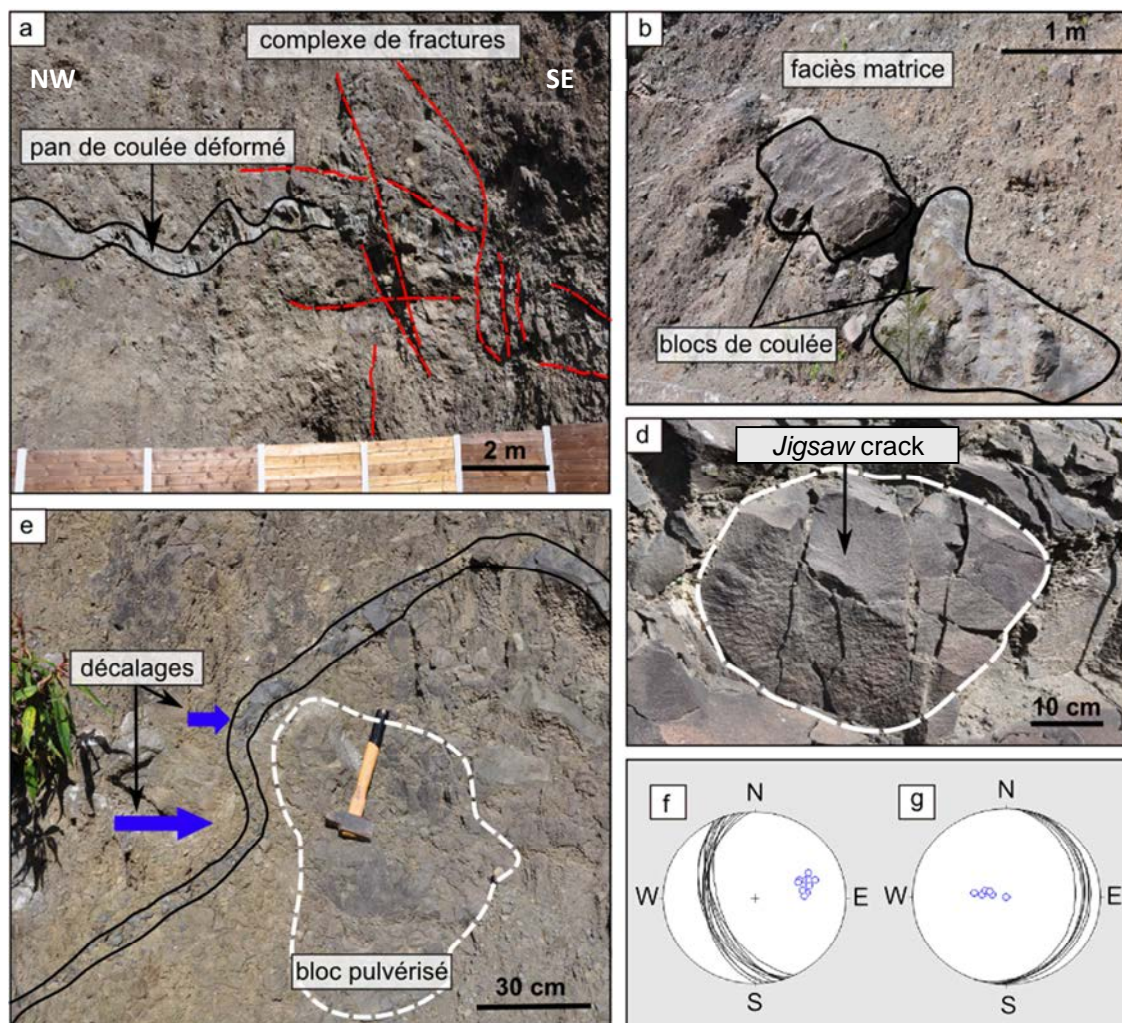


Figure III.18. Présentation des structures remarquables des dépôts bréchiques de l’Ilet du Bois Rouge. (a) Pans de coulée déformée et ondulée venant buter contre un complexe de fractures présentant deux orientations différentes. (b) Méga-blocs fracturés de fragments de coulées emballés dans de la matrice fine. (c) Dyke déformé et fracturé. Les flèches bleues représentent les probables gradients de vitesse verticaux aboutissant à cette fracturation atypique du dyke. (f et g) Stéréodiagramme (projection de Schmidt, hémisphère inf.) représentant les plans d’orientation et pôles associés des deux principales populations de fractures visibles sur la photographie (a).

3.2.2.3 Brèches de Fleurs Jaunes

Le dépôt bréchique observé au lieu-dit « *Fleurs Jaunes* » (Fig. III.19) le long de la route départementale 242 entre le pont de la rivière Bras rouge et le village l’Ilet à Cordes fait partie de l’unité de Brèche 2 d’écrite par Chaput (2013).

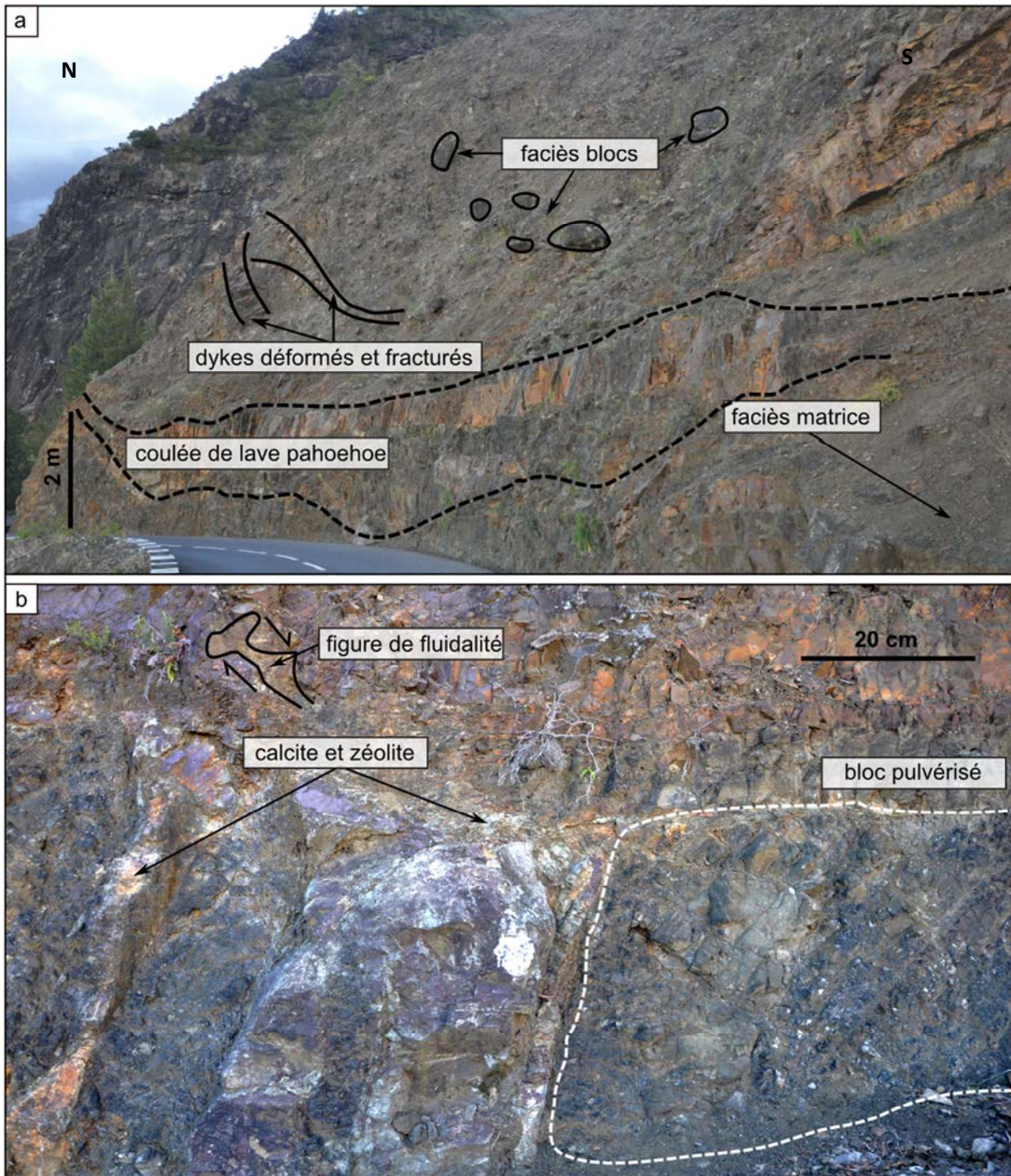


Figure III.19. Présentation des structures remarquables dans les dépôts bréchiques de Fleurs Jaunes. (a) Vue d’ensemble de l’affleurement stratifié par de nombreux dykes sub-horizontaux. Les faciès blocs et matrice sont bien visibles. (b) Détail de l’affleurement montrant des figures de fluidalité à très petite échelle, des minéralisations secondaires (calcite et zéolite) et des blocs éclatés en *jigsaw*.

Ce niveau bréchique affleure de manière continue le long de cette route entre la Ravine Gobert et l’Ilet à Cordes et surmonte une pile de sills de laves basaltiques et différenciés. La brèche est peu indurée, pulvérulente, de couleur marron clair à beige avec un faciès matriciel sensiblement dominant. Les blocs sont anguleux et leur taille varie de quelques centimètres à plusieurs mètres (Fig. III.19a). Ils sont de composition exclusivement basaltique, souvent zéolitisés et correspondent en grande partie à des fragments de coulées à débit *pahoehoe* aphyriques ou riches en cristaux d’olivines et à des dykes (Fig. III.19a). Certains blocs présentent des fracturations en *jigsaw cracks* mais également des figures d’étirement en « comète » dans la direction N200°. On constate que la dispersion anisotrope des clastes néo-formés au sein des blocs à structures en *jigsaw cracks* peu marquée, l’espace entre les clastes néo-formés est très faible et aucune matrice n’est injectée (Fig. III.19b). De rares méga-blocs basaltiques de taille métrique apparaissent uniquement vers la base de l’affleurement. Quelques fractures témoignant de la présence de plans de cisaillements subverticaux recoupent le dépôt, l’espace inter-fractures est systématiquement rempli par des minéraux secondaires tels que la zéolite et la calcite mais également des minéraux sodiques comme l’anorthose (Fig. III.19b). L’ensemble du dépôt présente une stratification soulignée par la présence de fragments horizontaux de coulées de basalte différencié (hawaïtes) à patine orangée, emballés dans la brèche. De rares figures de fluidalité ne dépassant pas 10 cm d’épaisseur sont sporadiquement visibles à l’affleurement (Fig. III.19b).

3.2.2.4 Brèches du sentier de Burel

L’affleurement observable au niveau du lieu-dit « Burel » (Fig. III.20a) est décrit comme appartenant à l’unité bréchique 2 par Chaput (2013), au même titre que l’affleurement de Fleurs Jaunes. Le dépôt est peu consolidé, de couleur foncée et d’aspect terreux. Sur toute la hauteur de l’affleurement, un granoclassement normal frustré peut être observé. Le faciès matriciel assez grossier est dominant et contient principalement des blocs de composition basaltique. L’aspect des blocs est très variable, allant d’une forme quasi-sphérique à des formes très anguleuses. De très nombreuses structures d’éclatement avec des structures en *jigsaw* (Fig. III.20b) souvent étirées dans la direction N245° sont visibles. Les élongations concernent principalement les clastes à fractures *jigsaw* de très petite taille (1 à 5 cm). La pulvérisation qui s’exprime sous forme de *jigsaw cracks* est particulièrement bien développée sur des fragments aplatis de coulées de laves disposées horizontalement et dont la fragmentation durant le transport se superpose à leur prismation thermique.

L’ensemble du dépôt est recoupé par des très larges dykes verticaux souvent fracturés et présentant des décalages horizontaux indiquant un gradient de vitesse au cours de leur transport et de leur fracturation (Fig. III.20c). Ce type de structure est également visible au niveau de l’affleurement du pont de la Rivière Bras rouge au sein de l’unité bréchique 1. Des fractures obliques d’orientations $N80^{\circ}-70^{\circ}S$ et $N112^{\circ}-82^{\circ}S$ sont également très nettement visibles.

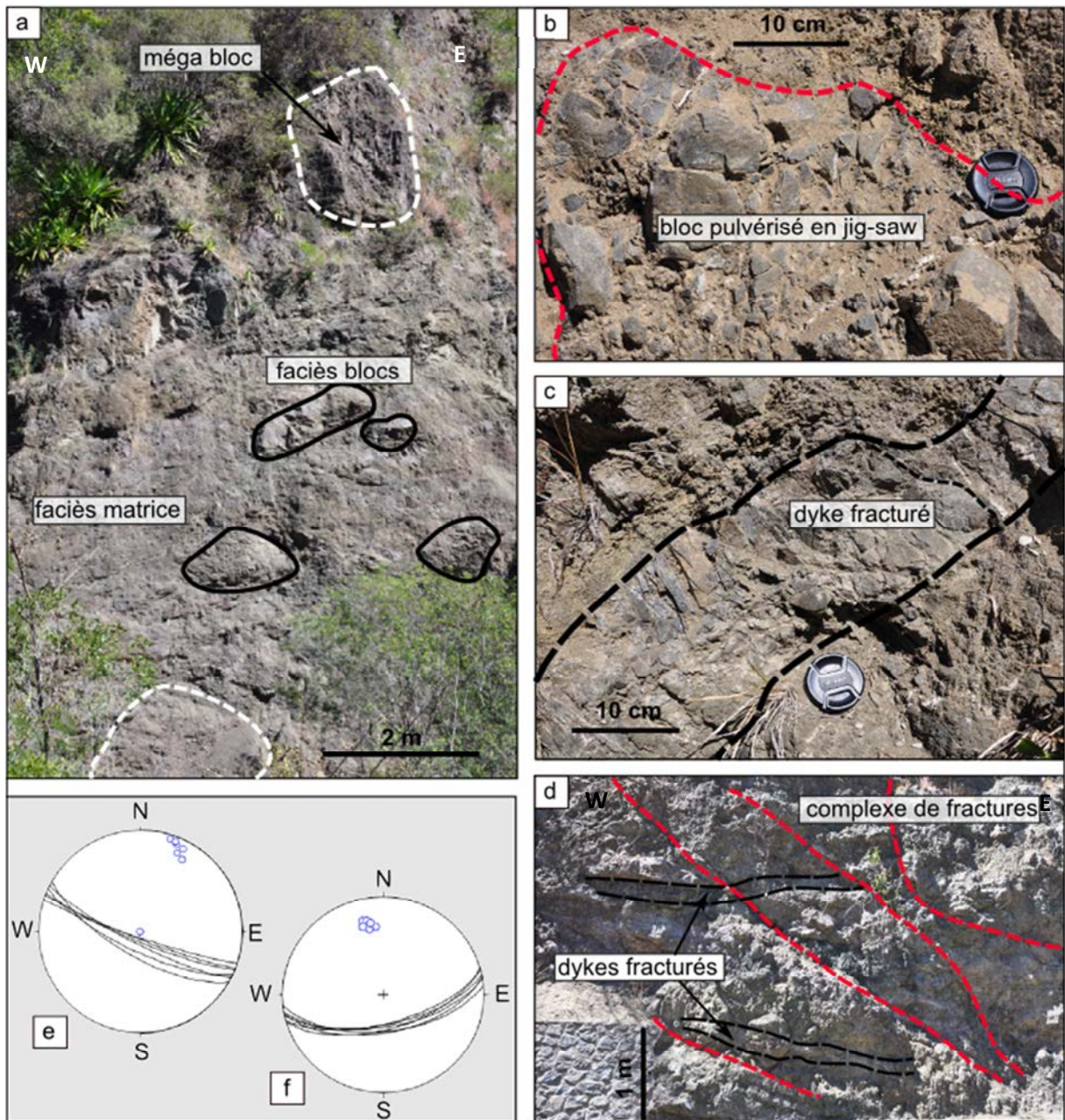


Figure III.20. Présentation des structures remarquables dans les dépôts bréchiques du sentier de Burel. (a) Vue d’ensemble de l’affleurement, les faciès matrice et bloc sont bien distincts. (b) Détail d’un bloc basaltique éclaté présentant des fracturations en *jigsaw*. (c) Dyke fracturé au cours du transport emballé dans la matrice. (d) Complexe de fractures d’accommodation syn-transport recoupant des dykes fracturés. (e et f) Stéréodiagrammes représentant l’orientation des deux principales familles de fractures obliques et leurs pôles associés (projection de Schmidt, hémisphère inf.).

3.2.2.5 Brèches de l’Ilet à Calebasse

Le dépôt bréchique visible le long de la route menant de Palmiste Rouge à l’Ilet à Calebasse (Fig. III.21) quelques kilomètres avant le hameau ne ferait *a priori* pas partie des unités de brèche 1 et 2 décrites précédemment, mais appartient à l’ensemble des Brèches de Palmiste Rouge décrite par Arnaud (2005). C’est un dépôt plaqué contre le rampart sud-est du cirque qui renferme de très gros blocs emballés dans une matrice grossière et sableuse. La matrice n’est pas zéolitisée. Il s’agit là d’une différence majeure avec les autres dépôts étudiés au niveau des affleurements du Cirque de Cilaos. Les méga-blocs pluri-métriques se concentrent vers la base de l’affleurement (Fig. III.21c). Les méga-blocs de composition basaltique, correspondent à des basaltes à olivine indingsitisée et des océanites. Ils sont fortement zéolitisés, argilisés et serpentinisés. Certains méga-blocs présentent, à leur base, des stries d’orientation N137°. Ils sont très fracturés avec une bréchification plus intense à leur base. Les structures en *jigsaw* sont omniprésentes sur l’ensemble de l’affleurement (Fig. III.21a). Nous notons cependant un faible espacement des fractures entre les clastes néo-formés dans les blocs fracturés. Des pans de coulées bien conservés et verticalisés sont visibles dans plusieurs secteurs de l’affleurement (Fig. III.21b). L’ensemble de l’affleurement est recoupé par des fractures verticales, selon une orientation moyenne N45°–50°S qui se concentrent particulièrement en amont des méga-blocs (Fig. III.21c). Cette disposition de la fracturation à grande échelle suggère un phénomène de tassement du matériel granulaire lors de l’arrêt de l’écoulement, mais aussi dans la zone sommitale de l’affleurement pouvant également suggérer une accommodation par perte de confinement lithostatique.

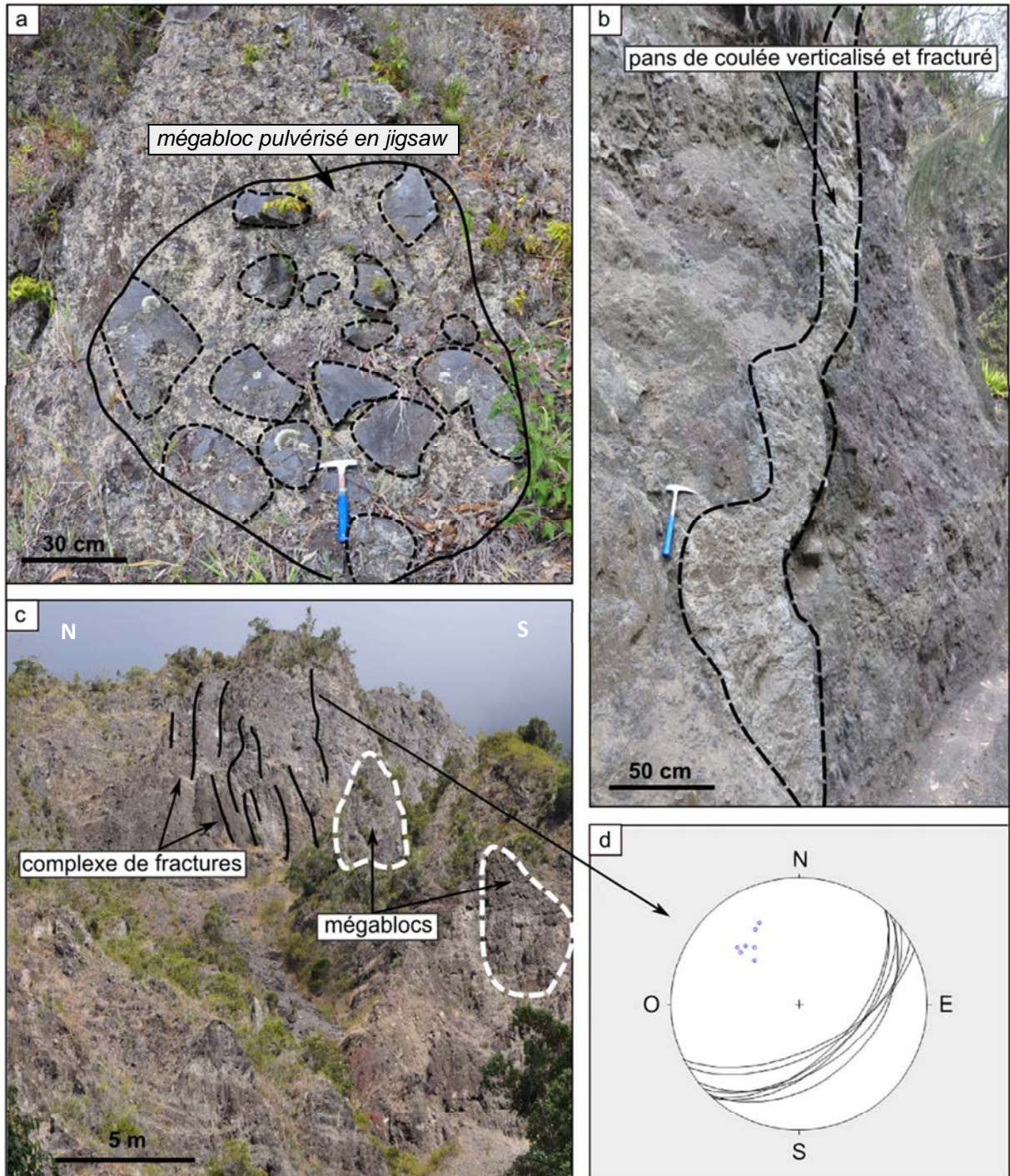


Figure III.21. Présentation des structures remarquables dans les dépôts bréchiques de l’Ilet à Calebasse. (a) Détail d’un méga-bloc basaltique éclaté avec structures en *jigsaw*. (b) Pan de coulée fracturé et verticalisé au cours du transport emballé dans la matrice. (c) Vue d’ensemble du dépôt bréchiques. Les fractures sub-verticales se concentrent vers le haut de l’affleurement là où le confinement est moindre. (d) Stéréodiagramme représentant l’orientation des fractures obliques et leurs pôles associés (projection de Schmidt, hémisphère inf.).

3.3 Les dépôts d’avalanches de débris du Cirque de Salazie

3.3.1 Localisation et travaux antérieurs

Les études de terrain menées dans le Cirque de Salazie révèlent qu’une très large majorité des brèches identifiées à l’intérieur de cette dépression correspondent à des dépôts d’avalanches de débris. Ces formations seraient associées à d’autres produits de déstabilisation et/ou de remaniement de type coulées de débris, coulées hyperconcentrées, éboulis, colluvions et alluvions (Fig. III.22)

Les travaux d’Arnaud (2005) révèlent quatre ensembles de brèches :

- Les Brèches de Grand Ilet que l’on retrouve exclusivement à l’ouest du cirque entre 550 et 1100 m d’altitude. Ces formations sont de compositions essentiellement basaltique (basalte à olivines et océanites), fortement altérées mais faiblement zéolitisées. Elles sont décrites comme la superposition de deux faciès brèchiques : un faciès à forte concentration de blocs dans la partie interne des dépôts et un faciès à matrice dominante vers la partie externe. Les blocs sont de grande taille et pulvérisés avec des structures en *jigsaw cracks*. Le faciès matriciel, de nature silteuse, est non classé et non stratifié.

- Le second ensemble brèchique correspond aux Brèches de Mare à Poule d’Eau qui affleurent dans la partie orientale du cirque entre 500 et 1000 m d’altitude. Elles recouvrent les Brèches de Grand Ilet et se caractérisent par des éléments de laves exclusivement différenciées (basaltes à phénocristaux de plagioclase, hawaïtes, mugéarites). Les blocs sont stratifiés, éclatés (*jigsaw*) et constitué d’alternances de laves et de niveaux de scories.

- La troisième unité brèchique est représentée par les Brèches de l’Ilet à Vidot visibles principalement dans la partie amont du cirque entre 1080 et 350 m d’altitude. Elles se placent en position stratigraphique supérieure par rapport aux deux ensembles brèchiques précédents. Le faciès matriciel est largement dominant, il est non classé, non stratifié et essentiellement constituée d’éléments volcaniques différenciés. La matrice est argileuse à tendance sableuse. Les clastes sont anguleux et fracturés. Leur taille n’excède pas quelques mètres.

- La quatrième unité brèchique est constituée des « Brèches Noires » qui affleurent sur 2 km² en particulier dans le lit de la rivière du Mât. Elles se situent entre le substratum constitué de laves et les brèches de Mare à Poule d’Eau. Arnaud (2005) interprète ces formations comme des brèches de remaniement (coulées de débris) contemporaines d’une

phase d’érosion ancienne du Piton des Neiges (950 et 580 ka). En 2008, Lacquement et Nehlig caractérisent cette unité comme la semelle de l’avalanche de débris de Mare à Poule d’Eau.

Les travaux de Chaput (2013) reprennent la classification des brèches d’Arnaud (2005) concernant les unités de Grand Ilet et de Mare à Poule d’Eau. Cependant, l’interprétation des Brèches Noires diffère. L’unité de Brèche Noires est reconnue entre 1290 et 400 m d’altitude au sud-est du cirque au niveau de l’Ilet aux Bananiers. Elle est également reconnue de façon plus étendue au fond du cirque dans la ravine Bachelier, puis dans la Rivière du Mât jusqu’au niveau de l’Ilet à Vidot. Les faciès brèchiques décrits par Chaput, (2013) sont beaucoup plus altérés que les ceux observés par Arnaud, (2005). Des blocs de grande taille fracturés (*jigsaw*) et de grands plans de cisaillement sont également identifiés au sein de cette unité. En accord avec Famin et Michon (2010) et Berthod (2012) cette formation est strictement interprétée comme un dépôt d’avalanche de débris. Des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ réalisées sur un sill recouvert par les Brèches Noires (Berthod, 2012), et sur des intrusions recoupant l’unité donnent respectivement des âges de 2,64 ($\pm 0,55$) Ma et 2,13 ($\pm 0,41$) à 2,38 ($\pm 0,47$) Ma. Ce dépôt d’environ 200 m d’épaisseur proviendrait d’une zone source située plus au sud.

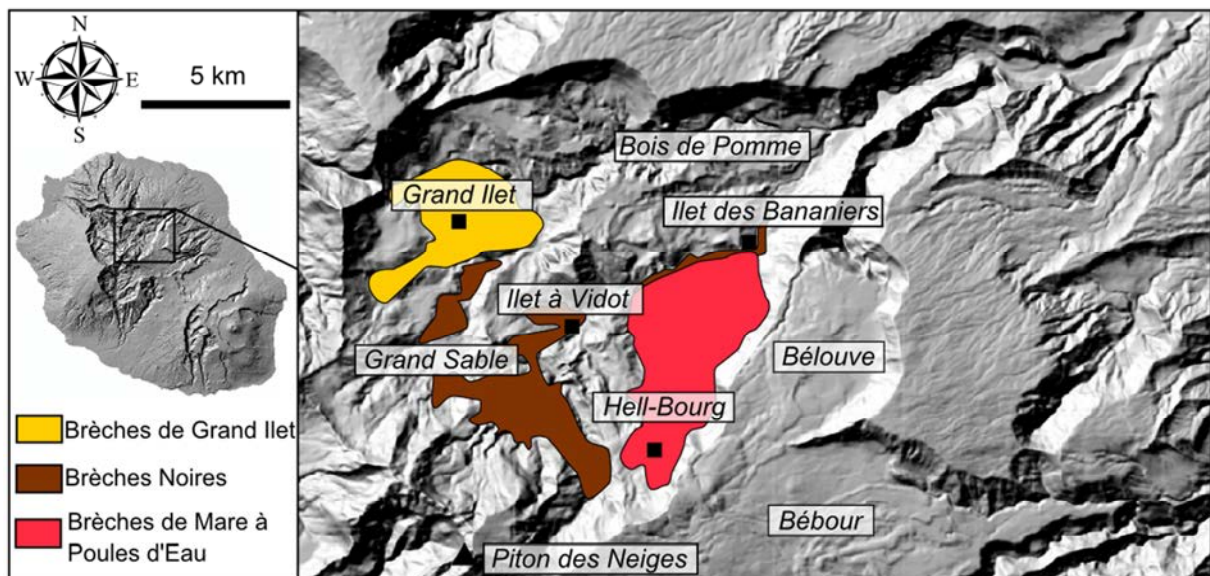


Figure III.22. Localisation des Brèches du Cirque de Salazie (modifié d’après Chaput, 2013).

3.3.2 Synthèse géologique et morphostructurale

3.3.2.1 Les brèches de l’Ilet à Vidot

Le dépôt observable sur la rive droite de la Rivière du Mât au niveau de l’Ilet à Vidot est une brèche compacte et indurée (Fig. III.23). Elle présente d’importantes traces d’altération hydrothermale dans le faciès des schistes verts (paragenèse à chlorite et serpentine), probablement lié à une activité hydrothermale. Les faciès matrice et blocs sont assez facilement identifiables (Fig. III.23a). La matrice est verdâtre, assez grossière et contient des blocs de composition uniquement basaltique tels que des basaltes aphyriques, des basaltes à olivines, des océanites et des gabbros. Les blocs sont pour la plupart zéolitisés et pulvérisés avec des structures en *jigsaw* surtout vers la base du dépôt. Les clastes à fractures en *jigsaw* (Fig. III.23c) sont parfois étirés « *en queue comète* » dans une direction N40°. Ces clastes sont nombreux et parfois recoupés par des fractures tardives qui s’expriment lors des derniers stades de la phase de dépôt. Quelques méga-blocs de taille pluri-décamétrique ont été observés. Sur l’ensemble de l’affleurement, de nombreux dykes et sills fortement broyés sont visibles. La semelle du dépôt est marquée par une importante déformation cisailante en conditions ductiles. Des stries très discrètes d’orientation N100° sont visibles à la surface du substratum constitué de sills basiques empilés (Famin et Michon, 2010 ; Fig. III.23d).

3.3.2.2 Les Brèches de l’Ilet aux Bananiers

Le dépôt de l’Ilet aux Bananiers est assez semblable à celui observé à l’Ilet à Vidot (Fig. III. 23). Il s’agit d’une brèche très indurée et compacte avec une matrice grossière et foncée contenant des blocs de taille centimétrique à métrique relativement arrondis. Les blocs sont de nature basaltique et principalement constitués de basaltes à gros cristaux d’olivine. Les blocs sont intensément fracturés (*jigsaw*) et des imbrications de clastes de grande taille (plusieurs centimètre) d’orientation N30°-20°E apparaissent dans la partie haute de l’affleurement (Fig. III.23a et b). Le dépôt est recoupé sur toute son épaisseur par des intrusions de gabbros lités ainsi que par de larges zones d’injection verticales de matrice fine. La base des dépôts présente des stries d’orientation moyenne N45° bien visibles à la surface des filons basaltiques qui en constituent le substratum.

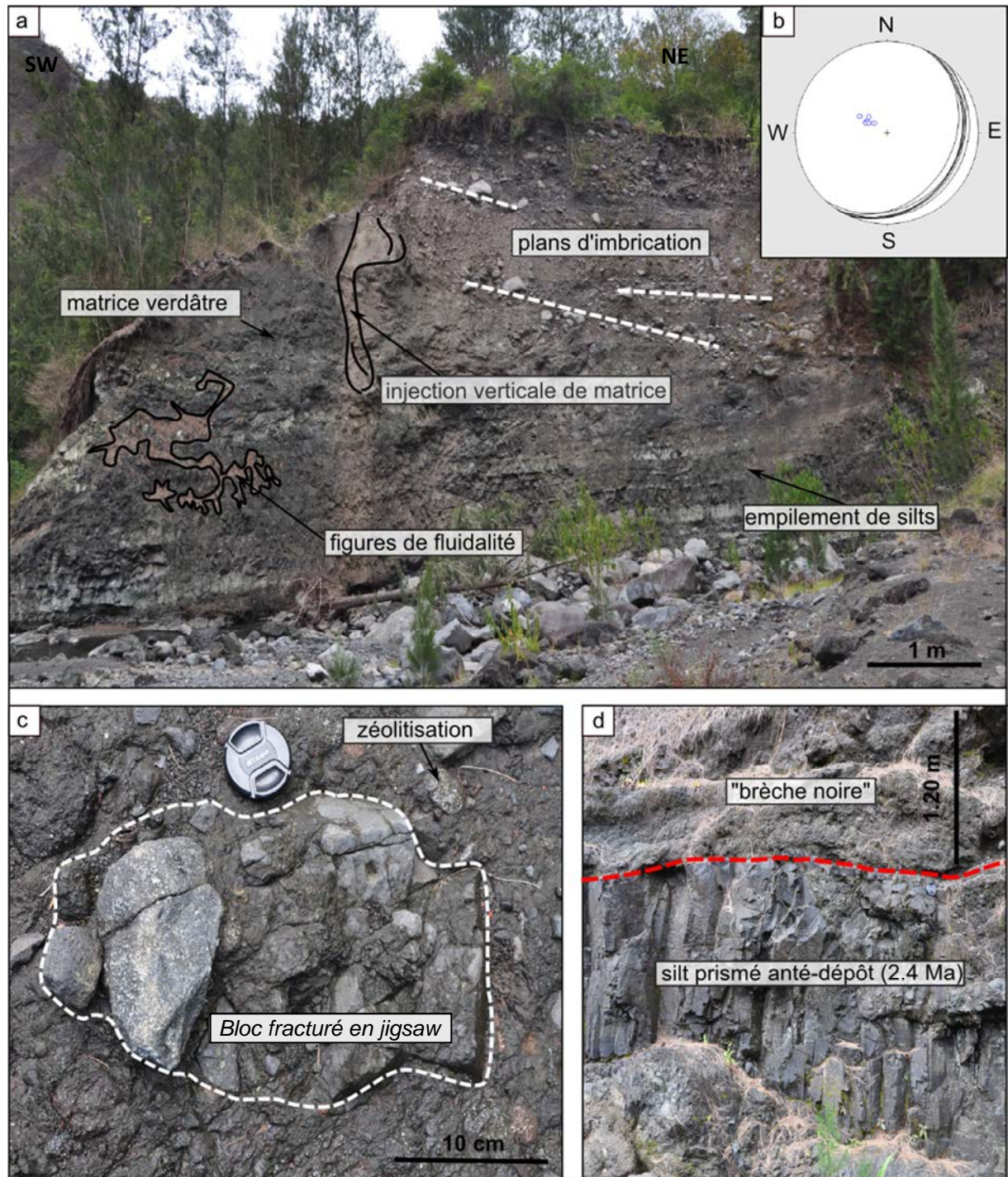


Figure III.23. Présentation des structures remarquables des « Brèches Noires de Salazie ». (a) Plan d'imbrication de clastes et figures de fluidalité à grande échelle près de l'Ilet à Vidot sur la rive gauche de la Rivière du Mât. (b) Stéréodiagramme représentant l'orientation des plans d'imbrications et pôles associés des clastes (projection de Schmidt, hémisphère inf.). (c) Blocs basaltique zéolitisés et pulvérisés à fracturation en *jigsaw* au niveau de l'Ilet aux Bananiers, rive gauche de la Rivière du Mât. (d) Brèche Noire reposant sur des sills prismés daté à 2.4 Ma, Ilet à Vidot.

4 Synthèse interprétative

Bien que l’existence des brèches d’avalanches de débris au sein des Cirques de Mafate, Salazie et Cilaos, ainsi que sur le littoral nord et ouest réunionnais soit largement reconnue depuis le milieu des années 1990 (Bachèlery *et al.*, 1996 ; Maillot, 1999 ; Bachèlery *et al.*, 2003 ; Bret *et al.*, 2003 ; Oehler, 2005 ; Oehler *et al.*, 2004, 2007 ; Arnaud, 2005 ; Lacquement et Nehlig, 2008 ; Famin et Michon, 2010), les interprétations diffèrent encore en termes de cartographie des unités brèchiques, de volume, de direction d’écoulement et de localisation des zones sources des déstabilisations. Nos observations de terrains à l’échelle des affleurements nous ont permis de repérer et d’interpréter les structures rencontrées au sein des avalanches de débris pour pouvoir mieux les interpréter en termes de volume, de directions de transport et de mécanismes d’écoulement. Les structures remarquables décrites au sein des dépôts d’avalanches de débris étudiés sont compilées dans le tableau ci-après (Tab. III.1).

4.1 Zone source et distance de transport

La provenance d’une avalanche de débris peut être déterminée en analysant le type de matériel contenu dans le dépôt mais également son état de maturation (morphologie des particules transportées). La présence d’une grande quantité de minéralisations secondaires à l’affleurement suggère le rôle du système hydrothermal du volcan dans la fatigue du massif rocheux préalablement à la déstabilisation des flancs de l’édifice (Lopez et Williams, 1993 ; Frank, 1995). Il serait en effet vraisemblable que la genèse de fortes pressions interstitielles de fluides ou bien la formation de niveaux hydrothermalisés (argile, zéolite, chlorite, serpentine) permettrait le développement de plans de discontinuité mécanique extrêmement favorables à l’amorce des déstabilisations gravitaires. La présence de ce type de minéraux dans un dépôt d’avalanches de débris donnerait une origine profonde, au cœur du système volcanique, à la déstabilisation initiale. Parmi nos sites d’étude, les dépôts d’avalanches de débris de Saint-Gilles Unité BrI &II, de la canalisation des Orangers, du pont du Bras Rouge, du sentier de Burel et des Brèches Noires de Salazie sont caractérisés par ce type de minéralisations secondaires ce qui permet de leur attribuer une très probable origine profonde dans l’édifice volcanique. En revanche, les dépôts d’avalanches de débris de Plateau Caillou, Bassin Aigrettes, Rivière des Galets, Ti Col–La Brèche, Bois Rouge et d’Ilet à Calebasse ne présentent que peu ou pas de minéraux secondaires, cela étant certainement lié à l’origine superficielle des déstabilisations.

Ensemble bréchique	Saint-Gilles			Rivière des Galets		Rivière Saint-Etienne	Cirque de Mafate		Cirque de Cilaos				Cirque de Salazie		
	<i>BrI & III</i>	<i>PC</i>	<i>BA</i>	<i>RGD</i>	<i>RGC</i>	<i>STE</i>	<i>OR</i>	<i>BRE</i>	<i>BR</i>	<i>BOR</i>	<i>FJ</i>	<i>BUR</i>	<i>CAL</i>	<i>VI</i>	<i>BAN</i>
Affleurement															
Jig-saw	++++	+++	+++	+++	+++	++	+++	+++	+++	++++	++	+++	+++	+++	+++
Espacement inter-claste	++++	++++	+++	++	++	++++	+	+	+	+	+	++	+	++	++
Figures en «comète»	++++	non	non	+++	+++	+	+++	+++	+++	++++	+	+	++	+++	+++
Plans de cisaillement	++	+	non	+++	non	non	+	+	+	+	++	++	++	++	+
Fractures	++++	+++	+++	+++	+++	non	+++	+++	+++	+++	++	+++	+++	+++	++
Imbrications	+++	++	non	+++	non	non	+	+++	+++	+++	non	+	++	+++	++
Granoclasement	non	oui	non	non	non	non	non	non	non	non	non	oui	non	non	non
Dykes fracturés	non	non	non	+++	++	+	++	++	+++	+++	++++	+++	+++	+++	++
Injections	++++	++++	+++	+	non	non	++	+	+	++	non	+	++	+	+
Figures de fluidalité	+++	+++	+++	++	++	non	++	+	+	+	+	+	non	+	+
Stries sur substratum	oui	non	non	non	non	non	non	non	non	non	non	non	non	non	oui
Zéolitisations	++++	+	+	+	+	++	++++	+	+++	+	++	+++	non	+++	+++
Niveau cataclastique	oui	non	non	non	non	non	non	non	non	non	non	non	non	non	non
Facès dominant	M	M	M	M	M	M	BL	M	M/BL	M	M/BL	M	M/BL	M	M
Aspect blocs/clastes	AR	AR	AR	SAR	AR	AR	AG	AG	SAG	AG	AG	AR/AG	SAR	SAG	SAG
Type de roche	B-D	B-D	B-D	D	D	B-D	B	B	B-D	B-D	B	B	B	B	B
Mégablocs	+	non	non	++++	non	non	++	+	++	+	+	++	+++	++	+
Induration	+++	--	--	+	+++	++	++++	--	+++	--	-	--	+	+++	+++
Altération	+	--	++	+	+++	++	+++	+	+++	--	+	++	++	+++	+++
<i>Datation proposée</i>	>452 <i>ka</i> ^(1,5,6)	350 <i>ka</i> ⁽⁷⁾	<350 <i>ka</i> ⁽⁷⁾	29 <i>ka</i> ⁽³⁾	-	-	450 <i>ka</i> ^(1,2,3,5,6)	>483 ⁽⁷⁾	<1.3 <i>Ma</i>	-	-	-	<170 <i>ka</i> ⁽²⁾	950-580 <i>ka</i> ⁽²⁾	>600-460 <i>ka</i> ⁽¹⁾
<i>Volume proposé</i>	-	-	-	-	-	<i>faible ?</i>	-	-	3km ³ _(1,3)	-	-	-	0.3k <i>m</i> ³	0.02 <i>km</i> ³	28 <i>ka</i> ⁽³⁾
<i>Direction d'écoulement</i>	WNW	-	-	W	-	<i>Depuis l'Entre-deux ?</i>	NW	NW ⁽³⁾	W ⁽⁷⁾ S ⁽³⁾	-	-	-	-	N ⁽⁷⁾	-
<i>Extension hors cirque</i>	-	-	-	-	-	-	oui	oui	-	-	-	-	-	-	oui / non

Tableau. III.1. Bilan des caractéristiques des affleurements étudiés. **PC** : Plateau Caillou, **BA** : Bassin à Aigrettes – Malheur, **RGD** : Piton Défaud, **RGC** : Brèche du centre de la Rivière des Galets, **STE** : Brèche de la Rivière Saint-Etienne, **OR** : Orangers, **BRE** : lieu-dit La Brèche-Ti Col, **BR** : Bras Rouge, **BOR** : Bois Rouge, **FJ** : Fleurs Jaunes, **BUR** : Sentier de Burel, **CAL** : Ilet à Calebasse, **VI** : Ilet à Vidot, **BAN** : Ilet aux Bananiers. **M** : matrice, **BL** : blocs, **AR** : arrondis, **AG** : anguleux, **SAR** : sub-arrondis, **SAG** : sub-anguleux, **B** : basaltique, **D** : différenciée. La partie grisée du tableau présente des informations supplémentaires complétées à partir des références suivantes : ⁽¹⁾ Oehler (2005), ⁽²⁾ Arnaud (2005), ⁽³⁾ Lacquement et Nehlig (2008), ⁽⁴⁾ Maillot (1999), ⁽⁵⁾ Bachèlery *et al.* (2003), ⁽⁶⁾ Bret *et al.* (2003), ⁽⁷⁾ Chaput (2013).

Cependant, la profondeur de la zone d’arrachement ne permet pas de repérer géographiquement la zone source. L’estimation de la distance parcourue par le matériel rocheux entre le point de déstabilisation et le point de dépôt en masse par la détermination du degré de maturation du dépôt est une approche possible. Plusieurs indicateurs permettent de distinguer un dépôt ayant parcouru une grande distance ou une distance plus modeste : la présence de méga-blocs, la taille des blocs et leur morphologie. La présence de méga-blocs au niveau d’un affleurement indique que l’avalanche de débris n’a pas subi une fracturation trop poussée pendant un temps de transport très long ce qui suggère la proximité de la zone source, parfois éloignée seulement de quelques kilomètres. Parmi les dépôts étudiés, ce sont les affleurements du Piton Défaud (Rivière des Galets) et d’Ilet à Calebasse qui présentent les méga-blocs les plus importants. Les dépôts d’avalanches de débris au dépôt du Piton Défaud et d’Ilet à Calebasse seraient donc situés à proximité de leur source sans *runout* important. Déjà pressentie pour le dépôt de l’Ilet à Calebasse qui est considéré par Arnaud (2005) comme un glissement de pente non apparenté à une avalanche de débris, cette observation est plus surprenante pour le dépôt du Piton Défaud qui est considéré comme un événement important en provenance du Cirque de Mafate par l’intermédiaire du canyon de la Rivière des Galets. Il s’agirait donc d’un événement plus modeste, ou ayant parcouru une distance moindre. Au contraire, certains dépôts d’avalanches de débris ne présentent que très peu ou pas de méga-blocs comme les brèches de Saint-Gilles ou la brèche de la Rivière Saint-Etienne. Cette caractéristique des dépôts suggère alors un transport sur une plus grande distance avant le dépôt en masse du matériel.

De la même façon la morphologie des blocs et des clastes fournit de précieux indices sur le degré de maturité de l’écoulement au moment du dépôt. Des éléments rocheux arrondis ou sub-arrondis suggèrent une abrasion plus poussée et donc une distance et une durée de transport plus importantes. Cependant, cela peut également suggérer une énergie plus importante de l’écoulement lors du transport mais sur une distance plus courte. Les éléments les plus arrondis se trouvent principalement dans les brèches situées au niveau du littoral : Saint-Gilles, lit de la Rivière des Galets et de la Rivière Saint-Etienne. En revanche, les brèches intra-cirques présentent généralement des éléments beaucoup plus anguleux. Le dépôt du Piton Défaud (Rivière des Galets) ne répond pas exactement à cette dichotomie. Bien que très près de la zone littorale, ce dépôt renferme majoritairement des éléments sub-anguleux caractéristiques d’un faciès peu mature mais également des méga-blocs.

Les indicateurs que nous venons de décrire (présence de méga-blocs et aspect des éléments rocheux) sont soumis à des variations locales particulièrement en termes de confinement (topographique et lithostatique) de l’écoulement. Une avalanche de débris en milieu confinée sera davantage soumise à des pressions latérales importantes permettant un broyage et une abrasion plus efficace. Aussi, une avalanche de débris de grand volume favorisera le broyage et l’abrasion des éléments en raison d’une pression lithostatique élevée liée à l’épaisseur de l’écoulement, et cela dès les premiers stades du transport. Cette caractéristique permettra une désintégration plus rapide des gros blocs et une apparition plus précoce d’éléments sub-arrondis que dans le cas d’un écoulement moins épais et moins confiné.

4.2 Volume et mécanisme d’écoulement

4.2.1 *Fracturation*

Certaines structures identifiées lors de l’étude des affleurements constituent des éléments pour comprendre les mécanismes physiques en action au cours du transport. Les *jigsaw cracks* sont des structures d’éclatement résultant du processus de désintégration dynamique au cours du transport. Ces structures sont systématiquement retrouvées dans tous les dépôts d’avalanches de débris. C’est leurs formes et leurs caractéristiques intrinsèques qui vont fournir des indices sur les phénomènes physiques affectant la masse rocheuse au cours de son transport. Les blocs éclatés qui présentent des *jigsaw cracks* et qui montrent un allongement horizontal « *en queue de comète* » témoignent d’une dispersion anisotrope des clastes néo-formés suite à la désintégration dynamique de l’élément initial (Fig. III.24).

On retrouve ces structures allongées « *en queues de comète* » principalement au niveau des dépôts BrI&II des brèches de Saint-Gilles, de la Rivière des Galets, du Cirque de Mafate (Ilet des Orangers et Ti Col–La Brèche), du Cirque de Cilaos (pont du Bras Rouge et Bois Rouge) et du Cirque de Salazie (Ilet à Vidot et Ilet aux Bananiers). Pour les dépôts brèchiques proximaux, c’est-à-dire les dépôts intra-cirques, nous interprétons ce type de structures comme des témoins du confinement lithostatique appliqué sur le matériel en mouvement par la pression exercée par la colonne de roches située au-dessus. Au moment de l’éclatement du bloc initial, la dilatance et le gonflement dispersif qui en résulte ne peuvent alors se faire qu’uniquement dans une direction perpendiculaire à la pression lithostatique. Pour cela, il convient de considérer que l’avalanche possède un volume suffisant pour générer un confinement lithostatique conséquent. Dans le cas des dépôts intra-cirques de Fleurs Jaunes,

Burel et de l’Ilet à Calebasse (Cirque de Cilaos), l’absence de structures allongées « *en queue de comète* » peut suggérer deux conditions particulières : soit (1) l’affleurement se situe vers le sommet du dépôt où le confinement lithostatique est réduit ce qui est probablement le cas du dépôt du sentier de Burel et du dépôt de Fleurs Jaunes, où le sommet de l’avalanche est bien visible, ou bien (2) l’avalanche est d’un volume insuffisant pour générer une contrainte lithostatique efficace, ce qui pourrait être le cas pour le dépôt de l’Ilet à Calebasse.

Au sein des dépôts littoraux, la présence ou non de structures étirées « *en queue de comète* » est relativement disparate. Les dépôts des unités BrII et III de Saint-Gilles et de la Rivière des Galets en présentent un grand nombre, alors qu’elles sont quasiment absentes au niveau de la Rivière Saint-Etienne, de Plateau Caillou et du Bassin des Aigrettes–Malheur. L’absence de structures en « *queue de comète* » peut être expliquée dans les zones extra-cirques par un phénomène d’étalement lié à la perte de confinement topographique et conduisant à une réduction du confinement lithostatique. Enfin, les zones situées à proximité du sommet des dépôts, comme c’est le cas pour le site de Plateau Caillou, sont soumises à un confinement lithostatique négligeable. La perte de confinement est également renforcée si l’écoulement est de taille modeste. Dans le cas des BrII et III, on note de nombreuses structures en *jigsaw* affectant des clastes étirés visibles à l’affleurement, alors que l’écoulement se fait dans une zone non confinée. Dans ce cas, le volume important des avalanches de débris dont les dépôts forment les unités BrII et Br III (Oehler, 2005 ; Arnaud, 2005) peut être à l’origine d’une forte pression verticale inhibant un gonflement dispersif isotrope (Fig. III.25).

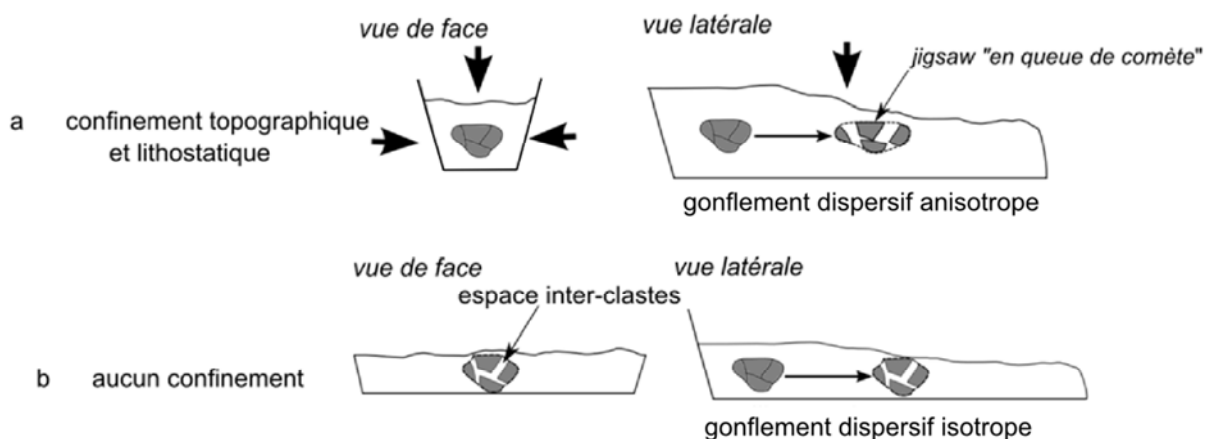


Figure III.24. Morphologie des clastes à structure en *jigsaw* en fonction du degré de confinement de l’écoulement. (a) Ecoulement en milieu très confiné (topographiquement et lithostatiquement). Les clastes à structures en *jigsaw* présentent un gonflement dispersif anisotrope dans le sens de l’écoulement. (b) Ecoulement non confiné, les clastes à structure en *jigsaw* présentent un gonflement dispersif isotrope.

À l’intérieur des blocs et clastes qui présentent des *jigsaw cracks*, l’espace entre les clastes néo-formés peut aussi traduire les conditions mécaniques dans lesquelles s’écoule l’avalanche de débris. Plus l’espace est important, plus la dilatance est importante de même que le gonflement dispersif qui en résulte. Un grand espace inter-clastes traduit donc un milieu très dilatant par perte du confinement lithostatique ou topographique, et un espace inter-clastes réduit est la conséquence d’un milieu très contraint et confiné. Les dépôts d’avalanches de débris qui présentent le plus grand espace inter-clastes sont les affleurements littoraux des brèches de Saint-Gilles et de la Rivière Saint-Etienne (Fig. III.25). Notons que l’évolution de la taille espaces inter-clastes a été déterminée par analyse d’images à l’aide du logiciel ImageJ®. Pour chaque photographie de structure en *jigsaw*, nous avons calculé la surface représentée par le *jigsaw* après le gonflement dispersif (surface S2) mais également la surface du claste avant le gonflement dispersif (surface S1). Les surfaces (S1) ont été calculées en excluant les pixels formant les espaces inter-clastes. Les mesures ont été conduites sur 15 structures en *jigsaw* par site d’échantillonnage. Les résultats sont présentés ci-dessous sous la forme de *box-plot* qui représentent le pourcentage d’augmentation de la surface entre un claste fracturé mais n’ayant pas subi de gonflement dispersif (surface S1) et une structure en *jigsaw* après le gonflement dispersif (surface S2).

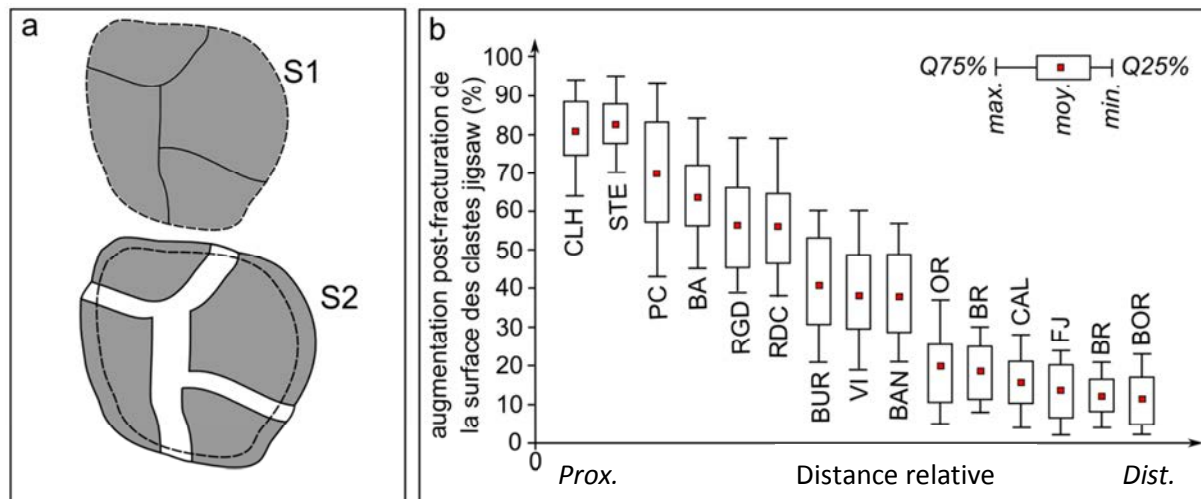


Figure III.25. Mise en évidence du phénomène de dilatance au sein des clastes à structure en *jigsaw*. (a) Augmentation de la surface d’un claste à structure en *jigsaw* suite à sa fracturation. La surface S1, en trait discontinu, représente la surface initiale du claste avant écartement des clastes néo-formés. La surface S2 représente, en trait plein, représente la surface totale du claste consécutive à l’écartement des clastes au cours de la fracturation (désintégration dynamique). (b) Augmentation post-fracturation (en %) de la surface des clastes à structure *jigsaw*. Le pourcentage d’augmentation est calculé par analyse d’image en fonction de la surface initiale S1 et de la surface post-fragmentation S2.

Contrairement à ce qui est attendu, les dépôts de la rivière des Galets présentent un espace inter-clastes très réduit semblable à celui qui est observé dans les dépôts intra-cirques. Nous en déduisons qu’un espace inter-clastes réduit est caractéristique de la zone médiane ou basale d’une avalanche de débris de volume conséquent ou bien de l’écoulement dans un milieu topographiquement très confiné (de type canyon) d’un événement de volume plus modeste. De même, un large espace inter-clastes est spécifique de la partie sommitale d’une avalanche de débris, d’un écoulement en milieu très ouvert, ou un étalement distal avec perte du confinement lithostatique et topographique.

4.2.2 *Fractures et cisaillement*

Des fractures sont observées au niveau de tous les sites étudiés. Elles sont la conséquence d’un très fort confinement conduisant au développement de contraintes cisailantes horizontales (Pollet et Schneider, 2004). Les fractures obliques et sub-verticales se forment alors par accommodation et présentent des plans d’orientation globalement perpendiculaires à la direction d’écoulement supposée. Nous notons une diminution de la densité de fractures sur certains dépôts intra-cirques : Ti Col – La Brèche (Cirque de Mafate) et Fleurs-Jaunes (Cirque de Salazie). Ce sont également des dépôts où l’espace inter-clastes au sein des éléments présentant des *jigsaw cracks* est extrêmement réduit. On en déduit que les avalanches de débris correspondantes se sont déplacées dans un environnement extrêmement confiné favorable à l’expression de contraintes lithostatiques ou topographiques, ou les deux.

Nous interprétons donc cette moindre densité de fractures comme étant liée à un contexte fortement confiné où les plans de cisaillement peuvent se développer mais où la masse rocheuse ne s’est pas encore suffisamment déplacée pour qu’un grand nombre de fractures puissent se former pour accommoder le cisaillement (Fig. III.26). Dans les zones d’écoulement distales extrêmement ouvertes comme au Cap La Houssaye par exemple, nous observons une très grande densité de fractures. Le déplacement relatif des différents éléments transportés par l’avalanche de débris et son étalement avec des confinements lithostatique et topographique réduits, semble être le phénomène responsable de cette intense fracturation

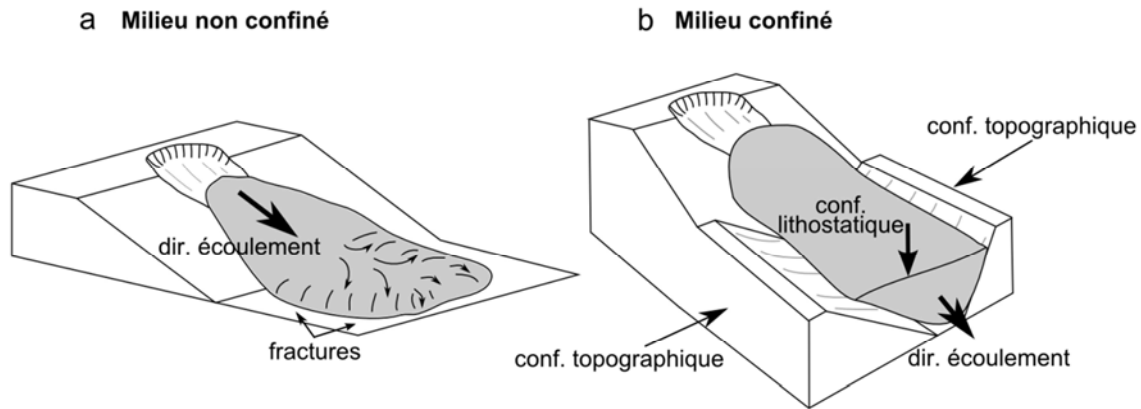


Figure III.26. Contrôle du degré de confinement sur la formation de fractures dans les dépôts d’avalanches de débris. (a) L’écoulement se fait en milieu ouvert sans aucun confinement, des fractures obliques apparaissent sur l’ensemble du dépôt. (b) L’écoulement se fait en milieu très confiné (lithostatiquement et topographiquement), aucune fracture oblique n’apparaît.

La présence de plans de cisaillements horizontaux, comme ceux qui sont visibles dans la majeure partie des dépôts intra-cirques, indique un état de confinement important. Cependant, les plans de cisaillement obliques ou sub-horizontaux semblables à ceux que nous pouvons typiquement observer dans les dépôts d’avalanche de débris du Piton Défaud (Rivière des Galets) ou de Saint-Gilles, suggèrent la mise en place du dépôt par plusieurs glissements successifs. Ces glissements successifs ne sont pas nécessairement très éloignés dans le temps compte tenu de la parfaite similitude lithologique et morphologique des dépôts de brèches d’avalanches de part et d’autre du plan de glissement (Fig. III.27a). Nous pouvons également envisager que ces dépôts successifs puissent se faire au cours d’une seule et même avalanche de débris mais dont le front d’écoulement pourrait être caractérisé par des lobes (*ou langues frontales*) qui s’écouleraient les uns sur les autres (Fig. III.27b).

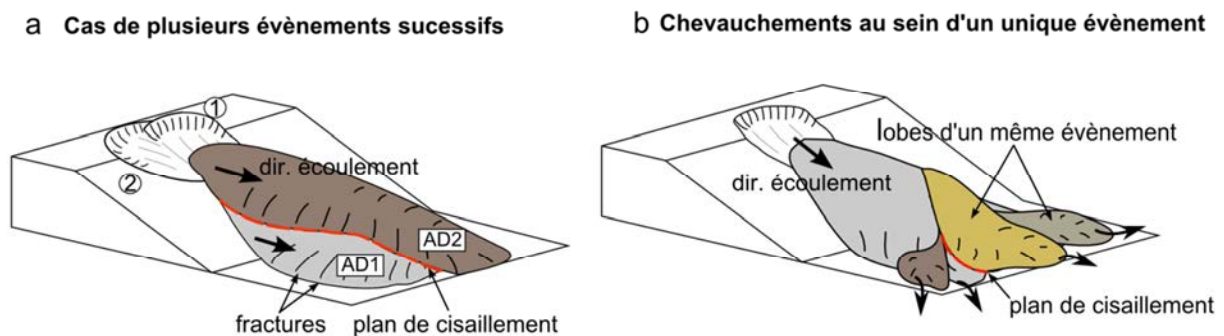


Figure III.27. Modèle de formation de plans de cisaillement horizontaux dans les dépôts d’avalanches de débris. (a) Les dépôts sont mis en place par plusieurs évènements successifs séparés par un plan de cisaillement horizontal. (b) Le dépôt s’est formé au cours d’un seul évènement, mais le front de l’écoulement montre la formation de lobes qui se chevauchent, permettant ainsi le développement de plans de cisaillement horizontaux entre les lobes superposés.

4.2.3 *Etats des dykes et figures de fluidalité*

La présence au sein des dépôts de dykes basaltiques dont la structure générale est intacte mais qui sont parfois déformés confirme le caractère non turbulent des avalanches de débris. On les retrouve principalement dans les dépôts intra-cirques et également dans les dépôts hors cirques de la Rivière des Galets. Ils seraient donc le témoin de dépôts de zone proximale où l’écoulement se ferait initialement par glissement sans mélange et turbulences notables. Les dykes fracturés sont rares, voire inexistant, dans les dépôts littoraux de Saint-Gilles et de la Rivière Saint-Etienne. Cette observation suggère un changement de mécanisme d’écoulement entre le début et la fin de l’avalanche de débris. Cette tendance semble confirmée par le recensement des figures de fluidalité et des injections de matrice dans les fractures. Les figures de fluidalité sont plus nombreuses dans les dépôts littoraux que dans les dépôts intra-cirques à l’exception des dépôts de brèches de la Rivière des Galets qui en présentent peu. Le recensement des injections de matrice dans les fractures (filons clastiques) suit globalement la même répartition que les figures de fluidalité. Nous interprétons donc les figures de fluidalité, ainsi que les injections de matrice dans les fractures comme les conséquences de mécanismes distaux. La perte de confinement topographique et lithostatique permet une circulation plus libre du matériel de la matrice fine qui n’est plus soumis à un strict déplacement par glissement comme c’était le cas en milieu confiné. Les fractures formées au cours du transport par accommodation du cisaillement s’élargissent et permettent l’injection de matrice dont la granularité est très probablement réduite à ce stade. La déstructuration totale de la masse rocheuse sur toute son épaisseur en zone distale permet également la formation de petites cellules turbulentes impliquant de la matrice fine et qu’il est possible de mettre en évidence dans certaines figures de fluidalité. Nous pouvons alors émettre l’hypothèse que l’augmentation de la dilatance en partie distale soit favorable à l’étalement et à l’aspiration de matériel fin dans les fractures déjà ouvertes. De même, il est envisageable que de grosses fractures s’ouvrent au moment du dépôt, alors que le matériel granulaire a perdu sa dilatance. Dans ce cas le système de dépôt, rigide et qui poursuit son déplacement sous l’effet de l’inertie, peut subir des fracturations et l’individualisation de méga-blocs. Les grande fractures qui s’ouvrent sont alors injectées, par « appel du vide », par du matériel matriciel fin provenant de l’avalanche. Dès lors, l’ouverture de ces grandes fractures favorise, localement, le déclenchement de l’écoulement de matériel fin à l’intérieur de l’espace ouvert dans ces fractures.

4.3 Directions d’écoulement

Plusieurs indices permettant de reconstituer les directions d’écoulement sont visibles à l’affleurement. Nous proposons ici une synthèse réalisée à partir des observations macroscopiques de terrain. Elle est affinée dans le chapitre IV à partir des mesures de l’anisotropie de la susceptibilité magnétique réalisées sur les dépôts. Nos observations de terrain nous permettent de présenter sous la forme d’un tableau (Tab. III.2) et d’une carte (Fig. III.28) les valeurs moyennes des principales mesures des structures directionnelles réalisées sur le terrain et des directions d’écoulement qui en découlent, pour chacun des affleurements étudiés.

	Imbrications	Elongations	Fractures	Stries	Failles et plans de cisaillement
Cap la Houssaye	N30°-50°SE	N300°	N160°-25°SW N100°-40°S	N320° N270°	N105°-45°N
Plateau Caillou	N65°-70°S	N260°	N80°-70°S		
Bassin Aigrettes – Malheur		N280°	N040-30°NE		
Rivière des Galets affleurement de Piton Défaud	N100°- 40°S N10°-70°E N70°-70°S	N006° N340°	N20°-20°E		N20°-15°E
Rivière des Galets Brèche centrales		N290°			
Rivière St-Etienne	N100°-20°S	N240°	N80°-30°S		
Sentier des Orangers	N20° -80°E	N250°	N75°-50°E N110°-80°E		
Ti Col –La Brèche	N150°-84°W	N205°			
Pont du Bras Rouge	N170°-30°E	N240°	N30°-25°E N90°-15°E		
Ilet de Bois Rouge	N175-20°E	N254°	N160°-40°W N10°-15°E		
Fleurs Jaunes		N200°			
Sentier de Burel		N245°	N80°-70°S N112°-82°S		
Ilet à Calebasse			N45°-50°S	N137° ¹	
Ilet aux Bananiers	N130°-20°E	N64° N55°		N45°	
Ilet à Vidot		N40°		N100°	

Tableau. III.2. Tableau récapitulatif des orientations moyennes des différentes structures recensées et mesurées sur l’ensemble des sites d’étude.

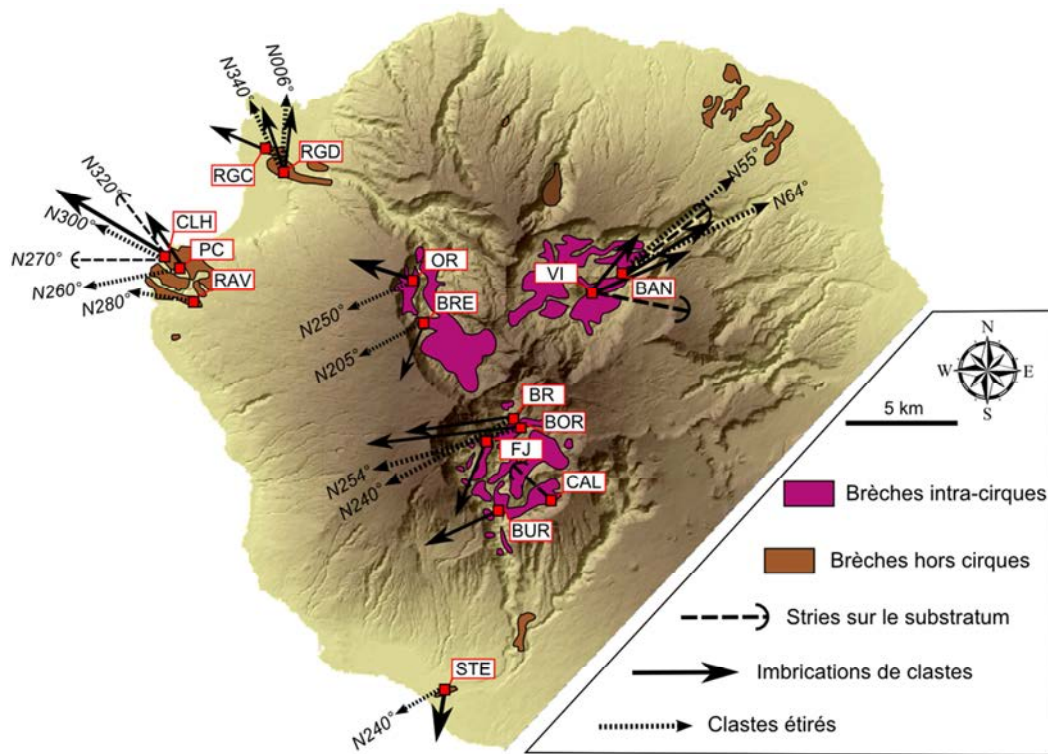


Figure III.28. Directions de déplacement moyennes supposées des avalanches débris déterminées à partir du recensement et de la mesure d’indices de direction d’écoulement : les stries, les blocs éclatés/étirés et les plans d’imbrication des clastes. PC : Plateau Caillou, BA : Bassin à Aigrettes–Malheur, RGD : Piton Défaud, RGC : Brèche du centre de la Rivière des Galets (lit), STE : Brèche de la Rivière Saint-Etienne, OR : Orangers, BRE : lieu-dit La Brèche-Ti Col, BR : Bras Rouge, BOR : Bois Rouge, FJ : Fleurs Jaunes, BUR : Sentier de Burel, CAL : Ilet à Calebasse, VI : Ilet à Vidot, BAN : Ilet aux Bananiers.

Les indices les plus clairs pour reconstituer les directions d’écoulement sont les stries présentes sur le substratum de certains dépôts, au Cap La Houssaye et dans le Cirque de Salazie principalement. Les directions mesurées sur ces deux sites restent cohérentes avec la pente de l’édifice volcanique et indiquent avec précision la direction d’écoulement. Ces stries indiquent au moins la direction du transport au moment du dépôt, alors que les avalanches de débris ont perdu leur dilatance et que le *système de dépôt* exerce une friction sur le substratum lors de son arrêt. Au niveau du Cap La Houssaye, qui se trouve dans la partie extrêmement distale de l’écoulement, deux directions de stries sont mesurées. À ce moment-là, l’étalement horizontal de la masse rocheuse en éventail permet la formation de stries de directions différentes sur le substratum. De la même façon, les deux dépôts du Cirque de Salazie présentent des directions de stries légèrement divergentes ce qui suggérerait, si les dépôts sont liés à une avalanche de débris unique, une déstabilisation très importante en direction du nord-ouest avec un étalement relativement précoce de l’écoulement. Cependant, nous ne pouvons

pas exclure la possibilité d’un écoulement en contexte de confinement topographique ou les différents lobes frontaux de l’avalanche se chevaucheraient et présenteraient ainsi des directions légèrement divergentes.

Les seconds indices très fréquents à l’affleurement indiquant une direction d’écoulement sont les plans d’imbrication des clastes et les sens d’étirement des clastes à fracturation *jigsaw* présentant une forme « *en queue de comète* ». Les imbrications de clastes mesurées au sein des Brèches de Saint-Gilles (Cap La Houssaye et Plateau Caillou – L’Eperon) donnent une direction d’écoulement vers le nord-ouest comme cela est largement admis. Plus en amont, les imbrications recensées au niveau du sentier de la Canalisations des Orangers et du dépôt de La Ti Col – La Brèche montrent une orientation cohérente avec les imbrications mesurées sur le littoral. Ces données suggèrent l’existence d’une déstabilisation de flanc très importante avec transport vers l’ouest. Les directions extrêmes que suggèrent les imbrications de clastes au niveau du Cirque de Mafate sont très proches de celles des limites de déstabilisations proposées par Bret *et al.*, (2003 ; Fig. III.29).

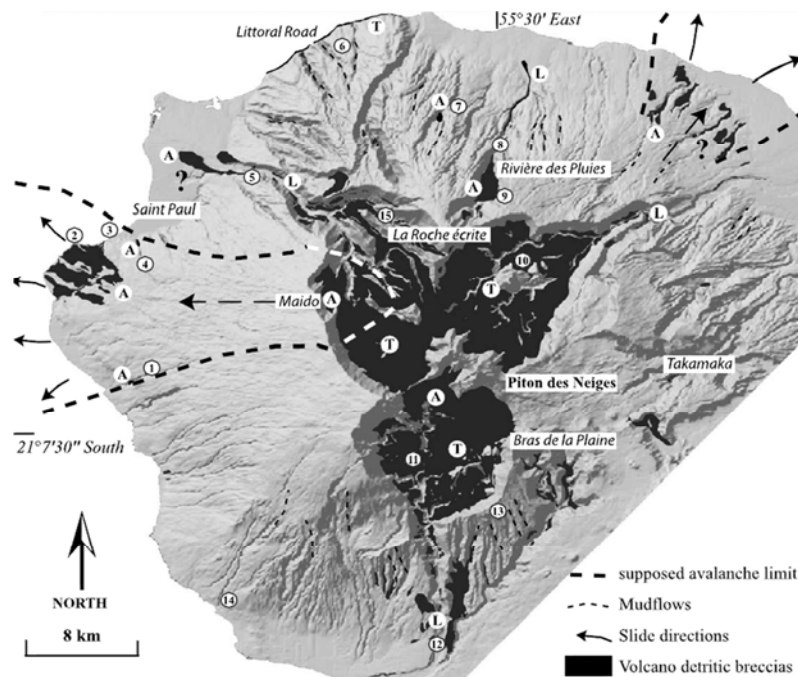


Figure III.29. Limites des déstabilisations majeures des flancs subaériens du Piton des Neiges (Bret *et al.*, 2003).

Les mesures de directions d’étirement des clastes à fracturation *jigsaw* viennent étayer cette hypothèse est indiquent une direction WSW au niveau du sentier de la Canalisations des Orangers et NW pour Ti Col–La Brèche.

Au niveau de la rivière des Galets, les imbrications du dépôt d’avalanche de débris du Piton Défaud indiquent une direction d’écoulement globalement orientée vers le nord que ce soit pour l’unité déposée au-dessus du grand plan de cisaillement ou pour l’unité sous-jacente. Si cet important dépôt est constitué, comme sous l’avons proposé précédemment, de deux évènements successifs séparés par un plan de cisaillement, les deux avalanches de débris se sont écoulées dans la même direction. Cependant, la légère différence d’orientation (NNO pour la partie inférieure et NNE pour la partie supérieure) pourrait corroborer l’éventualité de deux écoulements successifs très peu divergents sauf, s’il ne s’agit que d’un seul et unique évènement dont les lobes frontaux divergeraient.

Les directions d’étirement des clastes étirés en forme de « *queue de comète* » indiquent exactement la même direction de transport qui ne semble *a priori* pas dans l’axe de l’exutoire actuel du Cirque de Mafate. Les imbrications de clastes mesurées dans les dépôts d’avalanches de débris de la Rivière Saint-Etienne indiquent une direction d’écoulement vers le sud-ouest. Cela est assez cohérent avec une déstabilisation secondaire ayant affecté les dépôts brèchiques primaires de La Pointe en rive gauche du Bras de la Plaine (Kieffer, 1990b).

À l’intérieur du Cirque de Cilaos, les imbrications et élongations recensées présentent des orientations atypiques et peu homogènes. Les dépôts de fond de cirque (pont du Bras Rouge et Ilet du Bois Rouge) semblent être associés à des écoulements se déplaçant vers l’ouest. Ces directions sont très différentes de celles proposées vers le sud par Lacquement et Nehlig (2008). Nos observations s’accordent davantage avec les conclusions de Chaput, (2013) qui propose une direction d’écoulement vers l’ouest pour ces dépôts de fond de cirque, tout au moins pour la brèche du Pont du Bras Rouge. Le dépôt brèchique de l’Ilet du Bois Rouge étant vraisemblablement moins altéré et donc plus récent, serait associé à un écoulement orienté vers l’ouest mais postérieur à celui du Bras Rouge. Les dépôts de Fleurs Jaunes et de Burel présentent tous deux des indices pour un écoulement orienté globalement vers le sud-ouest. Ces deux dépôts appartiennent au grand ensemble de la Brèche 2 de Cilaos décrit par Chaput (2013) et témoigneraient alors d’une déstabilisation importante alimentant une avalanche de débris qui s’est écoulée vers le sud-ouest. Cette hypothèse est confortée par l’espacement des affleurements et par leurs similitudes lithologiques, morphologiques et texturales (cf. : [tableau synthétique du tableau III.1](#)). Enfin, le dépôt de l’Ilet à Calebasse montre des indices d’écoulement vers le nord-ouest. En considérant le faible volume de ce glissement et de sa très faible maturité morpho-lithologique, il s’agirait vraisemblablement

d’un petit glissement de flanc de faible volume complètement distinct des autres ensembles brèchiques présents dans le Cirque de Cilaos.

5 Conclusions partielles

Les principales conclusions que nous avons pu tirer de nos études de terrain et de l’analyse des affleurements permet de tirer des leçons sur la dynamique de mise en place des avalanches de débris de l’île de La Réunion. Nous pouvons faire des propositions qui seront discutées à la lumière de nouvelles analyses morphologiques et exoscopiques des éléments rocheux constitutifs des dépôts d’avalanches de débris dans le Chapitre 4.

➤ Mécanismes de mise en place

- Interprétés avec d’autres indices de maturité de l’écoulement, l’espacement des clastes néo-formés au sein des clastes à structure en *jigsaw cracks* semble être un excellent indice des conditions de confinement durant l’écoulement de la masse rocheuse. De plus, l’absence de dispersion des éléments dans la matrice (préservation des clastes éclatés) suggère (1) leur éclatement à proximité de la zone de préservation et le caractère globalement non-turbulent de l’écoulement.
- La présence de dykes fracturés mais non désintégrés et dispersés dans la matrice des dépôts d’avalanches de débris confirme le caractère non turbulent de l’écoulement en domaine proximal.
- Un gradient de vitesse vertical au sein de la masse rocheuse est mis en évidence par la fracturation atypique des dykes emballés dans les dépôts d’avalanches de débris. Ce gradient semble plus important en partie proximale que distale.
- La multiplication du nombre de fractures sub-verticales dans les zones distales fait suite à une accommodation de la masse rocheuse dans l’espace disponible moins contraint suite à une perte de confinement topographique ou lithostatique.
- Les injections de matrice et les figures de fluidalité recensées principalement sur des dépôts médians et distaux sont interprétées comme étant liées à une perte de confinement. Cependant, de petites cellules turbulentes peuvent s’individualiser localement et entraîner du matériel de la matrice dans les fractures.

- L'étalement latéral des avalanches de débris se rencontre habituellement dans les domaines très distaux. Cet étalement semble pouvoir apparaître de façon plus précoce au sein d'une avalanche de débris si l'absence de contrôle par la topographie le permet.

- Il n'est pas exclu que dans les zones d'écoulement topographiquement confinées les lobes frontaux de l'écoulement se chevauchent donnant ainsi des directions de dépôts légèrement divergentes, ce que nous pourrions interpréter comme de l'étalement latéral.

➤ **Dépôts Réunionnais**

- **Les dépôts des brèches de Saint-Gilles** présentent l'ensemble des indicateurs suggérant une forte maturité des dépôts issus d'une ou plusieurs déstabilisations alimentant des avalanches de débris qui s'écoulent vers l'ouest. Ces avalanches se déplacent sur une longue distance qui conduit le matériel à un degré de fracturation avancé. Les différences, en particulier en termes de zéolitisation, observées entre les différentes unités des brèches de Saint-Gilles mettent en évidence l'enracinement profond des déstabilisations de flancs. Ces déstabilisations profondes alimentent des dépôts du Cap La Houssaye. Une déstabilisation plus superficielle conduit aux dépôts du Plateau Caillou et du Bassin Aigrette – Malheur. Les observations lithologiques et texturales vont dans le sens d'une succession d'évènements de taille conséquente. La perte de confinement en partie distale, mise en évidence par le phénomène d'étalement latéral, est très nette pour ces formations.

- **Le dépôt du Piton Défaud (Rivière des Galets)** semble être un dépôt très proximal dont la source se situerait au SSE de la position actuelle du dépôt. L'avalanche ne serait donc pas issue du Cirque de Mafate par le canyon de la Rivière des Galets comme cela fut souvent proposé. Le dépôt résulte semble-t-il de deux déstabilisations successives et rapprochées dans le temps issue d'une source relativement superficielle. Les structures recensées suggèrent un dépôt proximal résultant d'un écoulement volumineux ou bien plus modeste mais chenalisé dans un environnement topographiquement confiné. Les dépôts brèchiques situés au centre de la Rivière des Galets sont beaucoup plus matures et altérés. Ces caractéristiques suggèrent une plus longue distance de transport vers l'ouest. Les deux dépôts ne sont pas apparentés aux mêmes déstabilisations.

- **Les dépôts de la Rivière Saint-Etienne** présentent les caractéristiques d'un écoulement typiquement distal en milieu très peu confiné probablement de faible volume et ayant subi un

phénomène d’étalement important. La direction d’écoulement vers le SW et les caractéristiques du dépôt sont compatibles avec une remobilisation secondaire depuis les dépôts de La Pointe – L’Entre Deux.

- **Les dépôts de Ti Col – La Brèche** sont des brèches très peu matures dont les matériaux sont probablement issus d’une déstabilisation superficielle du massif volcanique. L’écoulement est de volume important et semble avoir évolué dans un milieu soumis à de fortes contraintes de confinement topographique et lithostatique. Les caractéristiques lithologiques et texturales en particulier en termes de rapport matrice/bloc et la direction d’écoulement supposée vers le NW permettent de rapprocher ces dépôts des Brèches de Saint-Gilles.

- **Les dépôts du sentier de la Canalisation des Orangers** sont des dépôts très proximaux résultant d’un écoulement vers l’WSW d’une masse rocheuse de très grand volume probablement issue d’une déstabilisation profondément enracinée dans l’édifice volcanique. L’état de maturation de la masse rocheuse met en évidence un confinement lithostatique et topographique extrêmement important, typique des zones latérales des avalanches de débris. Les caractéristiques lithologiques et texturales des dépôts permettent de les corrélés à l’unité BrI des Brèches de Saint-Gilles.

- **Les dépôts du Pont de la Rivière Bras Rouge** suggèrent une importante déstabilisation avec un écoulement vers l’ouest d’une masse rocheuse de grand volume provenant d’une zone profonde de l’édifice volcanique. Les structures et l’état de maturation de la brèche indiquent que le dépôt est très proximal et que l’écoulement s’est produit dans un milieu très confiné.

- **Les dépôts de l’Ilet du Bois Rouge** sont des brèches très peu matures qui témoignent de l’écoulement d’une masse rocheuse de grand volume vers l’ouest dans une zone très proximale et très confinée. La très faible zéolitisation du dépôt permet de le distinguer du dépôt du pont du Bras Rouge qui se trouve à proximité. Cette avalanche de débris serait donc plus récente et les matériaux transportés proviendraient d’une zone plus superficielle de l’édifice volcanique que le dépôt du Bras Rouge.

- **Le dépôt de Fleurs Jaunes** présente les caractéristiques lithologiques et texturales de dépôts d’avalanches de débris proximaux. L’absence totale d’injections de matrice indique un confinement extrême probablement lié au déplacement d’une masse rocheuse de grand volume dans une zone topographique très étroite. La direction d’écoulement supposée vers le

SSW et les caractéristiques du dépôt permettent de distinguer clairement ces dépôts de ceux du pont du Bras Rouge et de Bois Rouge comme cela fut proposé par Chaput, (2013).

- **Le dépôt de Burel** présente des caractéristiques d’un dépôt intermédiaire (semi-proximal) résultant d’un écoulement vers le SSW. Ce dépôt peut être corrélé avec le dépôt très proximal de Fleurs Jaunes. Les figures de fracturations indiquent un environnement moins confiné et une maturation intermédiaire des éléments rocheux en rapport avec une distance de transport relativement importante.

- **Le dépôt de l’Ilet à Calebasse** résulte d’une déstabilisation superficielle d’un très petit volume rocheux déplacé sur une courte distance. La masse rocheuse s’est écoulée vers l’ouest dans un environnement non confiné ce qui a conduit à une très faible maturation des clastes.

- **Les dépôts du Cirque de Salazie** sont issus d’une déstabilisation profonde impliquant de gros volumes rocheux déplacés vers le NE. Les sites de l’Ilet à Vidot et de l’Ilet aux Bananiers présentent un degré de maturité intermédiaire. La perte de confinement lithostatique est clairement mise en évidence comme l’atteste un étalement latéral précoce intra-cirque.

Chapitre IV

Etudes morphométriques morphoscopiques et granulométriques : Application aux particules des dépôts d’avalanches de débris volcaniques (La Réunion) vs. non volcaniques (Blackhawk)

“Clouds are not spheres, mountains are not cones, coastlines are not circles, and bark is not smooth, nor does lightning travel in a straight line. Nature is infinitely complex” Benoît Mandelbrot, The fractal geometry of nature, 1982.

1 Introduction et mise en œuvre

Les études de terrain et le recensement des structures remarquables que l’on trouve au sein des dépôts d’avalanches de débris ont permis, dans le chapitre précédent, de mettre en évidence à l’échelle de l’affleurement certains mécanismes physiques actifs au cours de l’écoulement. Nous avons, principalement, pu montrer le degré de maturité d’un dépôt au travers de l’étude de sa structure mais aussi l’importance qu’exerce le confinement, qu’il soit d’ordre lithostatique ou de nature topographique, dans la mise en place de structures qui constituent des indices de la grande mobilité des avalanches de débris, comme les clastes à structure en *jigsaw*.

Mises en évidence par Ui et Glicken, (1986), les structures en *jigsaw* sont interprétées comme une preuve de l’existence de la fracturation à grande et petite échelles dans une avalanche de débris (Komorowski et Glicken, 1991). Les structures en *jigsaw* sont à présent considérées comme les témoins majeurs du processus de désintégration dynamique (Schneider et Fisher 1998 ; Pollet et Schneider, 2004 ; Davies et McSaveney, 2006). La désintégration dynamique n’est un concept proposé que depuis une quinzaine d’années et qui semble permettre d’expliquer l’extrême mobilité des avalanches de débris sans la mise en jeu d’un élément de fluidification comme la glace (Lucchitta, 1978 ; McSaveney, 1978), l’air (Kent, 1966), ou les particules fines (Hsü, 1978 ; Hsü, 1975) ou de lubrification comme une semelle saturée en eau (Johnson, 1978 ; Voight et Sousa, 1994) ou un coussin d’air (Shreve, 1968 ; Fahnestock, 1978). La désintégration dynamique implique la fragmentation des particules rocheuses au cours du transport par collisions inter-particules entraînant la libération d’énergie élastique qui permet de maintenir la dilatance de la masse rocheuse et par conséquent de contribuer à la grande mobilité de l’écoulement (*cf.* Chapitre I). La désintégration dynamique s’accompagne d’une réduction granulométrique par friction et collision des particules au sein de la masse rocheuse. Cependant, comme les précédents modèles (lubrification et fluidification), le processus de désintégration dynamique est basé sur des observations à grande échelle et souffre du manque de quantification de l’état de la masse rocheuse au cours de l’écoulement pour être proposé comme un processus réaliste.

Nous consacrons donc cette partie à l’étude de l’évolution de la masse rocheuse à petite échelle au cours de l’écoulement pour mieux comprendre la contribution du processus de désintégration dynamique à la mobilité des avalanches de débris. Nos analyses seront basées

sur le développement d'un nouveau protocole d'étude morphométrique et des études granulométriques et exoscopiques. L'analyse morphométrique des particules rocheuses l'avalanche de débris fait intervenir le calcul de la circularité mais aussi, pour la première fois, la dimension fractale pour suivre l'évolution morphologique des particules au cours du transport. Nos principales analyses ont été menées sur les dépôts d'avalanches de débris volcaniques de l'île de la Réunion, mais des analyses ont également été menées sur l'avalanche de débris non volcanique calcaire de Blackhawk (USA), afin de pouvoir comparer l'évolution de la masse rocheuse en fonction du type de matériel mobilisé. Ces bases de données numériques, permettant la quantification des processus d'évolution subis par la masse rocheuse au cours d'une avalanche de débris, et nos investigations de terrain nous permettront de préciser les mécanismes de transport à toutes les échelles. Nous pourrions alors mieux comprendre les processus qui contrôlent l'importante mobilité des avalanches de débris.

Sur l'île de la Réunion, 16 sites de dépôts d'avalanches de débris ont été échantillonnés pour conduire les études morphométriques, exoscopiques et granulométriques (Fig. V.1). Les sites sont répartis sur le littoral où l'on trouve les brèches dites « hors-cirques », mais également dans les dépôts d'avalanches de débris intra-cirques. Sur le littoral, nous avons échantillonné les brèches de Saint-Gilles (Cap La Houssaye, Plateau Caillou et Bassin Aigrette – Malheur), mais également les dépôts latéraux et centraux de la Rivière des Galets. Dans le cirque de Mafate nous avons échantillonné l'affleurement à proximité du captage de la canalisation à proximité de l'Ilet des Orangers et l'affleurement de Ti Col – La Brèche qui se situe dans la partie plus interne du cirque. Dans le Cirque de Cilaos, nous avons échantillonné les sites de l'Ilet du Bois Rouge, du Pont du Bras Rouge, de Fleurs Jaunes, de Burel, de la Rivière Saint-Etienne et de l'Ilet à Calebasse. Enfin, le Cirque de Salazie comporte deux sites d'échantillonnages, l'Ilet à Vidot sur la rive gauche de la rivière du Mât et l'Ilet aux Bananiers.

Les sites de prélèvement sont très variés en termes de distance de transport et appartiennent à des unités brèchiques différentes comme nous l'avons décrit dans le Chapitre III. Ainsi, nous avons pu appliquer nos analyses à du matériel ayant subi des conditions de transport différentes et donc de pouvoir établir avec précision les mécanismes en action à plusieurs stades de l'évolution des avalanches de débris.

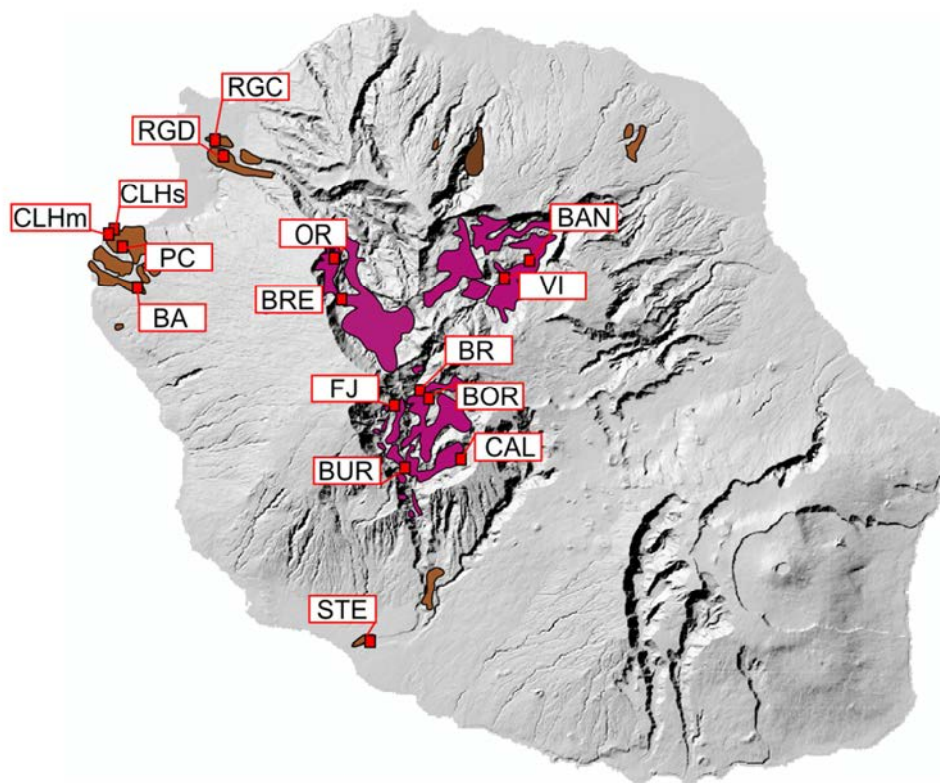


Figure IV.1. Localisation des dépôts d’avalanches de débris du Piton de Neiges (intra-cirque en marron et hors-cirque en rose) et des sites d’échantillonnage. **CLHm** : Milieu du dépôt brèche du Cap La Houssaye, **CLHs** : Semelle du dépôt brèche du Cap La Houssaye, **PC** : Plateau Caillou, **BA** : Bassin Aigrettes – Malheur, **RGD** : Piton Défaud, **RGC** : Brèche du centre de la Rivière des Galets, **STE** : Brèche de la Rivière Saint-Etienne, **OR** : Orangers, **BRE** : lieu-dit La Brèche-Ti Col, **BR** : Bras Rouge, **BOR** : Bois Rouge, **FJ** : Fleurs Jaunes, **BUR** : Sentier de Burel, **CAL** : Ilet à Calebasse.

2 Les méthodes d’analyses morphométriques

La morphométrie repose sur l’étude et l’analyse géométrique des objets afin de caractériser leur forme et leur surface. Le but ici est d’attribuer à chaque particule des valeurs numériques caractérisant sa forme. En morphométrie classique la caractérisation des particules s’appuie sur la longueur, la largeur et l’aplatissement des particules. Ces valeurs permettent de calculer des facteurs de formes dont les plus courants sont : la sphéricité, la circularité, la convexité et l’élongation (Hentschel et Page, 2003 ; Patchigolla et Wilkinson, 2009). Nous avons choisi dans ce travail de déterminer la circularité des particules étudiées, car c’est le facteur de forme le plus pertinent pour visualiser l’évolution générale selon toutes les

dimensions de l'objet (Bouwman *et al.*, 2004). La caractérisation de l'état de la surface d'une particule est par contre moins aisée (Winkelmolen, 1982). C'est la mise en œuvre des travaux de Mandelbrot sur la dimension fractale des objets qui permettra une approche précise pour la quantification de l'état de surface d'une particule (Ordford, 1983). La circularité et la caractérisation de l'état de surface (avec la dimension fractale) semblent être une combinaison très convenable pour la description générale d'une particule (Bouwman *et al.*, 2004) et en déduire son état de maturation. Ici, la dimension fractale et la circularité sont déterminées à partir d'images numérisées de particules prélevées sur nos 16 sites d'étude.

2.1 Les outils d'analyses morphométriques

2.1.1 Protocole d'acquisition des données

2.1.1.1 Objets d'étude

Les analyses morphométriques, mesure de la dimension fractale et de la circularité, décrites ci-après (*cf.* 1.2 et 1.3) ont été menées sur deux catégories distinctes d'échantillons (Fig. IV.2). Sur chacun de nos 16 sites d'étude, des échantillons ont été prélevés au sein de la matrice des dépôts, composée de petits clastes individuels, mais également au sein des structures éclatées à fractures en *jigsaw*. Les blocs échantillonnés dans les structures en *jigsaw* sont des particules néoformées qui sont restées cohérentes sans dispersion dans la matrice en dépit de la fragmentation subie par le bloc initial.

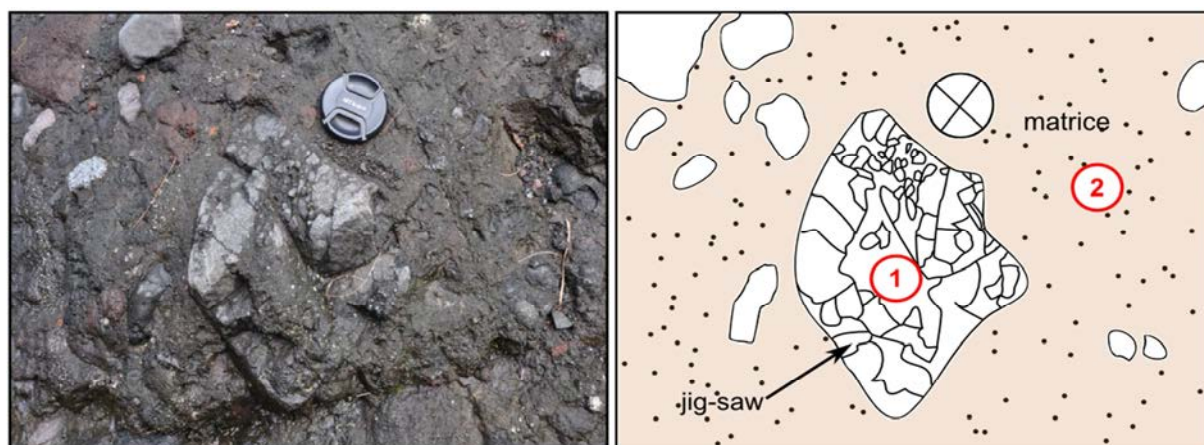


Figure IV.2. Photographie et schéma interprétatif des deux catégories de matériel échantillonné pour les études morphométriques. (1) les blocs (clastes néoformés) issus de structures à fracture en *jigsaw*, (2) petits clastes individuels issus de la matrice.

Des clastes provenant des structures à fractures en *jigsaw* d’une section maximale 500 mm à 5 mm (divisés en 5 intervalles de taille) et des clastes individuels d’une taille comprise entre 50 mm à 80 μm (divisés en 6 intervalles de taille) ont été analysés. Pour chaque classe de taille, 50 particules de chacun des deux types de clastes ont été étudiées, soit un total de 8800 particules.

2.1.1.2 Traitement de l’image

Afin de pouvoir être traitée numériquement et soumise à des analyses morphométriques en série, chaque particule doit être représentée par une image binaire en deux dimensions (silhouette). Pour cela, chacune des particules a été scannée à l’aide d’un scanner haute résolution (2400 x 4800 dpi, 3.8 DMax). La résolution est exprimée en dpi et correspond au nombre de pixels que le scanner est capable de distinguer sur une surface d’un pouce (6,45 cm^2). La densité maximum, DMax correspond aux contrastes détectés par le scanner sur une échelle de 0 à 4.

Les images scannées obtenues sont ensuite binarisées lors d’une opération de traitement d’image visant à représenter l’image par deux classes de pixels, des pixels noirs et des pixels blancs. La binarisation se fait par rapport à un seuil de coloration, les pixels au-dessus du seuil deviennent noirs et ceux en dessous deviennent blancs. Le seuil de binarisation a été ajusté après plusieurs tests manuels successifs. La binarisation d’une image est précédée par un traitement gamma (Farid, 2001 ; Capra *et al.*, 2006) permettant de modifier la distribution tonale de l’image et la rendre le plus sombre possible, ce qui optimise nettement la binarisation. À partir d’une image binarisée (en noir et blanc) les mesures morphométriques sont possibles. Chaque image binarisée de particule scannée est traitée à l’aide dans le logiciel ImageJ® (Rasband, 2007) accompagné du *plug-in* FracLac® (Kaperien, 2007) qui permet la mesure automatique de la dimension fractale et de la circularité des particules (Crawford et Mortensen, 2009). Le protocole de traitement de l’image est présenté par la [figure IV.3](#).

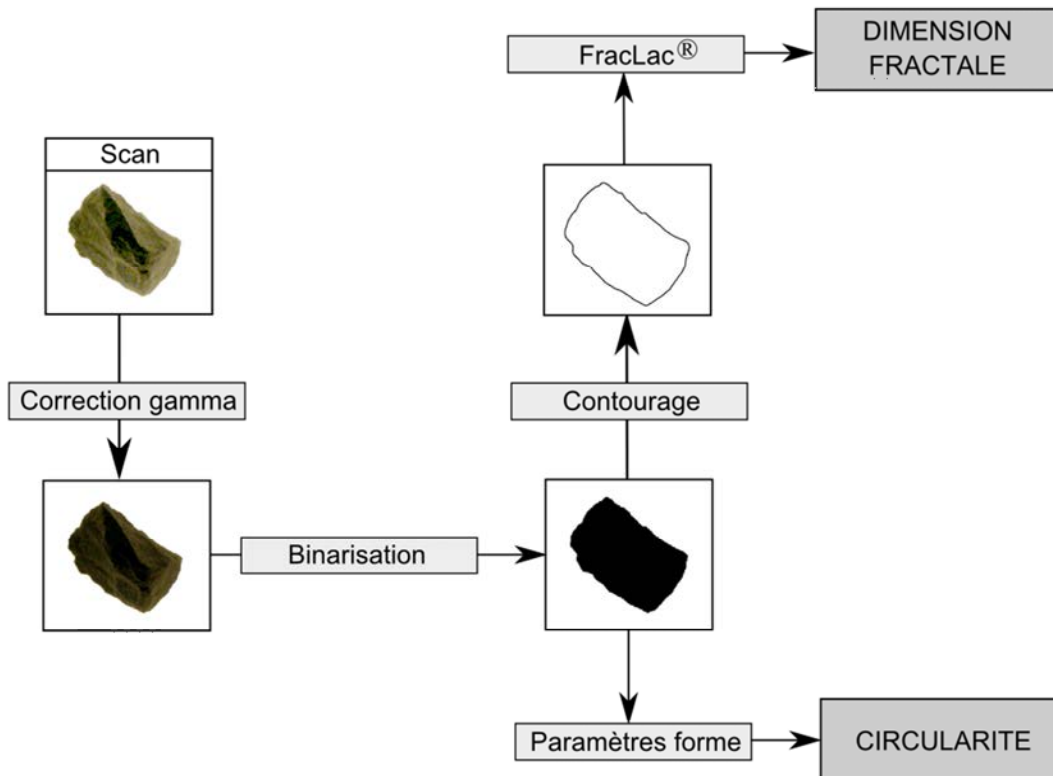


Figure IV.3. Protocole de traitement d’image à l’aide du logiciel ImageJ®.

2.1.2 La dimension fractale

2.1.2.1 Définition et premières approches

Les formes naturelles irrégulières sont difficilement descriptibles par la géométrie euclidienne classique. Dans le but de mettre en œuvre un outil permettant leur description et en s’appuyant sur les travaux préliminaires réalisés par Richardson dans les années 60 (Richardson, 1961), Mandelbrot introduit en 1967 la notion de géométrie fractale. Il est le premier à définir ce néologisme dérivé du latin « *fractus* » (brisé) et démontre dès 1982 son utilisation universelle en appliquant cette méthode à la détermination précise du périmètre des côtes de la Grande-Bretagne (Mandelbrot, 1983). Son concept de géométrie fractale a pour objectif de décrire des objets complexes aux formes irrégulières qui ne peuvent être représentés par des formes simples (ligne droite, cercle, cube, etc.) de façon satisfaisante. Il

met en évidence dans sa « *théorie de la rugosité* » que, suivant l’échelle à laquelle l’objet est observé, nous pouvons prendre en compte des détails et des anfractuosités qui n’apparaissent pas à plus grande échelle. Au lieu d’utiliser des cartes à différentes échelles, nous pouvons, et cela revient au même, modifier la longueur de notre instrument de mesure, c’est-à-dire, le pas de mesure. De ce fait, avec une « *règle* » d’un kilomètre nous obtiendrons une longueur moindre qu’avec une « *règle* » d’un centimètre (Fig. IV.4).

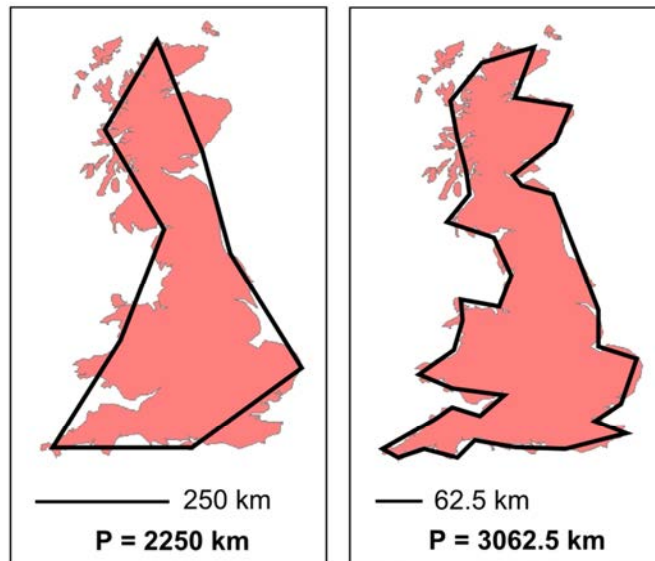


Figure IV.4. Mesures du périmètre des côtes de la Grande-Bretagne avec des pas de mesure différents. Le périmètre total augmente lorsque le pas de mesure diminue (modifié d’après Mandelbrot, 1983).

Les travaux de Mandelbrot s’appuient sur les travaux préliminaires de Von Koch en 1904. La courbe de Von Koch, définie comme « [...] *un exemple de courbe continue sans tangente, obtenue par une construction géométriquement élémentaire* » et qui est l’un des premiers objets fractals à avoir été étudié, même si le terme fractal n’a été introduit que plus tard. La construction de la courbe de Von Koch est basée sur le principe suivant (Fig. IV.5). Le segment de droite initial est divisé en trois segments de longueur égale. Il, peut alors former un triangle équilatéral ayant pour base le segment médian obtenu précédemment. Ce processus est réitéré à l’infini pour chacun des segments obtenu à chaque étape. On parle alors d’homothétie interne régulière, c’est-à-dire que la géométrie est identique à toutes les échelles. Le nombre d’itérations réalisées déterminera l’ordre de l’homothétie interne, par exemple, si le processus de division est réalisé 3 fois, on parlera d’homothétie interne régulière d’ordre 3.

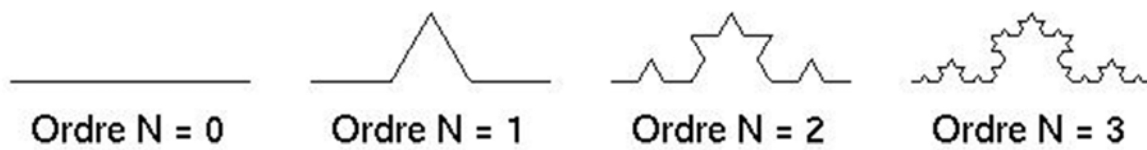


Figure IV.5. Itérations successives conduisant à la formation de la courbe de Von Koch.

Cependant, dans la réalité, rares sont les homothéties internes régulières. Mandelbrot (1983) explique que l’homothétie interne n’est pas rigoureusement géométrique dans le cas d’objets naturels, mais qu’il s’agit plutôt d’une sorte de ressemblance détaillée de l’objet entier. Chacune des parties d’un objet fractal reproduit sa totalité. Ils présentent ainsi un aspect tout à fait identique quelle que soit l’échelle considérée.

2.1.2.2 Mise en œuvre mathématique

L’expression mathématique de ces phénomènes récurrents a été développée initialement dans les travaux de Richardson (1953) qui a reporté sur un graphique en coordonnées bilogarithmiques la longueur $L(\eta)$ de différentes frontières, ou portions de rivage, en fonction de la longueur du pas de mesure utilisé (η). Il remarque que les points obtenus pour un même objet avec différents pas de mesure s’alignent de façon quasi parfaite suivant une pente sensiblement négative (Fig. IV.6).

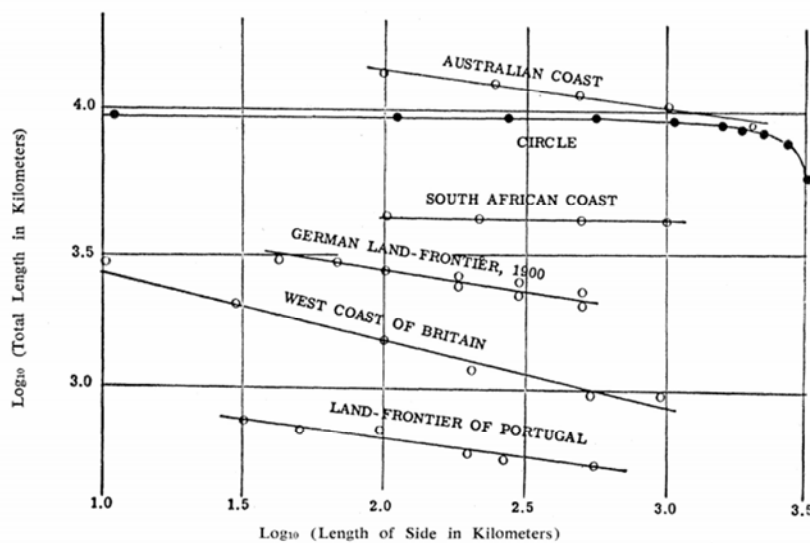


Figure IV.6. Log du périmètre mesuré total en fonction du Log du pas de mesure utilisé (Mandelbrot, 1983 modifié d’après Richardson 1953).

Ainsi, la notion de dimension fractale mathématique résulte de l’apparition d’une relation linéaire stable quand le logarithme du périmètre total estimé L est mis en relation avec le pas de mesure η . C’est en partant de ce constat simple et en introduisant la notion d’homothétie que Richardson (1953) a pu établir la première expression mathématique de la dimension fractale. Sachant que, dans le cadre de la géométrie euclidienne classique, la dimension topologique d’une ligne est de dimension 1, qu’une surface est de dimension 2 et qu’un volume est de dimension 3, alors l’homothétie est définie ainsi :

- Dans le premier cas, considérons un segment de droite de dimension $[0 ; 1]$: il peut être pavé de $N = n$ parties de forme $\left[\frac{h-1}{n}; \frac{h}{n}\right]$. Chaque partie de longueur $\frac{1}{n}$ est homothétique au segment initial dans le rapport $r(N) = \frac{1}{n}$, où (r) est le rapport d’homothétie.
- Dans le second cas, considérons un rectangle de dimension $\left[\frac{h-1}{n}X; \frac{h}{n}X\right] \times \left[\frac{h-1}{n}Y; \frac{h}{n}Y\right]$. Chaque partie du rectangle d’aire $\frac{XY}{n^2}$ est homothétique au rectangle initial dans le rapport $r(N) = \frac{1}{n}$, où (r) est le rapport d’homothétie.
- On généralise de même pour un cube (volume) pavé de $N = n^3$ parties homothétiques du tout dans le rapport $r(N) = \frac{1}{n}$, où (r) est le rapport d’homothétie.

Ces trois constats permettent d’aboutir à l’expression de la dimension fractale Df d’un objet telle que (Equation IV.1) :

$$Df = -\frac{\ln N}{\ln r(N)} = \frac{\ln N}{\ln\left(\frac{1}{r}\right)} \quad \text{(Equation IV.1)}$$

Contrairement à la géométrie euclidienne classique, la géométrie fractale va permettre de déterminer une dimension complémentaire pour un objet complexe (à condition qu’il présente une homothétie interne). La complexité de cet objet fera qu’il ne sera ni vraiment une ligne de dimension 1, ni vraiment un plan de dimension 2. Sa dimension fractale sera un nombre réel compris entre 1 et 2 suivant son degré de complexité et d’homothétie interne. Plus concrètement, si nous traçons avec précision une ligne très complexe en augmentant de plus en plus son irrégularité, la ligne finira par s’approcher d’une surface. Sa dimension sera donc ni 1 ni 2, mais une dimension intermédiaire typique des objets fractals. Ainsi, la valeur Df augmentera quand la complexité du contour de l’objet augmentera et diminuera quand le

contour sera davantage lissé (Fig. IV.7). C’est cette propriété de la géométrie fractale que nous exploiterons dans nos mesures morphométriques. Plus la Df d’une particule d’avalanche de débris sera élevée, plus cette dernière présentera d’anfractuosités. Au contraire, plus la Df sera faible et plus la particule sera lisse.

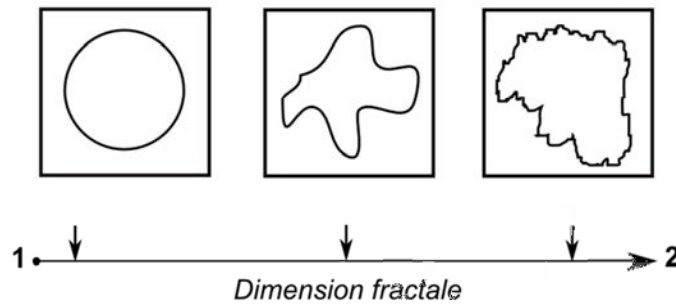


Figure IV.7. Evolution de la dimension fractale d’un objet en fonction de la complexité de sa silhouette. Plus le contour sera lisse plus la dimension fractale tendra vers 1.

2.1.2.3 Méthode de calcul

Il existe plusieurs méthodes de calcul de la dimension fractale d’un objet par analyse d’images numérisées. Les plus utilisées actuellement sont : la méthode Caliper (Kaye, 1990), la méthode par dilatation (Flook, 1978), l’*Euclidian distance mapping* (Danielsson, 1980) et la méthode de Mikowski-Bouligan ou *box-counting* (Liebovich *et al.*, 1989 ; Sarkar et Chaudshuri, 1994 ; Li *et al.*, 2009). Pour nos mesures morphométriques, nous avons utilisé la méthode de Mikowski-Bouligan dont nous allons décrire le protocole en détail.

La méthode de Mikowski-Bouligan est particulièrement bien adaptée au calcul de la Df d’un objet fractal qui n’a pas de similitude interne, comme par exemple la côte de la Grande-Bretagne, ou une particule lithique d’une avalanche de débris. Son avantage principal est de pouvoir se prêter à des calculs effectifs (par ordinateur) du comptage de carrés, donnant une valeur approchée de la dimension de n’importe quel objet fractal dont on a une image. La base de la méthode consiste à recouvrir l’objet considéré par une maille de N carrés de côté ε de plus en plus petite et de ne compter que le nombre de carrés N_ε qui recouvriront une partie du contour de l’objet. Ainsi, si les carrés sont de côtés ε , c’est en appliquant un agrandissement de $\frac{1}{\varepsilon}$ qu’on obtient le carré de longueur 1. Chacun de ces petits carrés est donc une miniature

du carré de côté 1. Si l’on note N_ε le nombre de carrés nécessaires au recouvrement du contour de l’objet, sa dimension fractale s’exprimera de la façon suivante (Equation IV.2) pour ε assez petit :

$$Df \approx \frac{\ln(N_\varepsilon)}{\ln\left(\frac{1}{\varepsilon}\right)} \quad (\text{Equation IV.2})$$

Plus formellement, nous obtiendrons la valeur de la dimension fractale de Minkowski-Bouligand en faisant tendre, grâce au calcul informatique, ε vers zéro (Equation IV.3) :

$$Df = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\ln(N_\varepsilon)}{\ln\left(\frac{1}{\varepsilon}\right)} \quad (\text{Equation IV.3})$$

Pour être plus précis, et ne pas retenir le périmètre obtenu avec une seule taille de carrés mais ceux obtenus à l’aide de plusieurs tailles, on utilise la méthode graphique pour déterminer la Df en considérant que le nombre N_ε de carrés recouvrant l’objet suit une loi de puissance de la forme suivante (Equation IV.4) où C est une constante :

$$N_\varepsilon = C \times \left(\frac{1}{\varepsilon}\right)^{Df} \quad (\text{Equation IV.4})$$

Ainsi, en prenant le logarithme de N_ε nous obtenons (Equation IV.5) :

$$\ln(N_\varepsilon) = Df \ln\left(\frac{1}{\varepsilon}\right) + \ln(C) \quad (\text{Equation IV.5})$$

$$\text{car, } \ln(ab) = \ln(a) + \ln(b) \text{ et } \ln(a^n) = n\ln(a)$$

De cette façon, en posant $Y = \ln(N_\varepsilon)$ et $X = \ln\left(\frac{1}{\varepsilon}\right)$, l’équation IV.5 s’exprime sous la forme $Y = dX + C$ ce qui signifie que le graphique de $Y = \ln(N_\varepsilon)$ en fonction de $X = \ln\left(\frac{1}{\varepsilon}\right)$ donne une droite dont la pente sera la valeur de la dimension fractale Df de l’objet considéré. En pratique, le logiciel ImageJ® et le plug-in FracLac permettent le calcul automatique des valeurs de N_ε suivant la valeur du côté des carrés (ε) choisie et placent les points correspondant sur un graphique (Fig. IV.8).

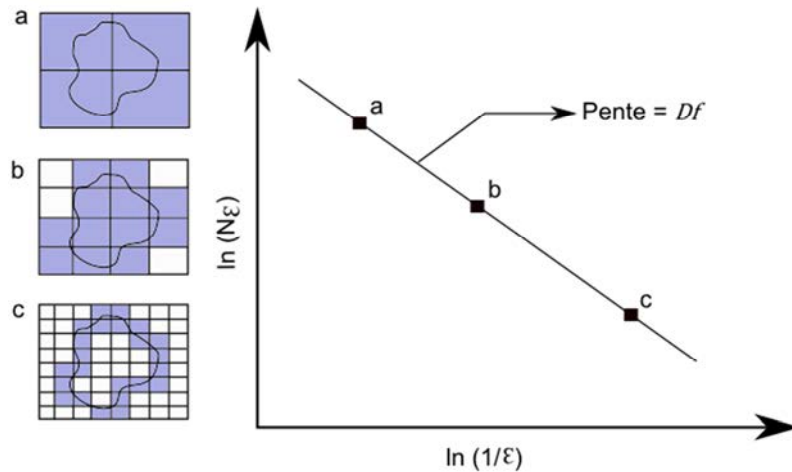


Figure IV.8. Détermination de la dimension fractale d’un objet par la méthode de Mikowski-Bouligan (*box-counting*).

2.1.2.4 Un exemple de mesure

Nous présentons ci-dessous une particule scannée issue de l’affleurement du Cap La Houssaye et les valeurs de dimension fractale et de circularité fournies par le logiciel d’analyse d’images ImageJ® (Fig.IV.9). La mesure du périmètre de la particule pour différents pas de mesure avec la méthode *box-counting*, détermine une dimension fractale de 1,0269.

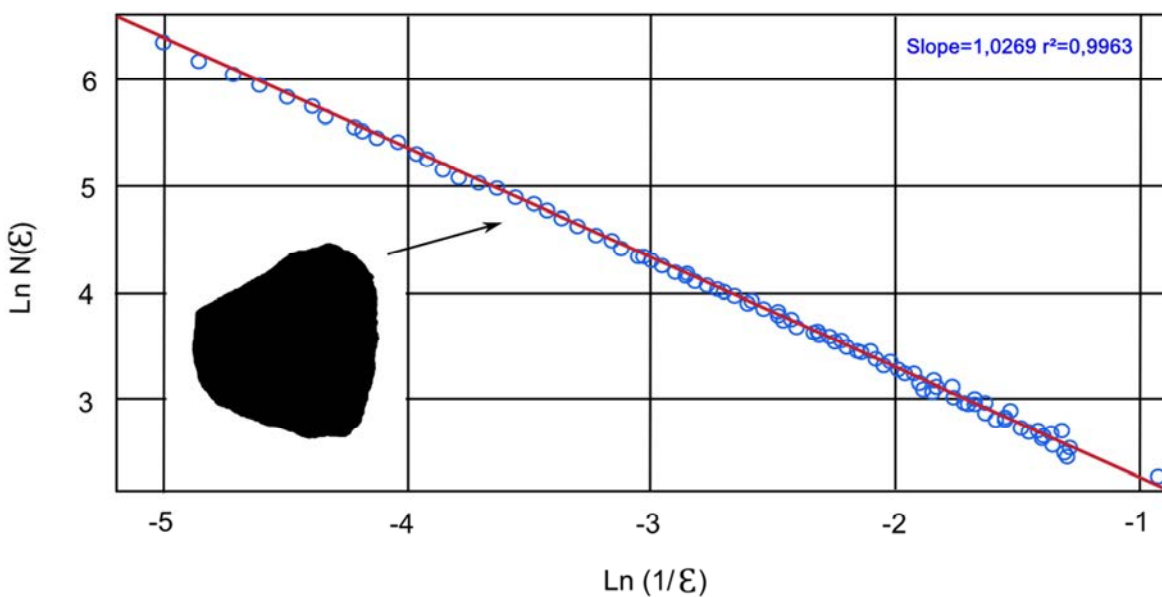


Figure IV.9. Détermination de la dimension fractale d’une particule scannée du site Cap La Houssaye. Le *plot* fourni par le logiciel ImageJ® permet la dimension de la pente de la droite et donc de la dimension fractale de la particule.

2.1.3 La circularité

2.1.3.1 Définition

Parmi les nombreux facteurs de forme utilisés pour d’écrire la morphologie d’un objet ou d’une particule, la circularité indique à quel point le contour de l’objet considéré se rapproche d’un cercle. Les facteurs de forme sont des grandeurs sans dimension utilisées en analyse d’images permettant de décrire numériquement la forme d’une particule indépendamment de sa taille. Ils sont systématiquement calculés à partir de dimensions mesurées, telles que le diamètre, l’aire, le périmètre, le centre de gravité, les moments, etc. Les quantités sans dimension obtenues représentent le degré de déviation par rapport à une forme idéale, dans ce cas rapport à un cercle. Les facteurs de forme sont généralement normalisés, c’est-à-dire que leur valeur varie de zéro à un. Un facteur de forme égal à 1 représente le cas idéal où l’objet étudié est semblable à la forme géométrique parfaite à laquelle on le compare.

2.1.3.2 Méthode de calcul

La circularité peut être calculée pour n’importe quelle forme à deux dimensions à condition que l’aire et le périmètre soient connus. La circularité est calculée à l’aide du logiciel ImageJ® en appliquant la formule suivante (Equation IV. 6) aux silhouettes des particules sélectionnées :

$$Cir = 4\pi \times \frac{A}{P^2} \quad (\text{Equation IV.6})$$

Avec A l’aire de la particule considéré et P son périmètre. Ainsi, une $Cir = 1$ signifiera que la forme est parfaitement circulaire et une $Cir = 0$ caractérisera une particule avec une géométrie opposée au cercle, typiquement un segment.

2.2 Analyses morphoscopiques au microscope électronique à balayage

Les observations au microscope à balayage électronique ont été conduites sur les deux catégories de particules étudiées : les clastes individuels et les particules fines de la matrice. Pour chaque site, une vingtaine de particules de chacune des deux catégories ont été observées après avoir été placées sur un disque de graphite et métallisée (pour l’évacuation des excès de

charges induits sur les échantillons par le flux d’électrons du microscope). L’intégralité des observations a été réalisée en mode électrons secondaires du microscope JEOL JSM-6460LV du Laboratoire CRP2A (Université Bordeaux Montaigne). L’observation directe couplée à l’analyse semi quantitative en configuration EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*) permet également d’identifier la composition des clastes lithiques et des minéraux libres de façon ponctuelle. L’analyse EDS est rapide et la détection des éléments chimiques (du bore à l’uranium) est réalisée simultanément. La limite de détection (en concentration) s’échelonne de 1 à 0,1 % pour les éléments de poids atomique moyen ou léger. Pour chaque analyse EDS effectuée, le volume de matière analysé est au minimum d’1 μm^3 .

Avant toute observation, les particules ont été nettoyées avec une méthode basée sur le protocole de préparation proposé par Komorowski *et al.*, (1991). Les particules provenant de nos sites d’étude de l’île de La Réunion étant particulièrement recouvertes et incrustées d’éléments argileux très fins, nous avons dû modifier le protocole de préparation de Komorowski *et al.*, (1991) qui avait été initialement établi pour les particules de l’avalanche de débris actuelle du Mont St. Helens (Tab.IV.1).

Protocole de nettoyage des particules d’avalanche de débris du Mont St. Helens proposé par Komorowski <i>et al.</i> (1991)	Protocole de nettoyage des particules d’avalanche de débris de l’île de La Réunion (ce travail)
<ul style="list-style-type: none"> - lavage dans un bain d’HCl à 10 % dans une cuve à ultrasons durant 1 à 3 minutes - rinçage à l’eau distillée - rinçage à l’acétone - séchage une nuit dans une étuve à 50°C 	<ul style="list-style-type: none"> - lavage dans une cuve à ultrasons durant 5 minutes - lavage dans un bain agité d’HCl à 10 % durant 7 minutes - rinçage à l’acétone - rinçage à l’eau distillée - immersion dans un bain de peroxyde d’hydrogène durant 12h - séchage une nuit dans une étuve à 50°C

Tableau IV.1. Comparaison des protocoles de nettoyage des particules issues d’une avalanche de débris. Mont St Helens (Komorowski *et al.*, 1991) vs. île de La Réunion.

2.3 Analyses granulométriques

2.3.1 Traitement des échantillons

Les analyses granulométriques ont été réalisées à sec sur les fractions d’échantillon de taille supérieure à 63 µm sur une colonne de tamis. La méthode de tamisage à sec consiste à séparer au moyen de tamis le matériel échantillonné en différentes fractions de > 50 mm à < 63 µm. Les refus (masses de matière retenues par chaque tamis) de chaque classe granulométrique sont ensuite pesés. Cette méthode est la seule basée sur la mesure de la masse de chaque classe granulométrique. La fraction massique de chaque refus est donnée par l’équation IV.7, avec W_f la fraction massique d’une classe granulométrique, W_{ct} la fraction massique de l’ensemble des classes granulométriques, M_r la masse d’une classe granulométrique et M_{ft} la masse de l’ensemble des classes granulométriques.

$$W_f = \frac{100M_f(100-W_{ct})}{M_{ft}} \quad (\text{Equation IV.7})$$

Les analyses granulométriques viennent compléter les études morphométriques et permettent de suivre l’évolution de la taille des particules au cours du transport. Nous raisonnerons en termes de nombre de particules par fraction granulométrique.

2.3.2 Un exemple de traitement des données

Malgré le biais relativement important induit par une approche en termes de nombre de particules, une dizaine de particules de l’échantillon total sont pesées et leur volume est calculé en posant l’hypothèse que chaque particule est une sphère. Les particules sélectionnées pour cette étape appartiennent aux fractions les plus grossières pour que la pesée soit assez précise. À partir des valeurs de volume et de masse des particules sélectionnées, nous en déduisons une densité moyenne du matériel de l’échantillon. La sélection d’une densité moyenne induit un biais d’autant plus important que les particules sont fines.

Exemple pour le site Cap La Houssaye : densité obtenue après détermination de la masse et du volume d’une dizaine de particule des fractions granulométriques les plus grossières (> 3150 µm) :

$$6,20 \text{ g/cm}^3 \text{ d'après la relation } \rho = \frac{\text{masse}_{(particule)}}{\text{volume}_{(particule)}}$$

Puis, en gardant l’hypothèse que les particules sont sphériques, le volume des particules de chaque fraction granulométrique (de la plus fine à la plus grossière) est calculé. Enfin, en multipliant le volume d’une particule de chaque échantillon par la densité moyenne du matériel, nous obtenons la masse d’une particule de chaque échantillon. Cela permet de déterminer la masse des particules de trop petite taille pour être pesées avec assez de précision. La dernière étape consiste à diviser la masse totale du refus par classe granulométrique par la masse d’une particule de la classe correspondante. Les résultats de chacune de ces étapes de calcul sont présentés dans le [tableau IV.2](#). Le nombre de particules par fraction sera classiquement représenté en fonction de la taille dans la partie *Résultats* de ce chapitre, développée ci-dessous.

Diamètre tamis (μm)	Masse du refus (g)	Volume d’une particule (cm^3)	Masse d’une particule (g)	Nombre de particules	Nombre de particules en (%)
5000	220	0,06545	0,40579	542	0,01
3150	150	0,01636558	0,101466572	1478	0,04
2000	87	0,0041888	0,02597056	3350	0,09
1250	74	0,00102266	0,006340469	11671	0,32
800	62	0,00026808	0,001662116	37302	1,01
630	51	0,00013092	0,000811733	62829	1,71
500	40	0,00006545	0,00040579	98573	2,68
400	32	$3,351 \cdot 10^{-5}$	0,000207764	154021	4,19
315	21	$1,6366 \cdot 10^{-5}$	0,000101467	206965	5,63
250	13	$8,1813 \cdot 10^{-6}$	$5,0723 \cdot 10^{-5}$	256290	6,97
200	8,8	$4,1888 \cdot 10^{-6}$	$2,59706 \cdot 10^{-5}$	338845	9,21
160	5,7	$2,1447 \cdot 10^{-6}$	$1,32969 \cdot 10^{-5}$	428670	11,65
125	4	$1,0227 \cdot 10^{-6}$	$6,34047 \cdot 10^{-5}$	630868	17,15
100	1,3	$5,236 \cdot 10^{-7}$	$3,24632 \cdot 10^{-5}$	400453	10,88
63	0,45	$1,3092 \cdot 10^{-7}$	$8,11733 \cdot 10^{-5}$	554370	15,07
< 63	0,2	$6,545 \cdot 10^{-8}$	$4,0579 \cdot 10^{-5}$	492866	13,40

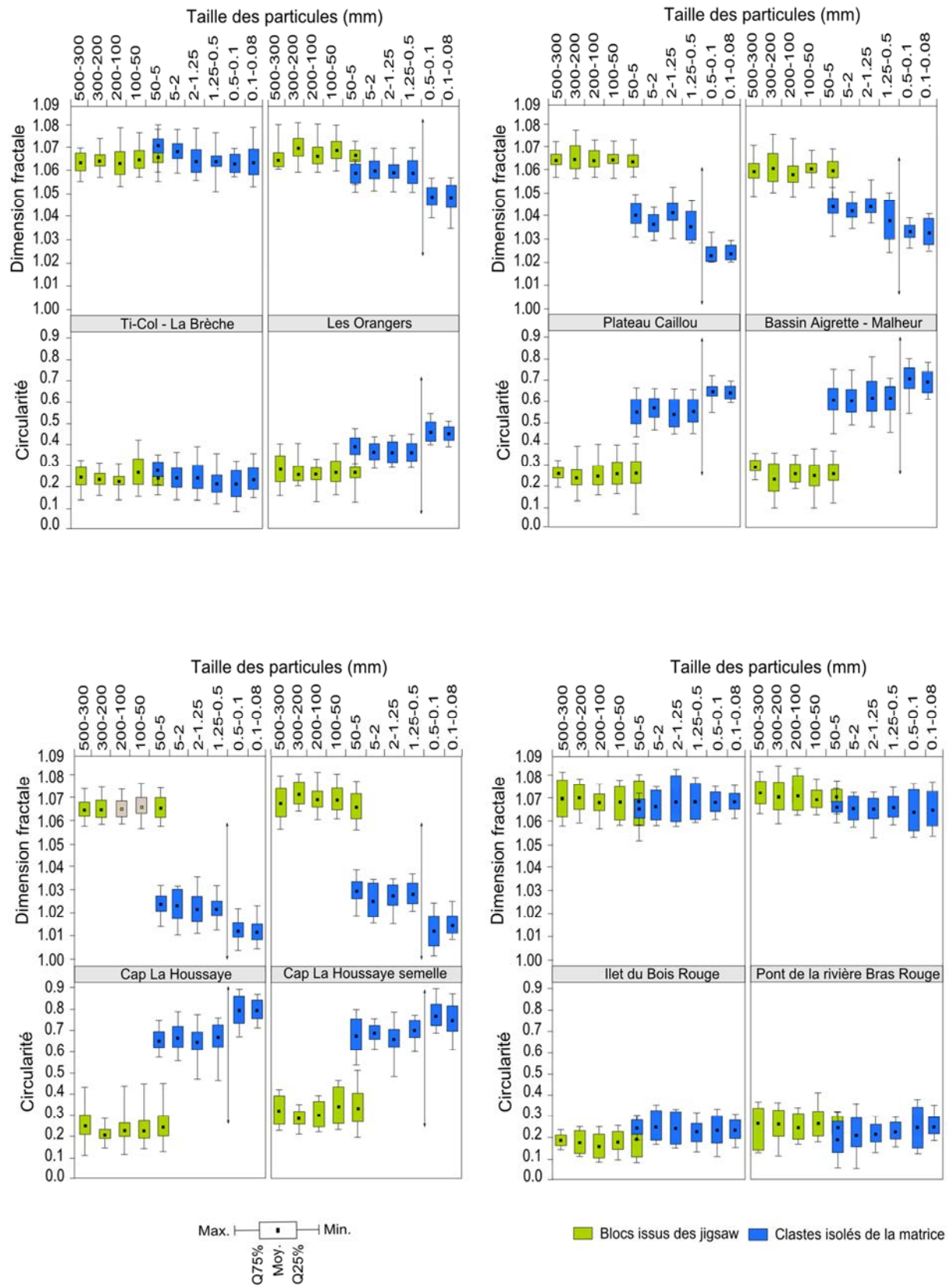
Tableau IV.2. Tableau présentant la masse des refus, le volume d’une particule pour chaque fraction granulométrique, la masse d’une particule pour chaque fraction granulométrique, le nombre de particules par fraction et le nombre de particules par fraction exprimé en pourcentage, après tamisage sur colonne sèche.

3 Résultats des analyses morphométriques et morphoscopiques des particules d’avalanche de débris de l’île de La Réunion

3.1 Les données morphométriques : dimension fractale et circularité

Les valeurs des paramètres considérés dans notre étude morphométrique, la dimension fractale et la circularité, sont données ci-après (Fig.IV.9) sous forme de box-plots. Ce mode de représentation est un moyen rapide pour illustrer le profil essentiel d’une série statistique quantitative. Le centre de la boîte, figuré par un carré noir représentant la moyenne de la série, les largeurs des deux parties de la boîte de part et d’autre de la moyenne rendent compte de la dispersion des valeurs situées au centre de la série. La boîte, délimitée par le premier quartile (Q25 %) en bas, et le troisième quartile (Q75 %) en haut, représente environ 50 % des valeurs. Les 50 autres pourcents sont représentés par les barres verticales supérieure et inférieure. La longueur des barres verticale supérieure et inférieure renseigne sur la dispersion des valeurs situées aux extrémités de la série : en haut les 25 % premiers pourcents des valeurs les plus fortes et en bas les 25 % pourcents des valeurs les plus basses. Les barres sont respectivement limitées en haut et en bas par la valeur maximale de la série et la valeur minimale. De façon générale, plus la boîte du diagramme est petite, plus les valeurs du milieu de la série sont homogènes. Au contraire, plus la boîte est grande, plus les valeurs du milieu de la série sont hétérogènes ou dispersées.

Les résultats sont présentés pour l’ensemble des sites étudiés sur la figure IV.10. L’ensemble des résultats des mesures est présenté en Annexe I. Chaque boîte représente la synthèse de 50 valeurs de dimension fractale et de circularité provenant des images scannées de 50 particules différentes d’une même classe granulométrique. Les données morphométriques concernant les clastes provenant de blocs à fractures en *jigsaw* sont représentées en beige et celles concernant les clastes individuels de la matrice en bleu. Pour chaque site d’étude, nous avons choisi de comparer la dimension fractale et la circularité sur un même diagramme. Ce mode de représentation permet d’avoir un aperçu de l’état de maturation des clastes au point de prélèvement dans les dépôts. Dès lors, il est possible de visualiser de façon synthétique l’évolution des deux paramètres en fonction de la distance à la source.



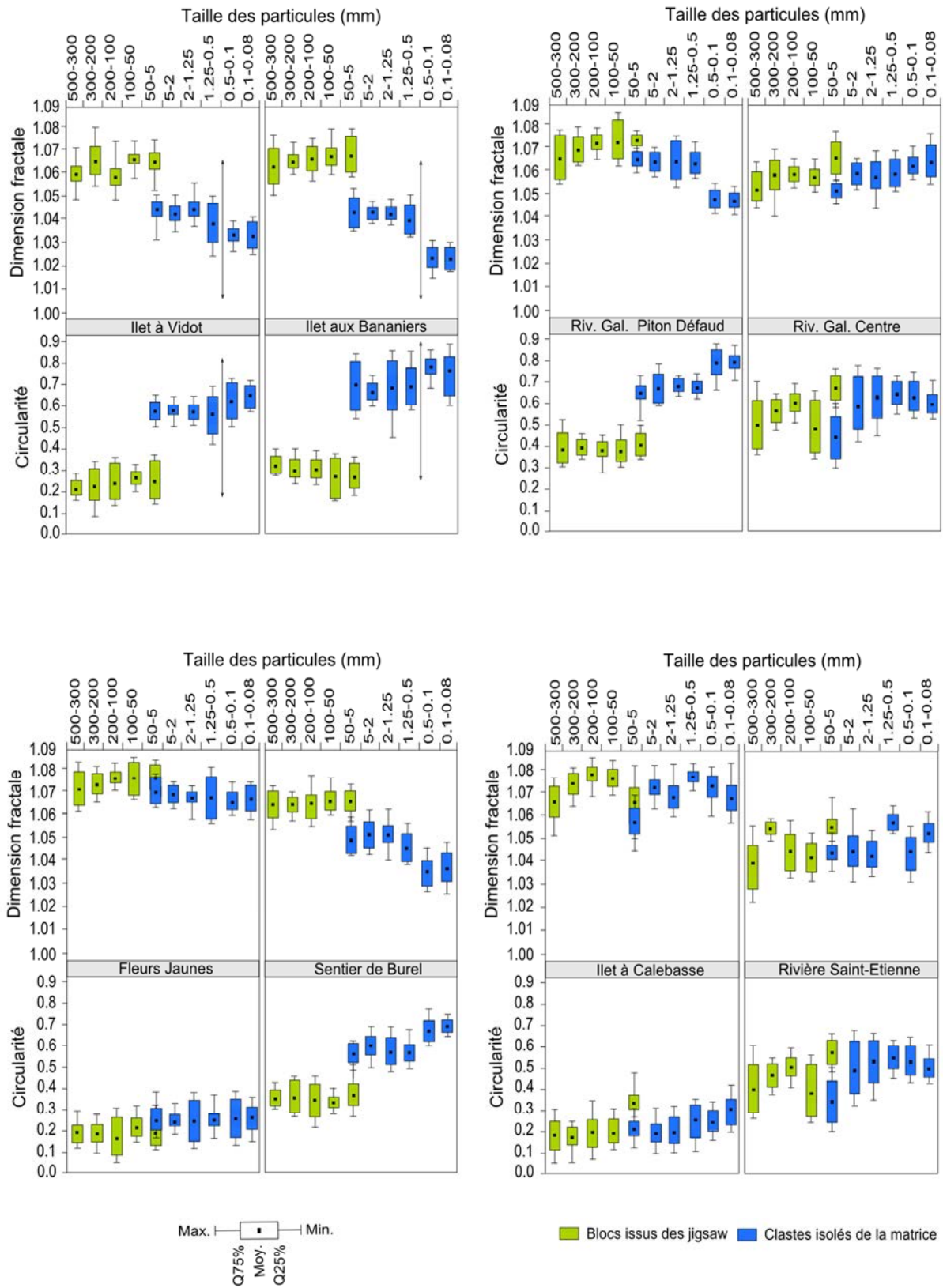


Figure IV.10. Données morphométriques de dimension fractale et de circularité représentées sous forme de box-plots. Les boîtes bleues correspondent aux clastes isolés de la matrice et les boîtes beiges aux clastes issus des *jigsaw*

➤ Dimension fractale

Les valeurs de dimension fractales demeurent relativement faibles pour l’ensemble des clastes étudiées, de l’ordre de 1,01 à 1,08, avec des valeurs moyennes extrêmes comprises entre 1,0228 et 1,0761. On remarque cependant, dans la plupart des sites de prélèvement, une disparité des valeurs entre les clastes à fractures en *jigsaw* et les clastes individuels dispersés dans la matrice. Les valeurs de dimension fractale pour les *jigsaw* sont, pour la majorité des sites, supérieures aux valeurs de dimension fractale des clastes individuels de la matrice. Pour autant, cette observation n’est pas vérifiée pour les sites très proximaux comme Ti-Col – La Brèche, Fleurs Jaunes, Pont de la Rivière Bras Rouge et l’Ilet du Bois Rouge, où les deux populations de particules présentent des dimensions fractales similaires. Plus un site est distal, en terme de distance supposée à la source (on suppose que le point de départ est le centre du massif du Piton des Neiges), plus grand est l’écart entre les valeurs de dimension fractale pour les *jigsaw* et les valeurs de dimension fractale pour les clastes individuels de la matrice (Tab. IV.3).

Site	Dist. supposé source (km)	<i>Df</i> moy. <i>jigsaw</i>	<i>Df</i> moy. clastes individuels
Ti-Col – La Brèche	6	1.0658	1.0668
Les Orangers	9	1.0668	1.0540
Plateau Caillou	22	1.0666	1.0370
Bassin Aigrettes – Malheur	23	1.0588	1.0396
Cap la Houssaye	25	1.0668	1.0185
Cap la Houssaye semelle	25	1.0686	1.0228
Ilet du Bois Rouge	4	1.0684	1.0668
Pont Bras Rouge	3.5	1.0669	1.0622
Fleurs Jaunes	4.5	1.0744	1.0761
Sentier de Burel	10	1.0636	1.0446
Ilet à Calebasse	?	1.0700	1.0678
Rivière St Etienne	?	1.0487	1.0455
Ilet à Vidot	6	1.0669	1.0351
Ilet aux Bananiers	9	1.0652	1.0256
Rivière des Galets (P.Défaud)	?	1.0714	1.0554
Rivière des Galets Centre	?	1.0601	1.0597

Tableau IV.3. Valeurs de dimension fractale moyenne pour chaque site et pour chaque catégorie d’échantillons. Les distances supposées à la source donnent une valeur approximative de la distance parcourue par l’avalanche de débris avant son dépôt en masse.

À titre d’exemple, les valeurs de dimension fractale pour le site très proximal de Ti-Col – La Brèche présentent moins de différences entre les deux populations de particules étudiées que les valeurs du site très distal du Cap La Houssaye. Nous notons que certains sites (Ilet à Calebasse, Rivière Saint-Etienne et Rivière des Galets Centre) présentent des valeurs de dimension fractale variables et ce quel que soit la population de particules considérée.

Pour la quasi-totalité de nos sites, sauf les sites énumérés ci-dessus présentant des distributions anarchiques, les valeurs de dimension fractale pour les clastes à fractures en *jigsaw* présentent une certaine stabilité, alors qu’une coupure nette apparaît entre deux classes granulométriques pour les clastes individuels. En effet, une baisse importante des valeurs de dimension fractale semble systématiquement apparaître pour les particules dont le diamètre est inférieur à 500 μm de diamètre. Cependant, cette coupure n’est pas marquée pour les sites très proximaux (Ti-Col – La Brèche, Pont de la Rivière Bras Rouge et Ilet du Bois Rouge), ni pour les sites présentant des valeurs de dimension fractale anarchiques.

➤ Circularité

Les valeurs de circularité présentent les mêmes variations intrinsèques que les valeurs de dimension fractale, avec des valeurs moyennes comprises entre 0,175 et 0,756 (Tab. IV.4). Pour la majorité de nos sites d’étude, les valeurs de circularité des clastes à fractures en *jigsaw* sont inférieures aux valeurs de circularité des clastes individuels de la matrice. Pour autant, tout comme la dimension fractale, cette observation n’est pas vérifiée pour les sites très proximaux (Ti-Col – La Brèche, Fleurs Jaunes, Pont de la Rivière Bras Rouge et l’Ilet du Bois Rouge) où les deux populations de particules présentent des valeurs de circularité du même ordre de grandeur. Plus un site est distant de la source, plus grand sera l’écart entre les valeurs de circularité des clastes individuels et des *jigsaw*. Nous notons que certains sites (Ilet à Calebasse, Rivière Saint-Etienne et Rivière des Galets Centre) présentent des valeurs de circularité variables, et ce quel que soit la population de particules considérée.

Les valeurs de circularité pour les clastes à fractures en *jigsaw* sont relativement stables, alors que pour les clastes individuels il apparaît également, comme pour la dimension fractale, une baisse systématique des valeurs pour les classes granulométriques d’un diamètre inférieur à 500 μm . Cependant, tout comme pour la dimension fractale, cette limite n’apparaît pas pour les sites très proximaux (La Brèche, Pont de la Rivière Bras Rouge et Ilet du Bois Rouge), ni

pour les sites présentant des valeurs de dimension fractale anarchiques (Ilet à Calebasse, Rivière Saint-Etienne et Rivière des Galets Centre).

Site	Dist. supposé source (km)	<i>CIR</i> moy. <i>jigsaw</i>	<i>CIR</i> moy. clastes individuels
Ti-Col – La Brèche	6	0.210	0.249
Les Orangers	9	0.264	0.398
Plateau Caillou	22	0.274	0.578
Bassin Aigrettes – Malheur	23	0.255	0.652
Cap la Houssaye	25	0.259	0.721
Cap la Houssaye semelle	25	0.289	0.728
Ilet du Bois Rouge	4	0.175	0.221
Pont Bras Rouge	3.5	0.241	0.220
Fleurs Jaunes	4.5	0.194	0.253
Sentier de Burel	10	0.356	0.625
Ilet à Calebasse	?	0.265	0.254
Rivière St.-Etienne	?	0.462	0.511
Ilet à Vidot	6	0.255	0.601
Ilet aux Bananiers	9	0.299	0.745
Rivière des Galets (P.Défaut)	?	0.383	0.756
Rivière des Galets Centre	?	0.584	0.591

Tableau IV.4. Valeurs de circularité moyenne pour chaque site et pour chaque catégorie d’échantillon. Les distances supposées à la source donnent une valeur approximative de la distance parcourue par l’avalanche de débris avant son dépôt en masse.

3.2 Les données granulométriques

Les données granulométrique présentées ci-dessous sont interprétées en termes de nombre de particules par classe de taille des particules. Les histogrammes du nombre de particules exprimé en % du nombre total de particules en fonction leur taille sont présentés en annexe (Annexe II). Il apparaît un net changement de granularité entre les sites selon leur distance supposée à la source de la déstabilisation. Les particules grossières, dont la taille est supérieure à 500 μm , sont relativement plus abondantes dans les sites considérés comme proximaux à intermédiaires (Tab. IV.5 ; La Brèche – Ti Col : 13,73 % ; Les Orangers : 12,38 % ; Ilet du Bois Rouge : 13,06 % ; Pont de la Rivière Bras Rouge : 12,76 % ; Fleurs Jaunes : 13,39 % ; Ilet à Calebasse : 13,64 % ; Burel : 10,40 % ; Ilet à Vidot : 10,04 % ; Ilet

aux Bananiers : 11,71 % ; Rivière des Galets Piton Défaud : 13,56 %). Au contraire, les sites considérés selon nos observations de terrain comme étant plutôt distaux présentent des pourcentages de particules grossières moins élevés (Tab. IV.5 ; Plateau Caillou : 6,68 % ; Bassin Aigrette – Malheur : 6,06% ; Cap La Houssaye : 6,61 % ; Cap La Houssaye semelle : 5,76 % ; Rivière Saint-Etienne : 5,62 % ; Rivière des Galets centre : 5,77 %). Le pourcentage de particules fines constituant la masse rocheuse augmente significativement avec la distance supposée de transport.

Site	Dist. supposé source (km)	Part. < 500 μm (% du total)	Part. > 500 μm (% du total)
Ti-Col – La Brèche	6	86,37	13,73
Les Orangers	9	87,62	12,38
Plateau Caillou	22	93,40	6,68
Bassin Aigrettes – Malheur	23	93,69	6,06
Cap la Houssaye	25	93,49	6,51
Cap la Houssaye semelle	25	94,27	5,76
Ilet du Bois Rouge	4	86,99	13,06
Pont Bras Rouge	3.5	87,31	12,72
Fleurs Jaunes	4.5	86,68	13,39
Sentier de Burel	10	89,69	10,40
Ilet à Calebasse	?	86,44	13,64
Rivière St.-Etienne	?	94,38	5,62
Ilet à Vidot	6	90,04	10,04
Ilet aux Bananiers	9	88,36	11,71
Rivière des Galets (P.Défaud)	?	86,52	13,56
Rivière des Galets Centre	?	94,21	5,77

Tableau IV.5. Pourcentage de particules > et < à 500 μm pour les différents sites d’étude. Les distances supposées à la source donnent une valeur approximative de la distance parcourue par l’avalanche de débris avant son dépôt en masse.

3.3 Observations morphoscopiques au microscope électronique à balayage

Les observations au microscope électronique à balayage des clastes isolés de la matrice ont révélé d’importants changements dans la morphologie des particules, non seulement en fonction des différents sites étudiés, mais également en relation avec la taille des particules considérées (Fig. IV.11). Il apparaît que les particules dont la taille est supérieure à 500 μm

présentent des micro-fracturations à structures en *jigsaw* semblables, toutes proportions gardées, à celles observées sur des clastes de plus grande taille à l'échelle de l'affleurement. Cette constatation est clairement vérifiée sur l'ensemble des sites, qu'ils soient proximaux ou distaux. Les micro-fracturations observées sont nettes et profondes et forment une structure typique en *jigsaw*. Les particules sont fracturées sans déplacement relatif des blocs néoformés (Davies et McSaveney, 2009). Cependant, nous n'avons pas pu confirmer avec certitude cette observation sur les particules provenant du centre de la Rivière des Galets et de la Rivière Saint-Etienne du fait de l'expression médiocre des fracturations sur la majorité des particules observées au microscope à balayage électronique.

Le constat est moins unanime pour les particules dont la taille est inférieure à 500 μm . Sur la grande majorité des sites de prélèvement intermédiaires à distaux, ces particules lithiques ne présentent aucune trace de micro-fracturation. Certaines particules montrent des irrégularités de surface, pouvant être à première vue interprétées comme de légères fractures. Elles ne peuvent cependant pas être considérées comme des micro-fracturations, mais plutôt comme des encoches abrasées par le transport. Au niveau des sites considérés comme très proximaux (Ti Col – La Brèche, Ilet du Bois Rouge, Pont de la Rivière Bras Rouge et Fleurs Jaunes), certaines particules dont la taille est inférieure à 500 μm présentent sporadiquement quelques micro-fracturations relativement franches. Les observations précédentes sont valables pour toutes les particules observées et cela quel que soit leur composition lithologique déterminée par l'analyse EDS (feldspath, olivine, quartz, verre basaltique).

En termes de morphologie, les observations au MEB sont en accord avec nos précédentes mesures morphométriques et les confirment. Plus les sites de prélèvement sont éloignés de la source, plus les particules observées présentent les traces d'une intense abrasion dans la matrice durant le transport.

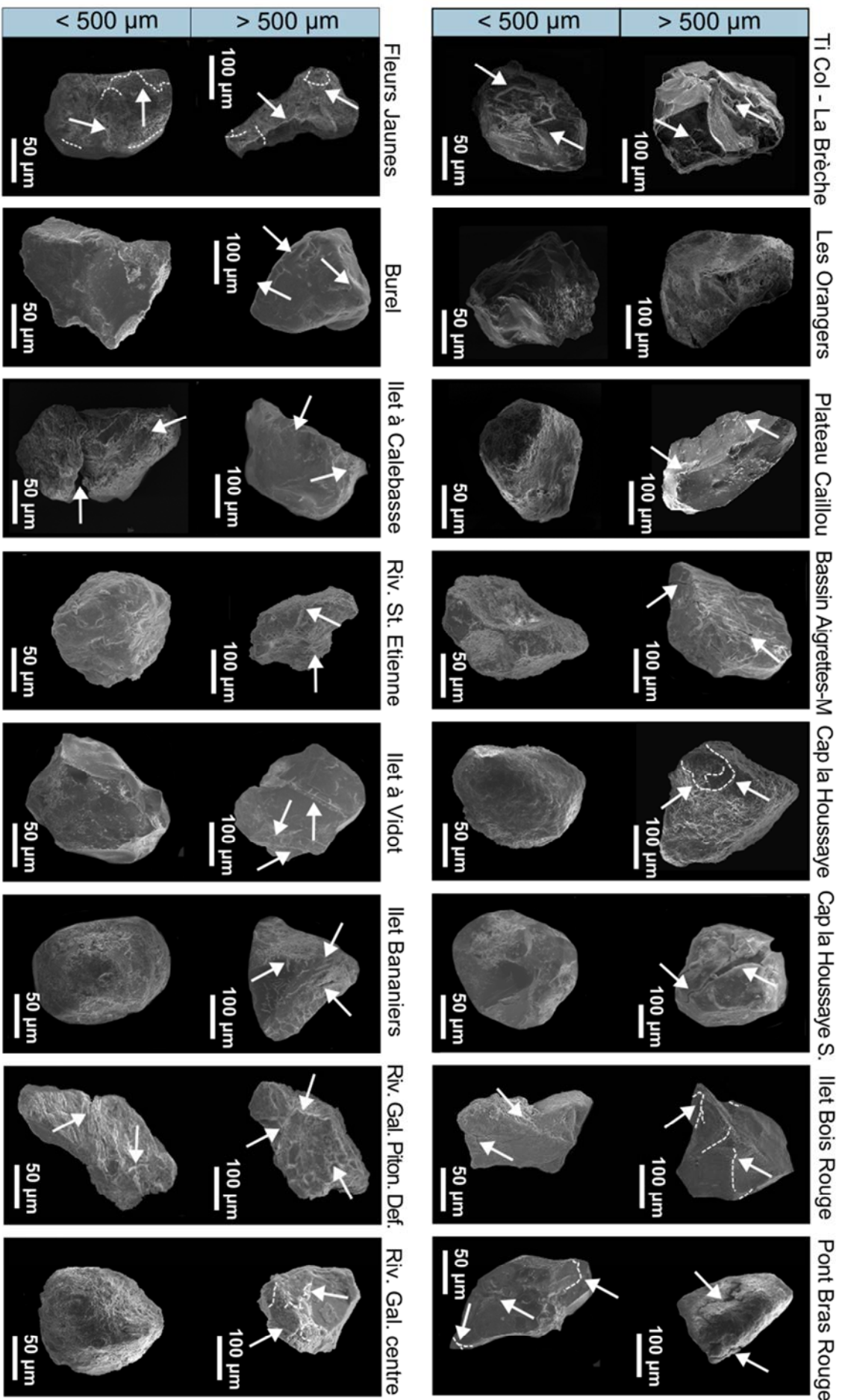


Figure IV.1.1. Photographies au microscope électronique à balayage des clastes isolés de la matrice des différents sites d'étude pour des tailles supérieures et inférieures à 500µm. Les flèches blanches indiquent les micro-fracturations. Les micro-fracturations peu visibles à cette échelle de représentation sont mises en évidence par des lignes discontinues blanches.

4 Résultats des analyses morphométriques et morphoscopiques des particules d’avalanche de débris du Blackhawk, USA

Dans le but de comparer les résultats obtenus par l’analyse morphométrique et granulométrique sur de nombreux clastes des avalanches de débris volcaniques étudiés sur l’île de La Réunion avec une avalanche de débris non volcanique, nous avons choisi d’appliquer notre méthodologie d’étude morphométrique aux dépôts de l’avalanche de débris de Blackhawk (Californie, USA). Cette nouvelle approche doit nous permettre d’établir un modèle plus général sur les mécanismes de transport des avalanches de débris, qu’elles soient volcaniques ou non.

4.1 Localisation et paramètres morphogéologiques

L’avalanche de débris de Blackhawk se situe au sud-est de la Lucerne Valley, le long de la bordure sud du désert de Mojave sur la pente nord du massif montagneux de San Bernardo, à environ 85 km à l’est de Los Angeles. L’ensemble du dépôt, en forme de lobe, est bordé par des levées hautes de 15 à 30 m et s’étend sur 8 km de long et 3,5 km de large pour une épaisseur comprise entre 10 et 30 m (Fig. IV.12).

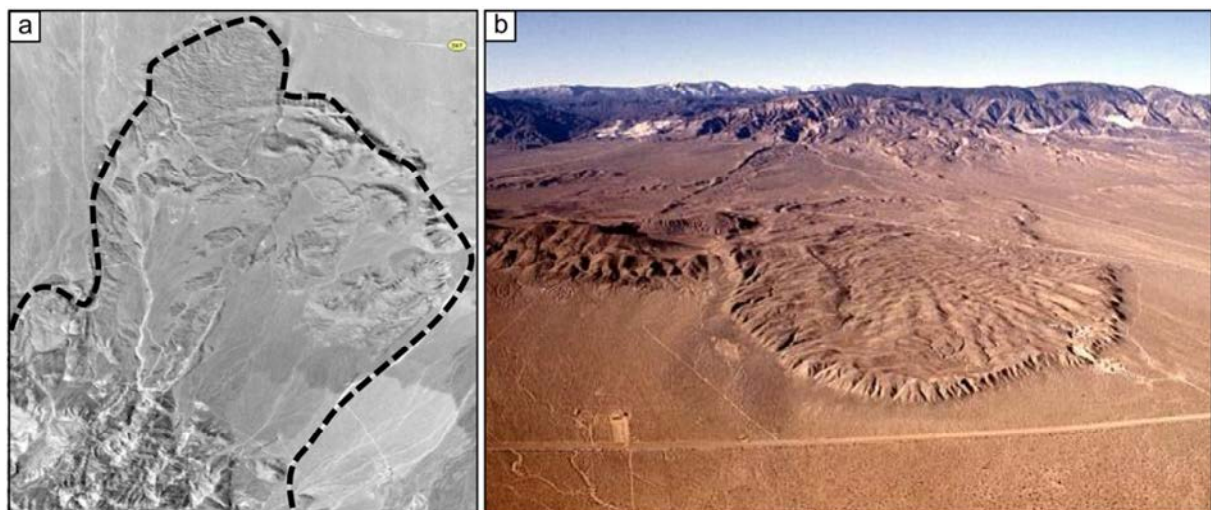


Figure IV.12. (a) Photographie aérienne de l’avalanche de débris de Blackhawk (Jonhson, 1978). (b) Lobe d’étalement distal de l’avalanche de débris de Blackhawk. En arrière-plan, le massif montagneux de Sain Bernardo, source de la déstabilisation (© Kerry Shied, www.public.asu.edu.com).

La déstabilisation datant de 18 000 BP a mobilisé un total de 30 millions de mètres cube de matériel rocheux provenant du massif montagneux de San Bernardo (Johnson, 1978). Le massif rocheux déstabilisé à l’origine de l’avalanche de débris correspond à une série stratigraphique composée principalement d’épais calcaires appartenant à une unité chevauchante reposant sur des grès non cimentés et une couche fine de gneiss. Cette déstabilisation non volcanique a été reconnue pour la première fois en 1928 par Woodfor et Harriss qui ont constaté et décrit plusieurs ressemblances particulières entre ce glissement et celui étudié à Elm (Canton de Glarus, Suisse) par Heim (1882). Considéré dès lors comme une avalanche de débris, l’évènement de Blackhawk a été étudié en détail par Shreve (1968). Cet auteur confirme l’existence au sein de la masse rocheuse de structures typiques des avalanches de débris telles que les structures en *jigsaw cracks*. Ces dernières sont surtout présentes dans les parties proximale et médiane du dépôt. Des fractures obliques avec des injections de matrice fine ont également été observées (Johnson, 1978 ; Fig. IV.13 et 14).

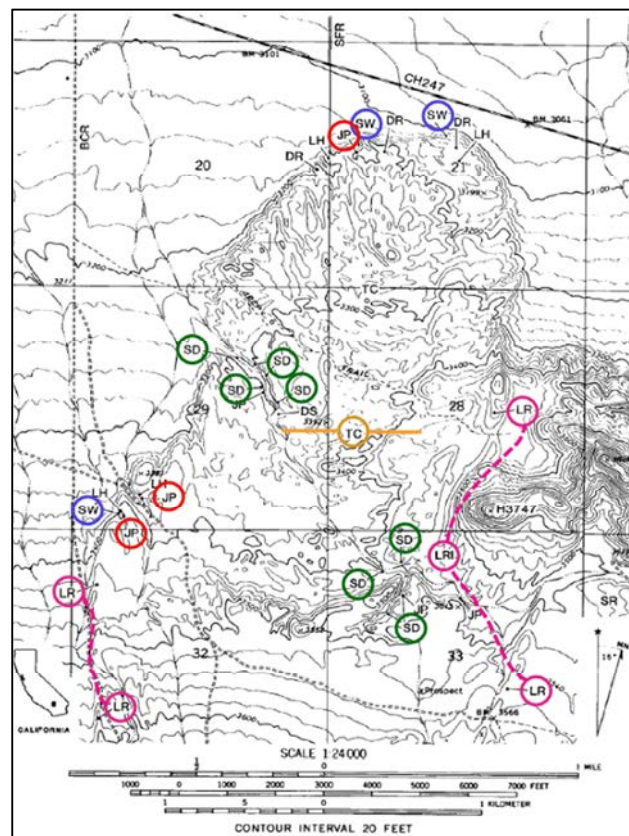


Figure IV.13. Principaux éléments architecturaux du dépôt de l’avalanche de débris de Blackhawk. JP cercles en rouge : structures en *jigsaw*, LR cercles en rose : levées latérales, SW en violet : présence locale de grès broyé, SD cercles en vert : intrusions de grès non cimenté sous forme de dykes, TC cercles en jaune : crêtes transversales (modifié d’après Johnson, 1978).

Le dépôt se compose d’une brèche calcaire non classée composée d’une matrice assez grossière dominée par les particules de taille comprise entre 25 et 250 mm (Shreve, 1987) dans laquelle sont emballés des blocs de plus grande taille, jusqu’à 11 m de diamètre. L’intégralité de la masse calcaire rocheuse est recoupée par des intrusions sableuses (filons clastiques) qui suggèrent que l’avalanche s’est déplacée à grande vitesse à la surface d’une lentille de grès sableux facilement érodables (Johnson, 1978).

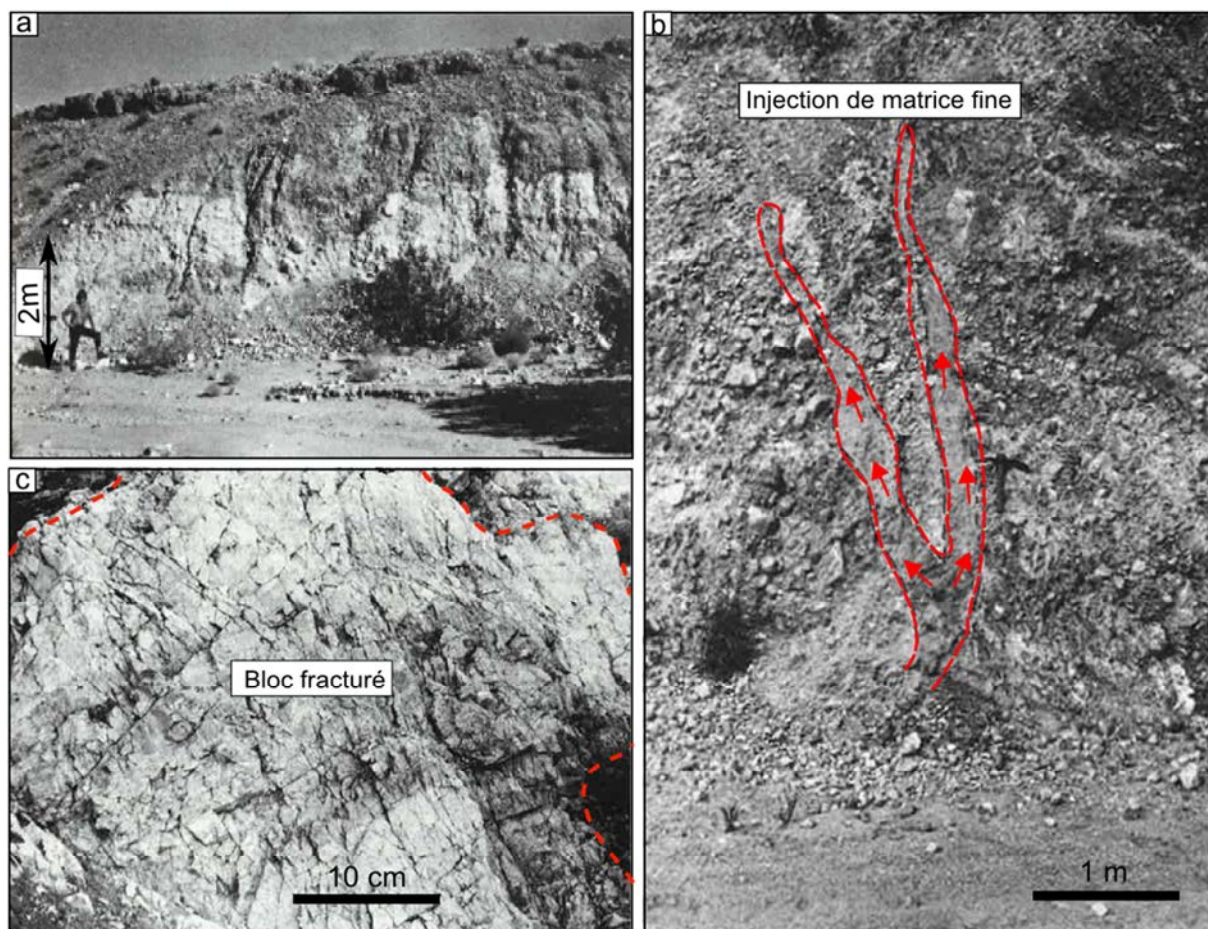


Figure IV.14. Structures remarquables du dépôt br echiq ue de l’avalanche de débris de Blackhawk. (a) Aspect général du dépôt d’avalanche de débris de Blackhawk. (b) Les injections de matrice fine dans les dépôts de l’avalanche de débris. Les injections se sont faites selon un écoulement *per ascensum* (flèches). (c) Bloc fracturé à structures en *jigsaw cracks* t emoign de la désintégration dynamique (photographies modifiées de Johnson, 1978).

Le coefficient apparent de friction H/L est de 0,13 pour l’avalanche de débris de Blackhawk (Shreve, 1968b ; Johnson, 1978). Le faible coefficient de friction témoigne d’une mobilité très élevée pour une avalanche de débris non volcanique, théoriquement moins mobile que ses

homologues d'origine volcanique. De nombreuses hypothèses ont été avancées pour tenter d'expliquer cette grande mobilité (voir discussion détaillée dans le Chapitre I) : fluidification acoustique (Melosh, 1983), vaporisation de l'eau (Habib, 1975), dégagement du CO₂ par dissociation (calcination) des carbonates (Erismann, 1979), fluidification mécanique (Hsü, 1978 ; Davies, 1982). Cependant, la principale hypothèse retenue pour expliquer la grande mobilité de l'avalanche de débris de Blackhawk est celle du coussin d'air proposée par Shreve (1966 et 1968a). Ce dernier se serait formé par piégeage d'un certain volume d'air à la semelle de l'avalanche de débris lors de la chute des roches au niveau de la niche d'arrachement de plus de 600 m de haut, au cours des premiers stades du mouvement en masse. Le dépôt présente des crêtes transversales à la direction d'écoulement interprétées comme un indicateur d'arrêt progressif de l'avalanche de débris par compression et tassement du matériel sous forme de rampes latérales (Fig. IV.15).

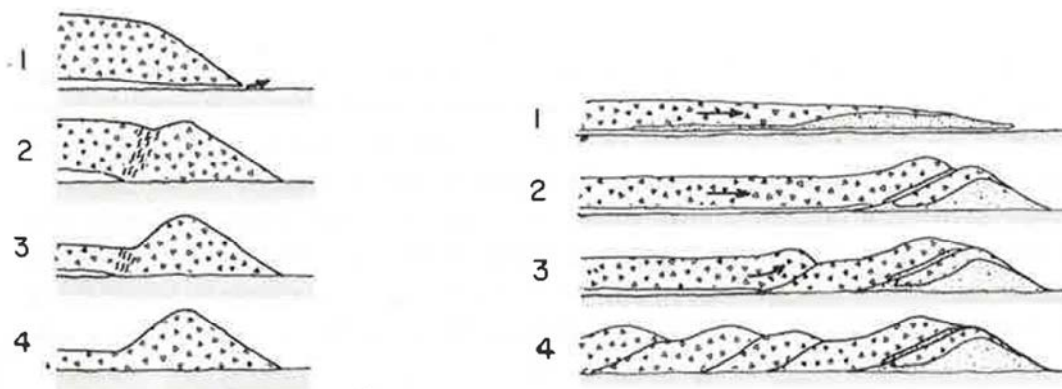


Figure IV.15. Formation séquentielle des crêtes transversales lors de l'arrêt de l'avalanche de débris par compression et tassement des zones latérales de l'avalanche de débris (Shreve, 1968a).

4.2 Les données morphométriques : dimension fractale et circularité

Des mesures morphométriques ont été réalisées sur du matériel de la matrice du dépôt d'avalanches de débris de Blackhawk. Elles n'ont pu être menées que sur deux échantillons disponibles (prélèvement J.-L. Schneider, septembre 1998). Bien que les localisations exactes des deux échantillons ne soient pas connues, nous savons que l'échantillon du Site BH1 a été prélevé dans une partie très proximale du dépôt au pied de l'escarpement, alors que l'échantillon du Site BH2 a été prélevé plus en aval. La Fig. IV.16 présente, pour chacun des deux sites, les valeurs de dimension fractale et de circularité des particules pour des tailles de grain différentes sous forme de box-blots. Nous ne disposons pas de prélèvement de blocs

éclatés à fracturation en *jig-saw* pour déterminer l’évolution de la dimension fractale et de la circularité dans ces éléments.

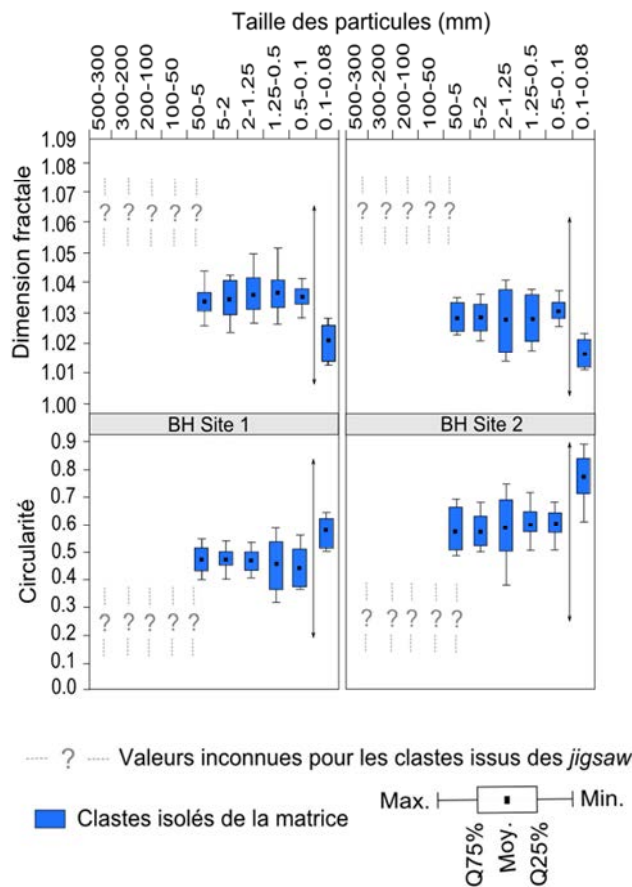


Figure IV.16. Diagramme représentant sous forme de box-plots la dimension fractale et la circularité de particules isolées de la matrice de l’avalanche de débris de Blackhawk pour différentes classes granulométriques. Les doubles flèches noires marquent une variation nette dans les valeurs de dimension fractale et de circularité en-dessous de 100 µm. Il correspond à la limite de broyage.

Pour le Site BH1, nous observons une stabilité des valeurs de dimension fractale entre 50 et 0,1 mm, avec une D_f moyenne de 1,035. Au niveau du Site BH2, la même stabilité des valeurs mesurées est observée entre 50 et 0,1 mm, mais avec une moyenne moindre de 1,0265. Pour les deux sites, une variation nette des valeurs de dimension fractale est constatée pour une taille de particules de 0,1 mm, soit 100 µm. Les valeurs de dimension fractale chutent alors brutalement, jusqu’à 1,02 pour le Site BH1 et 1,015 pour le Site BH2. De la même façon, les valeurs de circularité des particules sont stables pour chacun des deux sites entre 50 et 0,1 mm, avec des moyennes respectives de 0,45 et 0,58 pour les Site BH1 et BH2. Il apparaît également une variation importante dans les valeurs de circularité pour une taille

de particules égale à 100 μm . Les valeurs de circularité augmentent jusqu’à 0,58 pour le Site BH1 et 0,77 pour le Site BH2.

Ainsi, les particules de l’avalanche de débris non volcanique calcaire de Blackhawk présentent la même distribution des valeurs de dimension fractale et de circularité en termes de stabilité des valeurs jusqu’à une taille granulométrique inférieure limite, puis une variation brutale. Alors que cette variation de valeurs se produit systématiquement et de façon nette pour une taille des particules égale à 500 μm dans les avalanches de débris volcanique de l’île de La Réunion, la granularité marquant cette variation est égale à 100 μm . En dessous de cette limite, les valeurs de la dimension fractale et de la circularité apparaissent notoirement différentes.

4.3 Les données granulométriques

Les données granulométriques présentées ci-dessous sont interprétées en termes de nombre de particules par classe de taille. Les histogrammes du nombre de particules sont exprimés en % du nombre total de particules en fonction de la taille des particules. Ils sont présentés ci-dessous (Fig. IV.17). Il apparaît que la proportion de particules grossières (> à la limite de broyage) est plus importante au niveau du Site BH1 (52,83 %) qu’au niveau du Site BH2 (45,09 %). Au contraire, la proportion de particules fines est plus importante au Site BH2 (54,91 %) qu’au Site BH1 (47,17 %).

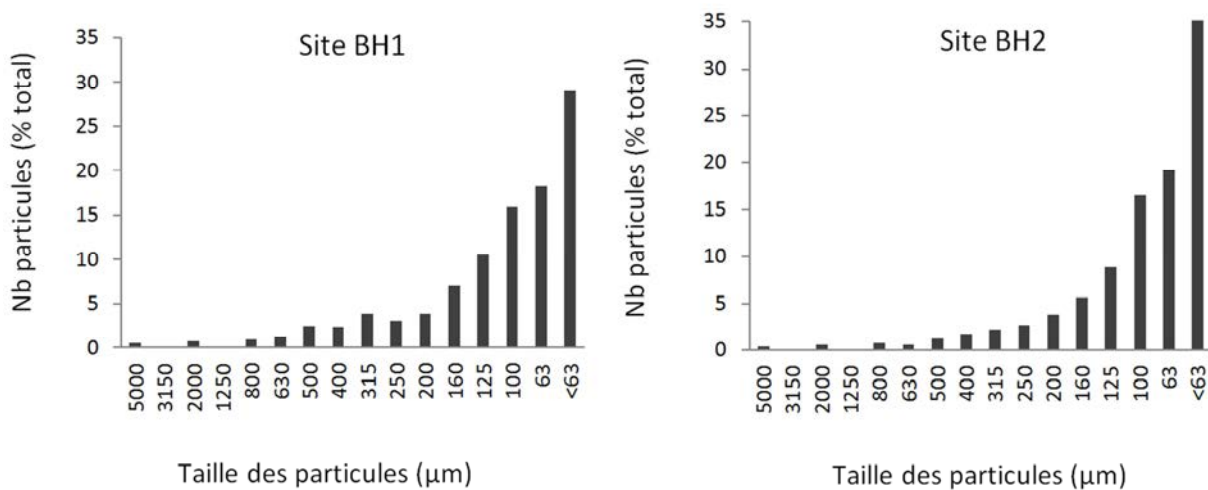


Figure IV.17. Histogrammes représentant les distributions granulométriques aux sites BH1 et BH2 exprimées en fonction du nombre de particules (en % par rapport au total de particules).

5 Interprétations et conséquences sur l'extrême mobilité des avalanches de débris

5.1 Mécanismes mis en évidence

En se basant sur les données morphométriques et exoscopiques obtenues après l'étude des échantillons d'avalanches de débris volcaniques de l'île de La Réunion et de l'avalanche de débris non volcanique de Blackhawk, nous pouvons déduire des interprétations nouvelles et importantes sur les mécanismes de transport des avalanche de débris.

La stabilité des valeurs de dimension fractale des particules issues des blocs qui présentent des structures en *jigsaw* pour tous les sites indique une action continue de la désintégration dynamique tout au long du transport donnant alors naissance continuellement à des particules aux caractéristiques morphologiques semblables. Cette désintégration se fait sans abrasion subséquente à la fracturation. En effet, la stabilité des valeurs de dimension fractale, quel que soit le site de prélèvement des échantillons, témoigne d'une fracturation récente qui semble se faire juste avant le dépôt en masse du matériel rocheux. Les blocs néo-formés au sein des clastes à fracturation en *jigsaw* n'ont pas eu le temps de se séparer et de se disperser dans la matrice et, de là, subir des modifications de leurs caractéristiques morphologiques par abrasion. Cette absence de modifications morphologiques confirme également que le mécanisme de désintégration dynamique affecte tous les blocs quel que soit leur composition lithologique. De la même façon, la stabilité des valeurs de circularité des éléments issus des blocs à fracturation en *jigsaw* indique le caractère continu de la désintégration dynamique tout au long du transport, ainsi que l'absence d'abrasion des particules ultérieurement à la fracturation.

Au contraire, la diminution des valeurs de dimension fractale et l'augmentation des valeurs de circularité des clastes individuels de la matrice avec l'éloignement à la source supposée (Piton des Neiges) démontrent l'action abrasive de la matrice au cours du transport. En effet, pendant ce dernier, l'interaction de ces clastes libres et de la matrice fine va arrondir les clastes (silhouettes plus circulaires). On observe alors une augmentation de la circularité des particules. Parallèlement, l'abrasion au contact de la matrice va contribuer au lissage de leur surface, les anfractuosités initiales disparaissent peu à peu ce qui entraîne une diminution de la dimension fractale qui tend vers 1. La combinaison de ces deux processus, abrasion et désintégration dynamique, se répercutent directement sur la répartition granulométrique du

matériel rocheux. Il en résulte une augmentation du nombre de particules fines (par unité de volume) depuis les zones proximales vers les zones distales des dépôts.

Outre ces résultats, la principale découverte, au terme de nos analyses morphométriques et exoscopiques, est la mise en évidence d'une limite de broyage à 500 μm . Il existe un changement brutal des valeurs de dimension fractale et de circularité en dessous de cette limite. La limite de broyage (*grinding limit*), définie par Knieke (2009), à partir de l'utilisation de broyeurs industriels, est la plus petite taille de grain pouvant être générée par un processus de désintégration dynamique. En dessous de 500 μm , le processus de désintégration dynamique n'est plus actif comme le suggère un état plus mature des particules qui présentent alors une dimension fractale basse et une circularité élevée. Cela traduit le fait qu'une fracturation liée à une désintégration dynamique n'est plus possible en dessous de 500 μm . Les particules non fracturées sont alors inévitablement reprises dans la matrice et abrasées durant la suite du transport. Il faut noter que cette limite de broyage observée à 500 μm pour la plupart de nos sites de prélèvement dans les zones intermédiaires et distales des dépôts, n'est jamais observé pour les sites considérés comme très proche de la source des avalanches de débris : Ti Col – La Brèche, Fleurs Jaunes, Ilet du Bois Rouge, Pont de la Rivière Bras Rouge. En effet, pour ces sites proximaux, le dépôt s'est produit avant que les particules n'aient subi une abrasion importante au sein de la matrice au cours d'un transport trop bref. Il en résulte également que le dépôt se fait rapidement, empêchant toute maturation des particules transportées sur une faible distance. À l'inverse, les particules transportées sur de longues distances (sites intermédiaires et distaux) ont pu subir une maturation morphologique plus poussée.

Les observations au microscope électronique à balayage ont permis de confirmer les résultats obtenus lors des analyses morphométriques. L'observation des particules confirme l'existence d'une limite de broyage à 500 μm . Les particules d'une taille inférieure à 500 μm ne présentent jamais de micro-fracturations pour les sites intermédiaires et distaux. En revanche, les particules prélevées dans les sites très proximaux présentent des micro-fracturations pour des tailles inférieures à 500 μm . En mettant ce nouveau résultat en relation avec nos interprétations précédentes, nous postulons que l'énergie cinétique initiale engendrée par la hauteur de chute du matériel rocheux lors de la déstabilisation et l'accélération qui en résulte, en conjonction avec un confinement lithostatique et topographique important, favorise une intense fracturation syn-transport dans les zones très proximales. Cette fracturation peut

même affecter les très petites particules (taille < 500 μm) d’où la présence d’une limite de broyage plus basse dans ces zones. Dans les zones plus distales, les avalanches de débris s’étalent généralement dans un milieu plus ouvert, les confinements topographiques et lithostatiques deviennent alors inefficaces et empêchent la mise en place des conditions nécessaires à une désintégration dynamique active.

En dessous de la limite de broyage, l’inertie des particules est alors trop faible pour permettre une fragmentation durant les collisions inter-particules. Cela permet d’expliquer en partie la raison pour laquelle la limite de broyage à 500 μm que nous avons attribuée aux avalanches de débris volcaniques de l’île de La Réunion est 10^2 à 10^4 supérieure à celle déterminée, tant dans des conditions expérimentales et que naturelles, comme dans des gouges de failles par exemple, où le milieu est beaucoup plus confiné (Keulen *et al.*, 2007). Cependant, nous noterons que la limite de broyage à 100 μm mise en évidence pour le matériel calcaire de l’avalanche de débris de Blackhawk est inférieure à celle déterminée pour le matériel volcanique de l’île de La Réunion (500 μm), même si elle reste dans le même ordre de grandeur. En effet, la moindre dureté du matériel calcaire par rapport à celle du matériel volcanique nécessite une énergie cinétique initiale et une pression de confinement moindres pour conduire une désintégration dynamique efficace. De plus, l’examen microscopique du matériel de l’avalanche de débris de Blackhawk montre que la cristallinité des roches carbonatées est de l’ordre de 200 μm (Fig. IV.18). Dès lors, la fracturation est contrôlée par le réseau des clivages des cristaux des roches impliquées dans la désintégration dynamique.

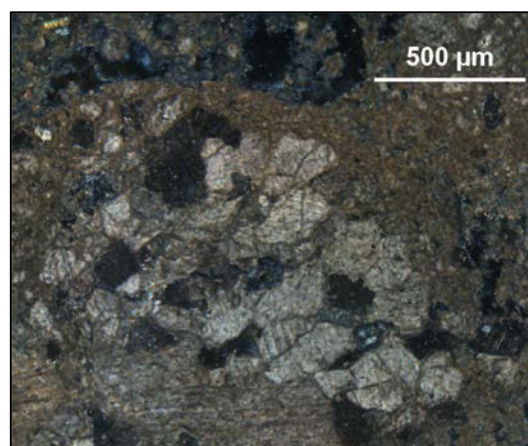


Figure IV.18. Lame mince des dépôts d’avalanche de débris de Blackhawk.

5.2 Proposition d'un nouveau modèle de transport

L'interprétation de nos données morphométriques et exoscopiques ont d'importantes conséquences sur la compréhension des mécanismes agissant au sein d'une avalanche de débris au cours du transport. Il apparaît que deux mécanismes successifs et complémentaires s'ajoutent pour expliquer l'importante mobilité des avalanches de débris (Fig. IV.19).

Dans un premier temps, la désintégration dynamique qui entraîne la fracturation par collisions inter-particules (Tavares *et al.*, 1998) est alimentée par l'énergie cinétique mise en jeu lors de l'accélération initiale de la masse rocheuse. Cette masse se transforme rapidement au cours de l'accélération en une masse granulaire très mobile par désintégration dynamique. Après la fracturation, les clastes néo-formés dans des clastes à fracturation en *jigsaw* vont se séparer sur une faible distance (épaisseur des fractures ouvertes) par un phénomène de gonflement dispersif. Ce gonflement est lié à la dilatance qui affecte le matériau granulaire au cours de son cisaillement dynamique, mais il suggère également l'existence d'un léger degré de turbulence de la masse granulaire, bien qu'elle soit habituellement considérée comme strictement non turbulente. En effet, des zones de turbulence limitée se développent probablement à la périphérie des clastes en raison du contraste de granularité avec la matrice environnante. La désintégration dynamique va opérer continuellement au cours du transport pour les particules dont la taille est supérieure à 500 μm tant que le confinement sera suffisant pour maintenir des contraintes frictionnelles et des collisions inter-particules assez efficaces pour fracturer le matériel. L'énergie élastique relâchée au cours de la fragmentation des particules (Liu *et al.*, 2005), principalement sous forme d'ondes sonores (Melosh *et al.*, 2003), génère des vibrations qui pourraient contribuer au maintien de la dilatance nécessaire à la conservation de la mobilité de la masse granulaire.

Dans un second temps, il apparaît que la désintégration dynamique n'opère plus sur les particules dont la taille est inférieure à 500 μm , excepté dans les zones très proximales où les conditions de confinement sont importantes. Les particules inférieures à 500 μm ont une énergie cinétique trop faible pour permettre une fracturation par collision. Enfin, les particules qui ont pu s'échapper à la suite d'un épisode de fracturation, vont être lissées et arrondies par abrasion frictionnelle dans la matrice fine et leur taille va diminuer. Ainsi, la désintégration dynamique et l'abrasion par les particules fines de la matrice sont clairement impliquées dans l'évolution des distributions granulométriques de la matrice où la fraction de particules fines inférieure à 500 μm augmente significativement avec la distance de transport. La présence

d’une importante proportion de matrice fine réduit le taux de collision entre les particules plus grossières et inhibe la désintégration dynamique en zone distale. Nous considérons que la fraction matricielle inférieure à 500 µm va alors se comporter comme un fluide interstitiel de petites particules arrondies facilitant le mouvement de l’avalanche de débris par un léger effet de roulement. En effet, comme le suggèrent de précédentes études (Hsü, 1975 ; Shreve, 1978), un fluide interstitiel s’écoulant entre des grains plus grossiers va contribuer à réduire la pression sur ces grains, à diminuer la résistance frictionnelle, à maintenir la dilatance et donc à fluidifier la masse granulaire. Ainsi, la masse granulaire n’a pas un comportement passif durant le transport. Il apparaît également que la fragmentation dynamique qui accompagne l’écoulement d’une avalanche de débris ne se produit pas uniquement dans la semelle basale de l’avalanche comme souvent suggéré, mais dans l’essentiel de sa masse, du moins dans les parties suffisamment confinées (confinement lithostatique).

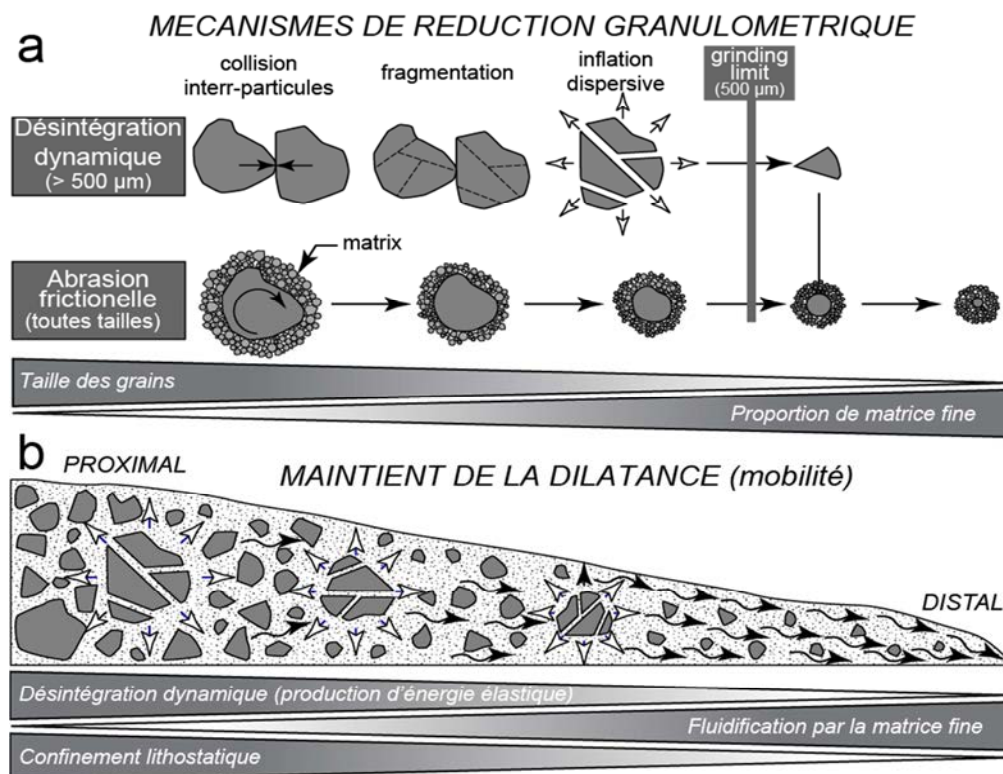


Figure IV.19 Modèle schématique illustrant l’évolution des particules lithique d’une avalanche de débris au cours du transport. (a) Les étapes successives du mécanisme de désintégration dynamique. (b) Les mécanismes permettant de maintenir la dilatance de la masse granulaire au cours du transport sont la désintégration dynamique (flèches blanches) et la fluidification par la matrice fine (flèches noires).

Nous devons noter que les variations des valeurs de dimension fractale et de circularité ne sont pas proportionnelles à la distance à la source supposée. Cela permet d'étayer le modèle proposé ci-dessus où l'action de la désintégration dynamique est particulièrement intense dans les premiers stades du déplacement de l'avalanche de débris, c'est-à-dire quand des blocs de grande taille sont encore présents en grand nombre. Durant les stades intermédiaires, la désintégration dynamique est moins efficace en raison de l'augmentation progressive de la teneur en matrice fine. Par conséquent, la masse rocheuse requiert moins de distance pour acquérir le même état de maturation. Les derniers stades du transport d'une avalanche de débris sont caractérisés par un fort rapport claste-matrice permettant une abrasion efficace des petites particules inférieure à 500 μm et une évolution rapide de leur morphologie. En prenant en compte cette observation, nous pourrions émettre l'hypothèse qu'il existe une certaine proportion de matrice au-dessus de laquelle les particules deviennent trop petites et trop nombreuses pour maintenir la dilatance. L'écoulement granulaire adopterait alors un comportement de type Mohr-Coulomb entraînant peu à peu l'arrêt de l'avalanche de débris par aggradation progressive des particules qui la constituent lors de la perte de dilatance.

5.3 Conséquences locales et application du modèle aux avalanches de débris de La Réunion et de Blackhawk

5.3.1 *Le cas de La Réunion*

Les mécanismes de fragmentation et de maintien de la mobilité d'une avalanche de débris présenté ci-dessus conduisent à une évolution de la morphologie et de la maturité des particules transportées. Ces caractéristiques morphologiques peuvent être déterminées et quantifiées par une étude morphométrique détaillée et, de là, il est possible de déterminer le degré de maturité d'un dépôt donné. Les résultats des analyses morphométriques, comparés et associés aux observations de terrain préalables, permettent de tirer des conclusions directes sur la provenance et l'histoire physique des dépôts réunionnais que nous avons étudiés. D'une façon générale, les données morphométriques permettent d'aboutir à des conclusions convergentes avec les observations des indicateurs de maturité (*cf.* Chapitre III) réalisées sur le terrain à l'échelle macroscopique. Les données de l'analyse morphométrique, bien que réalisée indépendamment des observations de terrain, confirment que les dépôts de Ti Col – La Brèche, Ilet du Bois Rouge, Pont de la Rivière Bras Rouge et Fleurs Jaunes sont bien proximaux et que les dépôts des Brèches de Saint-Gilles (Cap La Houssaye, Cap La Houssaye

Semelle, Plateau Caillou, Bassin Aigrette – Malheur) sont bien distaux. Les dépôts du Sentier de Burel, de l'Ilet à Vidot, de l'Ilet aux Bananiers et de l'Ilet des Orangers présentent, quant à eux, des signatures morphométriques typiquement intermédiaires. Ainsi, l'approche morphométrique permet de préciser l'état de maturité de dépôts pour lesquels le contexte de mise en place par rapport à la source demeurerait mal établi.

➤ Les brèches de la Rivière des Galets affleurement du Piton Défaud

L'affleurement du Piton Défaud sur la rive gauche de la Rivière des Galets pose quelques problèmes d'interprétation car, en dépit de sa position apparemment très distale (3.5 km du littoral) qui suggère une longue distance de transport depuis la source supposée (le Piton des Neiges), les indicateurs de maturité visibles à l'affleurement semblaient indiquer un dépôt très peu évolué. On y observe en effet de nombreuses fractures à structures en *jigsaw*, un faible écartement des clastes néo-formés dans les clastes fracturés, des mégablocs de taille importante et des particules plutôt anguleuses. Les études morphométriques permettent de trancher catégoriquement. La dimension fractale élevée et la circularité faible des particules isolées dans la matrice caractérisent un dépôt peu mature de zone intermédiaire car la limite de broyage à 500 μm est nettement identifiée. Le matériel ne proviendrait donc pas du centre de l'édifice du Piton des Neiges se trouvant à plus de 20 km du site. Cependant, la présence de trachyte signifierait *a priori* une origine volcanique stricte impliquant que le dépôt proviendrait d'une déstabilisation d'une partie de l'édifice lui-même et de niveaux à matériaux volcaniques nettement différenciés. En appliquant les conclusions de l'approche morphologique, il est improbable que le dépôt brèchique du Piton Défaud ait parcouru plus de 20 km. Par conséquent, ces résultats suggèrent soit (1) la présence d'un édifice périphérique de beaucoup plus faible importance situé dans la partie ouest du massif volcanique du Piton des Neiges et proche du dépôt du Piton Défaud ou (2) la déstabilisation d'un versant éloigné du centre du massif. Les directions d'écoulements déterminées par l'étude de l'imbrication des clastes indiquaient un écoulement préférentiel vers le NNE non compatible avec une déstabilisation située dans l'actuel Cirque de Mafate. Pour certains de nos sites d'étude, l'apport des données de fabrique magnétique (anisotropie de la susceptibilité magnétique ; Chapitre V) nous permettront de trancher en termes de direction d'écoulement et d'importance du confinement subi par l'écoulement.

➤ Les Brèches du centre de la Rivière des Galets et de la Rivière Saint-Etienne

Ces dépôts affleurant respectivement dans la partie centrale de la Rivière des Galets et sur la rive droite de la Rivière Saint-Etienne sont des dépôts très indurés présentant des indicateurs typiques d'environnement distaux non confinés. L'apport de l'étude morphométrique ne permet pas d'affirmer clairement le caractère très proximal de ces dépôts, leur signature morphométrique n'ayant pu être déterminée avec précision. Les valeurs de dimension fractale et de circularité sont du même ordre de grandeur pour les blocs issus des clastes à structures en *jigsaw* et pour les particules isolées de la matrice comme pour les sites très proximaux, mais dans le cas présent les valeurs indiquent un dépôt plus mature. La limite de broyage à 500 μm n'a pas été identifiée. Nous pouvons émettre l'hypothèse que ces dépôts soient issus de remobilisations secondaires au niveau de sources de faible volume, proches de la zone de dépôt, ou d'évènements de volume et de maturité différente. Au cours du processus de remobilisation et de transport secondaires, les brèches initiales ont pu être polluées par les dépôts brèchiques sous-jacents de petits glissements de flanc peu évolués présentant une signature différente et très proximale. Cela expliquerait l'absence de la limite de broyage à 500 μm confirmée par les observations au MEB de même que les valeurs intermédiaires de dimension fractale et de circularité par mélange des dépôts initiaux à signature intermédiaire avec des dépôts beaucoup moins matures.

➤ La Brèche de l'Ilet à Calebasse

L'affleurement brèchique plaqué contre le rempart du cirque de Cilaos au niveau de l'Ilet à Calebasse présente aussi une certaine incertitude d'interprétation relative à son emplacement. Les analyses morphométriques mettent en évidence une signature typiquement proximale, avec des valeurs de dimension fractale élevée, une circularité faible et l'absence de la limite de broyage à 500 μm . Il s'agirait donc d'un dépôt très proximal situé à proximité de la zone d'écroulement initial d'une avalanche de débris de faible volume.

5.3.2 *Le cas de Blackhawk*

L'application de notre méthode morphométrique ne permet pas de comparer facilement les dépôts d'avalanche de débris volcaniques de La Réunion aux dépôts de l'avalanche de débris non volcanique calcaire de Blackhawk.

L'échantillon BH1 de Blackhawk a été prélevé dans une partie très proximale du dépôt, l'échantillon BH2 également mais légèrement plus en aval. En se basant sur le modèle établi

sur les dépôts d'avalanches de débris volcaniques, le site BH1 semble présenter une signature de dépôt intermédiaire si l'on se réfère aux valeurs de dimension fractale et de circularité. Cela n'est en réalité pas le cas. Il faut prendre en compte le fait que la composition du matériel transporté est très différente. La résistance mécanique du basalte étant bien supérieure à celle du calcaire. Pour une même distance parcourue, un matériel calcaire évoluera bien plus rapidement qu'un matériel basaltique. De la même façon, une moins grande énergie cinétique initiale et un confinement moins important permettront à un matériau calcaire de subir une désintégration dynamique efficace. La nature du matériau permet également d'expliquer le fait que la limite de broyage mise en évidence pour le dépôt de Blackhawk soit bien inférieure à celle mise en évidence pour les dépôts de La Réunion. Une explication complémentaire à ce phénomène réside dans le fait que la calcite composant le matériel calcaire de Blackhawk peut subir successivement deux types de fragmentation. Le premier, à grande échelle, est défini par les cristaux de calcite assemblés entre eux pour former les particules et dont la taille, dans ce matériel, est comprise entre 50 et 100 μm (détermination en lame mince). Le second, à l'échelle des cristaux de calcite est défini par leurs plans de clivages, fins et faciles, pré-définissant un réseau losangique intracristallin de fracturation. La combinaison de la fragilité du matériel rocheux à grande échelle et de deux types possibles de fragmentation (l'un à l'échelle de l'assemblage poly-cristallin, l'autre à l'échelle du cristal) semble donc contribuer à abaisser la limite de broyage et à accentuer une maturation prématurée du matériel. Des observations similaires ont été réalisées sur le matériel carbonaté de l'avalanche de débris de Flims (Canton des Grisons, Suisse). On observe que le clivage de la calcite contrôle la taille minimale des éléments affectés par la désintégration dynamique (*communication personnelle, J.-L. Schneider*). L'échantillon BH2 prélevé légèrement plus en aval que l'échantillon BH1 présente en effet un degré de maturation un peu plus important.

La maturation plus rapide d'un matériau calcaire peut expliquer la formation plus efficace d'une matrice fine à comportement rhéologique de type Mohr-Coulomb qui réduit la dilatance et bloque graduellement la mobilité de l'avalanche de débris. Il en découlerait un rapport H/L inférieur pour les avalanches de débris volcaniques que pour les avalanches de débris non volcaniques, ce qui a déjà été mis en évidence par de très nombreux auteurs (Hsü, 1975 ; Davies, 1982 ; Legros, 2001). Cela montre que, quelle que soit le matériel, la mobilité de l'avalanche est dépendante de la combinaison de plusieurs phénomènes déterminant la durée de la désintégration dynamique et du maintien de la dilatance. L'énergie cinétique

initialement disponible, le type de matériel et les conditions de confinement sont donc déterminants.

6 Conclusions partielles

Les études morphométriques, exoscopiques et granulométriques réalisées sur des avalanches de débris distinctes par leur volume, leur origine et leur composition nous amène à confirmer la combinaison de divers mécanismes intervenant dans leur transport et permettant, du moins en partie, d'en expliquer la très grande mobilité. Deux mécanismes majeurs, consécutifs et complémentaires agissent au cours de la phase de transport d'une avalanche de débris (*système de transport*) :

- La désintégration dynamique qui affecte les particules grossières ($> 500 \mu\text{m}$) et entraîne la libération de particules qui s'isolent dans la matrice. Notons que des particules de grande taille peuvent également échapper à la désintégration dynamique et être précocement isolées dans la matrice pour y subir une abrasion.
- La fluidification de la masse granulaire par les particules fines produites par l'abrasion frictionnelle des particules dans la matrice.

Enfin, la disparition de la dilatance, certainement de la base vers le sommet de la masse en mouvement de l'avalanche, conduit à l'aggradation progressive du dépôt et à la transformation rapide de l'avalanche de débris en une masse se rigidifiant (*système de dépôt*) et qui exerce ensuite, du fait de son inertie, une friction sur le substratum.

Ces résultats réconcilient pour la première fois deux processus qui avaient été précédemment évoqués de façon indépendante pour expliquer la mobilité importante des avalanches de débris. Les mécanismes supportant le modèle qui en découle contribuent principalement à maintenir un processus fondamental à la mobilité : la dilatance de l'écoulement granulaire. L'inutilité d'un fluide interstitiel ou d'un agent de lubrification tel que l'eau ou l'air fait entrevoir la possibilité d'appliquer ce modèle aux avalanches de débris reconnues sur de nombreux corps telluriques du système solaire. En les considérant comme des processus majeurs ayant lieu durant le transport, ces mécanismes devront être pris en compte dans une future modélisation des écoulements gravitaires.

À une échelle moins globale, l’application de cette méthodologie et du modèle mécanique établi à partir des données de ce travail permet de déterminer l’état de maturation d’un dépôt inconnu et de mieux contraindre ses conditions de transport et sa provenance.

Chapitre V

*Les apports de l’anisotropie de la
susceptibilité magnétique dans la
compréhension des mécanismes de transport
des avalanches de débris*

Comme cela a été discuté dans les chapitres précédents, les mécanismes de transport des avalanches de débris s’accompagnent de divers processus qui facilitent leur mobilité. Le transport s’accompagne d’importants phénomènes de désintégration dynamique et d’une réduction granulométrique avec la distance. Quoi qu’il en soit, le transport s’apparente à un écoulement comme cela avait déjà été reconnu par Heim dès 1882 lors de son analyse des dépôts du sturzstrom d’Elm (Suisse). Dès lors, les avalanches de débris, même en contexte volcanique, doivent être considérés comme des écoulements sédimentaires entraînés par la gravité.

Afin de mieux appréhender les mécanismes de transport des avalanches de débris, nous avons envisagé le recours à une analyse de l’anisotropie de la susceptibilité magnétique des dépôts. Cette technique, certes ancienne (Granar, 1954) apporte des informations importantes sur la fabrique des roches, sédimentaires en particulier. Cette approche a déjà été appliquée aux dépôts d’avalanches de débris miocènes du stratovolcan du Cantal (Schneider et Fisher, 1998). Cette étude avait permis de mettre en évidence le phénomène de gonflement dispersif isotrope discuté pour le cas des avalanches de débris de La Réunion dans les Chapitres III et IV de ce travail.

En premier lieu, il convient de rappeler que notre travail consacré à une meilleure compréhension des mécanismes de transport et d’évolution des avalanches de débris est basé sur l’analyse des *dépôts*, dans l’état qu’ils ont atteint lorsque l’écoulement a cessé. Cependant, la fabrique de ces dépôts peut témoigner des conditions dynamiques du transport, du moins dans ses derniers stades. En effet, le dépôt des avalanches de débris se fait par perte brusque de dilatance. Par conséquent, le matériel granulaire transporté au cours de l’avalanche est en quelque sorte « figé » rapidement par des processus d’aggradation progressive, la dilatance étant perdue de la base vers le sommet de l’écoulement. La rapidité du phénomène laisse cependant présager une préservation de la fabrique interne de l’écoulement dans les dépôts qui n’évoluent plus par la suite. La fabrique magnétique permet donc d’accéder aux processus qui se produisent lorsque le *système de transport* de l’avalanche se transforme en *système de dépôt*.

Dans ce chapitre, nous présentons cette technique qui permet d’accéder aux caractéristiques de la fabrique des roches et les résultats obtenus par l’analyse de la fabrique magnétique de certains dépôts d’avalanches de débris de La Réunion. La détermination des directions de

transport basée sur cette approche sera également discutée. Ces données seront mises en perspective avec les résultats acquis par d’autres approches.

1 L’anisotropie de la susceptibilité magnétique : principes, mesures et applications

1.1 Définition et principes physiques

L’anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM ou fabrique magnétique MF) est mise en œuvre dans le domaine des sciences de la Terre depuis 60 ans (Graham, 1954) pour déterminer la fabrique magnétique des roches (Jelínek, 1981 ; Hrouda, 1982 ; Borradaile, 1988 ; Rochette *et al.*, 1992 ; Tarling et Hrouda, 1993 ; Borradaile et Henry, 1997 ; Frizon de Lamotte *et al.*, 1997 ; Parés et Pluijm, 2002 ; Evans *et al.*, 2003 ; Louis *et al.*, 2006). La méthode est basée sur la capacité que certains minéraux ont à s’aimanter dans un champ magnétique qui leur est appliqué. En plus, ces minéraux, comme les autres minéraux constitutifs des roches, possèdent une tendance naturelle à s’orienter selon la pétrofabrique des roches et témoignent, selon les cas, de la direction du transport sédimentaire, de l’écoulement magmatique ou de la déformation tectonique (Basley et Buddington, 1960 ; Archanjo *et al.*, 1995 ; Launeau et Cruden, 1998). La mesure de l’anisotropie de la susceptibilité magnétique permet donc d’obtenir des informations sur la fabrique (disposition interne de leurs constituants) des roches. En effet, diverses études ont montré que la fabrique magnétique est coaxiale à la pétrofabrique des roches (Tarling et Hrouda, 1993 ; Borradaile, 2001 et références citées). La fabrique magnétique est mesurée par une méthode non destructive de l’aimantation induite sous un champ faible. Elle traduit l’aptitude d’un corps à s’aimanter, lorsqu’il est soumis à un champ magnétique (inducteur). L’aimantation induite M en fonction du champ inducteur appliqué à l’échantillon H permet d’exprimer la susceptibilité magnétique K telle que :

$$M = K.H \quad \text{(Equation V.1)}$$

Si le corps considéré est isotrope, alors K sera un scalaire directement proportionnel au champ inducteur. Cependant, dans le cas plus général d’un corps anisotrope, la susceptibilité K n’est pas constant et ne correspond pas à un scalaire mais à un tenseur d’ordre 2 dont les valeurs

dépendent de l’orientation de l’échantillon par rapport à la direction du champ inducteur. L’origine d’une anisotropie de la susceptibilité magnétique réside dans le fait qu’un échantillon soumis à une contrainte va y répondre de 3 façons distinctes : par réorientation des grains le composant, par une pression-dissolution et/ou par déformation plastique. À cela s’ajoute également l’orientation des grains acquise lors des processus de sédimentation (Taira, 1989). Les grains vont alors se réorienter légèrement en plaçant leur axe d’allongement dans la direction de la contrainte minimale, d’origine tectonique ou liée au cisaillement qui affecte un matériel sédimentaire au cours de son transport.

Dans le cas d’un corps anisotrope, la relation précédente (Equation V.1) devient alors :

$$M_i = K_{ij} \cdot H_j \quad \text{(Equation V.2)}$$

K_{ij} est la susceptibilité magnétique représentée par un tenseur d’ordre 2 symétrique, et définit graphiquement l’ellipsoïde de l’anisotropie de la susceptibilité magnétique. Les trois axes principaux $K_1 \geq K_2 \geq K_3$, notés aussi $K_1=K_{\max}$; $K_2=K_{\text{int}}$ et $K_3=K_{\min}$, de l’ellipsoïde d’ASM représentent les vecteurs propres de la matrice matérialisant le tenseur d’anisotropie de la susceptibilité magnétique. Cet ellipsoïde permet de visualiser la fabrique interne de l’échantillon considéré. Les unités utilisées sont celles du Système International soit, le champ magnétique H en A/m, l’aimantation induite M en A/m. Par conséquent, la susceptibilité magnétique K est une grandeur sans dimension exprimée en « unités SI » (Bulter, 1992). Ainsi, pour un seul grain aimanté, l’axe maximum de susceptibilité K_{\max} correspond à l’axe maximum l’élargissement du grain et l’axe minimum de susceptibilité K_{\min} à l’axe d’élargissement minimum. Pour un assemblage de grains constituant un échantillon de roche ou de sédiment, le K_{\max} définit alors l’axe préférentiel d’orientation des grains suivant leur axe d’élargissement maximum et le K_{\min} suivant leur axe d’élargissement minimum (Fig.V.1).

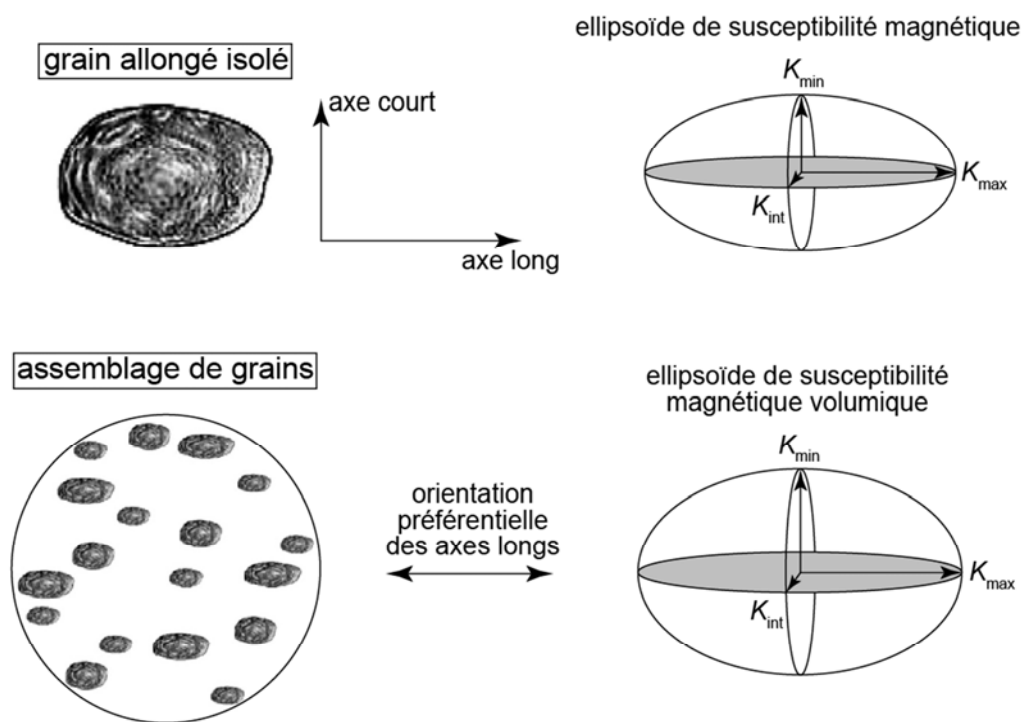


Figure V.1. Principe de détermination de la fabrique magnétique des grains en utilisant l’anisotropie standard de la susceptibilité magnétique (modifié d’après Baas *et al.*, 2007).

1.2 Propriétés magnétiques des minéraux

L’étude des propriétés magnétiques de la matière permet de distinguer différents comportements des minéraux. Les propriétés magnétiques des minéraux sont présentées dans différents travaux (Tarling et Hrouda, 1993 ; Hunt *et al.*, 1995 ; Rosenblum et Brownfield 1999). Ces propriétés sont principalement liées à la disposition des atomes, dont le moment magnétique élémentaire est non nul, dans les cristaux. Les atomes ayant cette propriété sont principalement le fer, le manganèse ou plus généralement tous les éléments de transition (c’est-à-dire présentant une couche électronique 3d non saturée). La disposition relative des moments magnétiques élémentaires permet de définir les quatre états magnétiques ci-dessous :

- **Le ferromagnétisme** : la principale caractéristique du ferromagnétisme est l’alignement des moments magnétiques des cristaux de magnétite, de titanomagnétite et de maghémite (mélange d’hématite et de magnétite) en fonction du champ appliqué. En l’absence de champ, les moments magnétiques des cristaux restent alignés et sont à l’origine d’une aimantation rémanente qui disparaîtra au-delà d’une certaine température, dite température de Curie, à partir de laquelle le comportement devient paramagnétique. Le ferromagnétisme sera utilisé dans l’étude des échantillons de La Réunion car la plupart des roches volcaniques qui nous intéressent dans ce travail renferment de la magnétite. Les matériaux ferromagnétiques présentent une susceptibilité magnétique K de l’ordre de 10^{-1} SI.
- **Le paramagnétisme** : ce type de magnétisme est contrôlé par la présence d’ions Fe^{2+} , Fe^{3+} ou Mn^{2+} dans les minéraux. Il est caractéristique des minéraux tels que la biotite, l’amphibole, le pyroxène, et de façon plus générale, les silicates ferrifères. En présence d’un champ magnétique inducteur, les moments magnétiques élémentaires tendent à s’orienter parallèlement au champ appliqué. Les valeurs de susceptibilité sont alors positives et indépendantes de l’intensité du champ. La susceptibilité paramagnétique est fonction de la teneur en fer et en manganèse des minéraux (Rochette *et al.*, 1992). Les minéraux paramagnétiques contribuent aux susceptibilités magnétiques mesurées dans le cadre de notre étude car ils sont abondants dans les roches volcaniques analysées. Les valeurs de susceptibilité K liées au paramagnétisme seront de l’ordre de 10^{-5} SI. Elles sont très inférieures aux valeurs de susceptibilité des minéraux ferromagnétiques et leur contribution à la susceptibilité volumique moyenne demeure peu importante.
- **Le diamagnétisme** : il se rencontre dans tous les corps et correspond à une très faible aimantation s’opposant directement à la direction du champ. La susceptibilité sera négative et proche de -10^{-6} SI (Hourda, 1986 ; Rochette, 1987). Elle sera également indépendante de la température et de l’intensité du champ. Elle dépend principalement de la présence de trois minéraux principaux : le quartz, le feldspath et la calcite.
- **L’antiferromagnétisme** : ce comportement est très proche du ferromagnétisme mais l’association de deux réseaux cristallins d’orientation opposée dans les minéraux entraîne un moment magnétique proche de zéro. Les minéraux antiferromagnétiques les plus courants sont l’ilménite, l’hématite et la goéthite.

Finalement, la susceptibilité magnétique en champ faible d’une roche est la somme de toutes les contributions magnétiques élémentaires des minéraux qui la composent et s’exprime selon la relation suivante :

$$K = K_{\text{dia}} + K_{\text{para}} + K_{\text{ferro}} + K_{\text{antiferro}} \quad (\text{Equation V.3})$$

Pour chaque échantillon, on obtient finalement la mesure de la susceptibilité volumique moyenne K_{moyen} qui correspond à la moyenne arithmétique des valeurs de susceptibilité maximale, intermédiaire et minimale. Le K_{moyen} déterminé sur des échantillons de volume constant permet des comparaisons entre les mesures des différents échantillons d’un site de prélèvement et entre les différents sites à l’échelle régionale.

1.3 Méthodologie d’acquisition des données d’ASM

1.3.1 Echantillonnage

Dans le cas des roches consolidées, le prélèvement des échantillons est réalisé sur le terrain par carottage à l’aide d’une foreuse portative équipée d’un moteur deux temps et munie d’un foret non magnétique de 25 mm de diamètre à couronne diamantée. Durant toute la durée du carottage, le foret en rotation est refroidi et lubrifié par un courant d’eau. Il importe, dans les dépôts d’avalanches de débris, que les prélèvements des carottes soient réalisés dans des zones d’apparence lithologique homogène tout en évitant les clastes de grande taille ou les filons plus fins. En effet, il convient d’éviter au maximum la présence d’un élément de grande taille et très magnétique dans l’échantillon, car ce dernier pourrait influencer à lui seul les mesures de susceptibilité magnétique. Avant son extraction, la carotte mesurant entre 3 et 8 cm de long pour 2 cm de diamètre est orientée par rapport au nord magnétique local à l’aide d’une boussole et d’un dispositif d’orientation muni d’un niveau à bulle qui permet de repérer l’horizontale. L’île de La Réunion présente une déclinaison magnétique de 19° qu’il faudra corriger en conséquence sur l’ensemble de nos mesures. Ensuite, une flèche indiquant l’azimut est dessinée sur la face supérieure de la carotte ainsi qu’une ligne génératrice fléchée dont l’orientation indique son plongement (Fig. V.2).

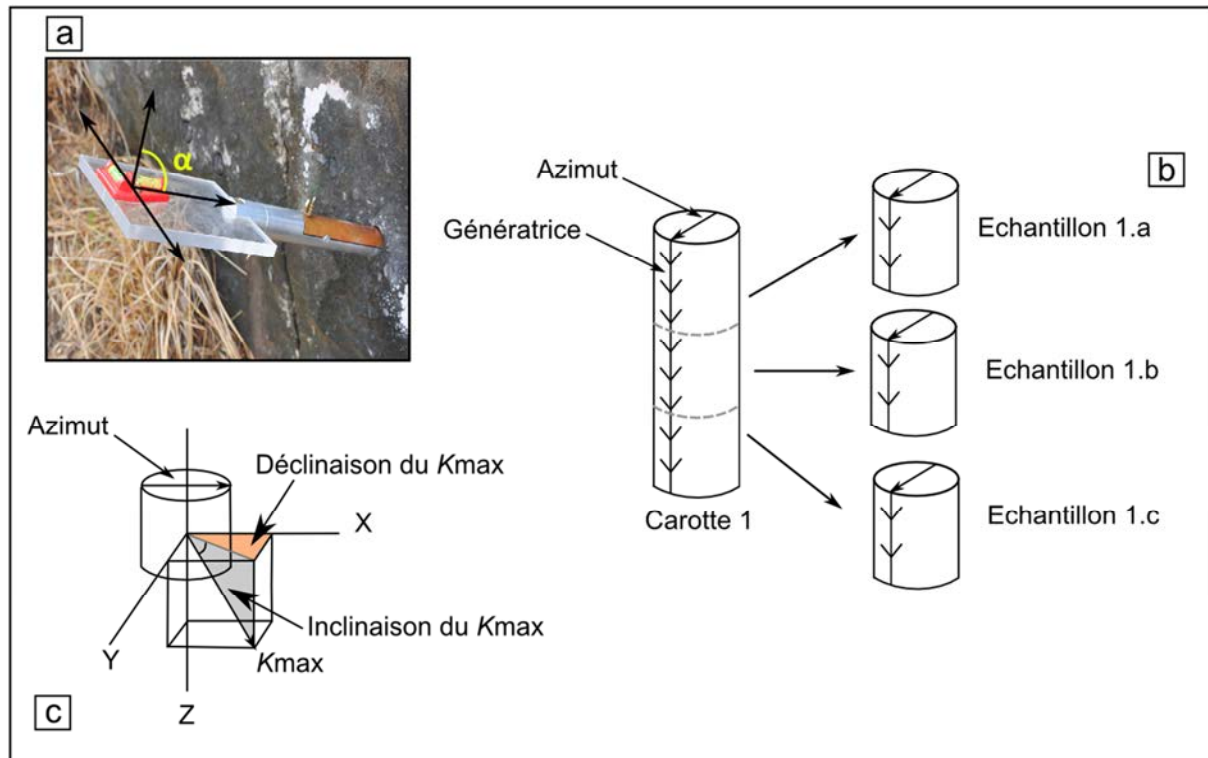


Figure V.2. Echantillonnage et orientation d’une carotte pour la mesure de l’anisotropie de la susceptibilité magnétique. (a) Photographie du dispositif utilisé pour l’orientation des échantillons disposé sur une carotte. (b) Repérage *in situ* des carottes et découpage au laboratoire. (c) Repérage des axes de mesure et des composantes du K_{\max} .

Sur chacun des sites, de 5 à 10 carottes sont prélevées sur une surface d’affleurement de quelques décimètres carré. Cela permet de pouvoir calculer la moyenne des propriétés de susceptibilité magnétique de chaque site en minimisant les fluctuations locales inhérentes à chaque échantillon comme, par exemple, la présence d’un cristal de magnétite de taille anormalement élevée ou d’un claste très magnétique qui induirait par la suite un biais non négligeable sur l’ensemble des mesures. Au laboratoire, chaque carotte est ensuite débitée en deux ou trois cylindres de 25 mm de diamètre et de 20 mm de hauteur pour normaliser le volume des échantillons avant les mesures.

1.3.2 Mesure de la susceptibilité magnétique et de son anisotropie

Les mesures d’anisotropie de la susceptibilité magnétique ont été réalisées à température ambiante à l’aide d’un Kappabridge KLY-2 (AGICO, République Tchèque) au Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (Observatoire Midi-Pyrénées, Université de Toulouse). L’appareil fonctionne en champ faible alternatif ($\pm 4 \cdot 10^{-4}$ T ; 920 Hz) avec une sensibilité de

5.10^{-8} SI. L’échantillon cylindrique est disposé dans un porte-échantillon en plastique amagnétique pour procéder à la mesure par rapport au repère géographique de terrain. L’échantillon cylindrique est tourné automatiquement ou manuellement dans 15 positions différentes de l’espace (Fig. V.3). L’ensemble des 15 mesures réalisées permet la construction de l’ellipsoïde de susceptibilité magnétique.



Figure V.3. Photographies d’un échantillon de carotte disposé dans un porte-échantillon amagnétique en plastique montrant les 15 positions de mesures à l’aide du Kappabridge.

Le Kappabridge KLY-2 est composé d’une unité équipée de bobine (qui produit le champ magnétique) où l’on place l’échantillon et d’une unité de mesure qui traite le signal, le tout est relié à un ordinateur. En pratique, l’orientation de l’échantillon rocheux lors du prélèvement est renseignée dans le logiciel de calcul de l’appareil. L’échantillon est introduit à l’aide du porte-échantillon au centre de la bobine dans la première unité où un champ magnétique constant lui est appliqué dans les 15 positions présentées ci-dessus. Le signal mesuré correspond alors au moment magnétique induit de l’échantillon. Le principe de la mesure repose sur une méthode de zéro automatique permettant de rétablir la perturbation d’inductance de la bobine provoquée par l’échantillon introduit au centre du dispositif. Cette perturbation est fonction de la quantité de minéraux magnétiques dans l’échantillon. Dans un repère orthonormé (x, y, z), un champ magnétique appliqué dans la direction (x) va induire un moment magnétique non seulement selon (x) mais également selon (y) et (z). Ainsi,

l'anisotropie de la susceptibilité magnétique sera définie comme un tenseur caractérisé par une matrice de trois termes indépendants, tels que :

$$\begin{aligned}H_x &= K_{xx}.H_x + K_{xy}.H_y + K_{xz}.H_z \\H_y &= K_{yz}.H_x + K_{yy}.H_y + K_{yz}.H_z \\H_z &= K_{zx}.H_x + K_{zy}.H_y + K_{zz}.H_z\end{aligned}$$

Les programmes SUSAR et SUSAM d'AGICO[®] permettent la diagonalisation de cette matrice pour obtenir les trois vecteurs propres (K_{max} , K_{int} et K_{min}) définissant l'ellipsoïde d'ASM. L'ensemble des mesures obtenues fait ensuite l'objet d'un traitement Excel[®] ou par le logiciel ANISOFT42 d'AGICO[®] pour extraire les valeurs de susceptibilité et l'orientation des axes principaux définissant l'ellipsoïde. Les stéréogrammes de susceptibilité sont tracés par une routine Excel[®] pour ANISOFT42 à partir des données obtenues. Le calcul des valeurs moyennes de susceptibilité est basé sur les traitements proposés par Jelínek (1977) et celui des ellipses de confiance pour chacun des axes (α_{95}) sur la statistique développée par Fisher (1953) pour la dispersion des données sur une sphère.

1.3.3 Détermination de la minéralogie magnétique : l'intérêt de la spectroscopie RAMAN

Une roche est constituée de l'association de plusieurs minéraux. Sa susceptibilité magnétique volumique moyenne résulte donc de la contribution respective des susceptibilités des différentes phases minérales en présence. C'est par leur forte susceptibilité que les phases minérales ferromagnétiques et, dans une moindre mesure, paramagnétiques contribuent le plus à la susceptibilité totale d'une roche quand elles y sont présentes, et ce même en faibles quantités. La susceptibilité diamagnétique est en général négligeable devant les autres comportements magnétiques comme vu précédemment (*cf.* partie 1.2 de ce chapitre). Il est donc primordial, lors d'une étude d'anisotropie de susceptibilité magnétique, de connaître au préalable la minéralogie "magnétique" (minéraux porteurs de l'aimantation) des roches étudiées.

Pour connaître les porteurs de la susceptibilité magnétique, l'analyse repose classiquement sur des mesures de susceptibilité en champ variable (Hrouda et Jelínek, 1990). Cependant, une alternative simple et efficace – celle que nous avons utilisée – consiste à déterminer la

minéralogie magnétique du matériel par spectroscopie Raman. La méthode consiste à exciter le matériau à analyser en envoyant une lumière monochromatique de façon à faire vibrer les liaisons moléculaires des éléments constitutifs du matériau. La spectrométrie Raman repose sur la diffusion inélastique de la lumière par le matériel analysé. Ces vibrations se matérialisent par une émission photonique secondaire dont le décalage en longueur d'onde (*Raman shift*) par rapport à l'onde excitatrice représente une signature caractéristique de chaque liaison. Les spectres ainsi obtenus permettent de déterminer les molécules excitées par le faisceau lumineux.

La source lumineuse initiale est constituée d'un rayon laser monochromatique fin dont l'énergie va être focalisée avec une lentille sur la cible à analyser. La lumière émise est collectée selon un angle de détection adapté puis analysée à l'aide d'une caméra CCD et d'un spectrographe fournissant les spectres des pics de vibrations caractéristiques des cibles étudiées. Deux types de signaux apparaissent : la diffusion de Rayleigh correspondant à la radiation incidente du faisceau laser diffusée sans changement d'énergie donc de longueur d'onde et les radiations de Raman-Stokes nous renseignant sur la vibration de la molécule analysée en fonction du décalage en longueur d'onde (Fig. V.4). Les spectres Raman des grains magnétiques étudiés dans le cadre de ce travail ont été obtenus au Laboratoire PACEA (Université de Bordeaux) à l'aide d'un microspectromètre confocal SENTERRA (Bruker Optics, Ettlingen, Allemagne) équipé d'une source laser excitatrice d'une longueur d'onde de 785 nm. Le spectre est acquis lors de 20 mesures successives pendant des durées d'excitation de 10 secondes par un faisceau laser de 10 mW émis à travers une fente de 25 x 1000 μm . Les spectres sont ensuite automatiquement comparés à la base de données de spectrométrie Raman RRUFF (Downs, 2006) pour les déterminations minéralogiques.

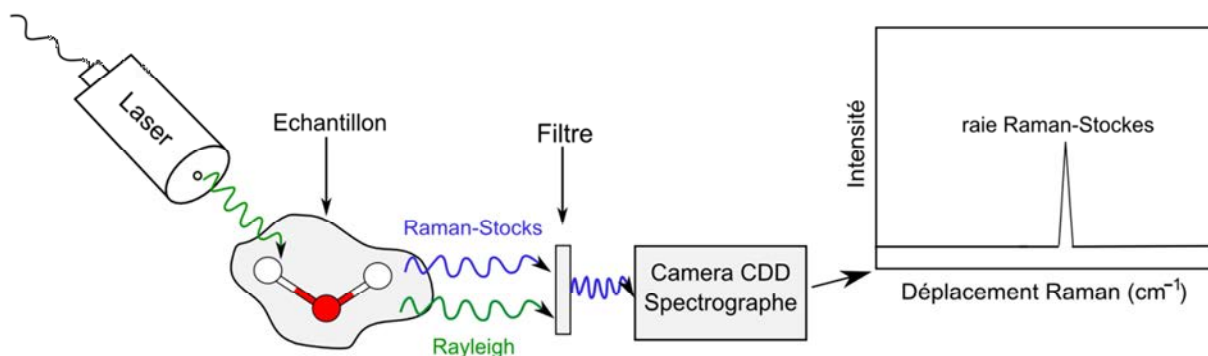


Figure V.4. Représentation schématique du principe de spectroscopie RAMAN.

2 Ellipsoïde et fabrique magnétique

2.1 Paramètre de forme

La forme de l’ellipsoïde de l’anisotropie de la susceptibilité magnétique d’un échantillon aura une forme planaire (oblate) ou linéaire (prolate) suivant les rapports entre les trois vecteurs mesurés K_{\max} , K_{int} et K_{\min} . Différents paramètres de fabrique magnétique découlent directement de la mesure des 3 principaux vecteurs. Ils sont utilisés pour définir les caractéristiques des ellipsoïdes et, de là, de la fabrique magnétique. Les paramètres disponibles dans la littérature (*cf.* synthèse par Tarling et Hrouda, 1993) sont très nombreux. Nous n’en n’avons retenus que quelques-uns présentés ci-dessous.

- La *linéation magnétique* L (Balsley et Buddington, 1960) traduit l’allongement de l’ellipsoïde et s’exprime selon la relation suivante :

$$L = \frac{K_{\max}}{K_{\text{int}}}$$

- La *foliation magnétique* F (Stacey *et al.*, 1960), traduit l’aplatissement de l’ellipsoïde et s’exprime selon la relation suivante :

$$F = \frac{K_{\text{int}}}{K_{\max}}$$

- Le *degré d’anisotropie* P (Nagata, 1961 ; Jelínek, 1981), quantifie l’importance de la fabrique magnétique d’un échantillon et s’exprime selon la relation suivante :

$$P = \frac{K_{\max}}{K_{\min}}$$

- Le *degré d’anisotropie corrigé* P' (Jelínek, 1981) rectifie le degré d’anisotropie simple en prenant en compte la valeur de K_{int} et s’exprime selon la relation suivante :

$$P' = \exp\sqrt{[2(\eta_1 - \eta)^2 + (\eta_2 - \eta)^2 + (\eta_3 + \eta)^2]}$$

avec, $\eta_1 = \ln(K_{\max})$, $\eta_2 = \ln(K_{\text{int}})$, $\eta_3 = \ln(K_{\min})$ et $\eta = (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3)/3$.

- Le *facteur de forme T* (Jelínek, 1981), souligne l’importance de la linéation magnétique par rapport à la foliation magnétique et donne donc une indication sur la forme de l’ellipsoïde (oblate ou prolata), $T = 0$ pour une sphère parfaite. Il s’exprime selon la relation suivante :

$$T = \frac{2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3}{\eta_1 - \eta_3}$$

2.2 Fabrique magnétique

2.2.1 Considérations générales

L’ASM va refléter l’orientation moyenne des axes d’anisotropie des minéraux constituant un échantillon lorsque ces derniers présentent une orientation préférentielle. D’une manière générale, les grains ferromagnétiques jouent un rôle prépondérant dans le développement de la fabrique magnétique, en particulier leur alignement selon leur forme (Hroudá, 1982). Cette anisotropie est coaxiale à la pétrofabrique de la roche (Borradaile, 2001) et l’orientation des grains la définit collectivement. Le principe de la détermination de la fabrique magnétique repose sur le postulat implicite que l’alignement des grains magnétiques dans le matériau étudié est lié aux processus de sa mise en place et de la déformation qu’il peut ensuite subir. Dans la pratique, la fabrique magnétique est déterminée pour chaque échantillon, mais ce sont les valeurs mesurées sur plusieurs échantillons (Fig. V.1) qui permettent de définir statistiquement une fabrique moyenne à l’échelle du site de prélèvement. À partir des valeurs des différents paramètres présentés ci-dessus, il existe deux types de représentations graphiques différentes permettant de définir la géométrie de l’ellipsoïde de l’ASM. La linéation magnétique (L) et la foliation magnétique (F) permettent de construire le diagramme de Flinn (Flinn, 1962 ; Ramsay et Huber, 1983). Le facteur de forme (T) et le degré d’anisotropie corrigé (P') permettent de construire le diagramme de Jelínek (1981). La lecture graphique de ces diagrammes permet l’interprétation en termes de fabrique magnétique de la forme de l’ellipsoïde ASM (Fig. V.5). Dans le cas d’une étude sur plusieurs échantillons, il semblerait que le diagramme de Jelínek soit davantage propice à une comparaison pertinente des fabriques magnétiques (Parès, 2004 ; Borradaile et Jackson, 2010).

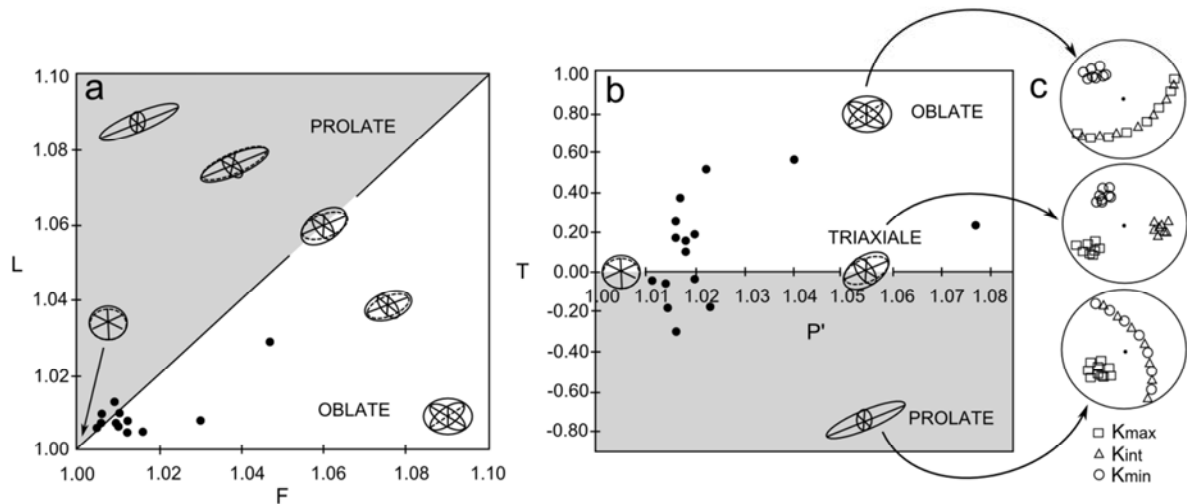


Figure V.5. Diagrammes des paramètres de forme de l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique et formes des ellipsoïdes associés. (a) Le diagramme de Flinn (1962) corrèle le paramètre de linéation (L) à la foliation (F). (b) Le diagramme de Jelínek (1981) corrèle le facteur de forme (T) au degré d'anisotropie corrigée (P'). (c) Les trois principaux types de fabrication magnétique (projection sur l'hémisphère inférieur ; modifié d'après Souque, 2002).

La fabrication est dite *oblate* (planaire) lorsque les axes principaux maximaux et intermédiaires de l'ASM (K_{\max} et K_{int}) décrivent un plan, dit plan de foliation magnétique. Les axes principaux minimum sont alors bien groupés autour du pôle de ce plan : $K_{\max} \approx K_{\text{int}} \gg K_{\min}$. La fabrication est dite triaxiale quand les axes principaux sont bien groupés et distincts les uns des autres : $K_{\max} > K_{\text{int}} > K_{\min}$. La fabrication est dite *prolate* (linéaire) lorsque les axes principaux maximums (K_{\max}) sont groupés dans le pôle d'un plan où se dispersent les axes principaux intermédiaires (K_{int}) et minimums (K_{\min}). Le K_{\max} définit la direction de linéation magnétique, on a alors : $K_{\max} \gg K_{\text{int}} \approx K_{\min}$. La fabrication magnétique peut être décrite pour chaque échantillon et à l'échelle d'un site. Dans ce dernier cas, il convient de raisonner sur des moyennes. Afin de décrire l'orientation des axes de susceptibilité et d'en tirer des informations, en particulier sur les directions de transport dans le cas des dépôts sédimentaires, les données d'anisotropie sont représentées sur des stéréodiagrammes construits à l'aide de projections stéréographiques sur l'hémisphère inférieur. Seuls les axes principaux maximum et minimaux sont figurés, ainsi que les positions des axes moyens $K_{\max \text{ moy}}$ et $K_{\min \text{ moy}}$ calculées grâce à la méthode statistique de Jelínek (1978). La projection de l'axe de susceptibilité intermédiaire, perpendiculaire aux deux autres axes, n'est généralement pas représentée. Cependant, comme nous le verrons, la distribution des K_{int} présente un intérêt particulier dans la détermination des faciès magnétiques (cf. partie 3.3.3 de ce chapitre, *infra*).

2.2.2 Fabriques magnétiques sédimentaires

Le lien entre axes principaux de susceptibilité et déformation a été mis en évidence assez rapidement dans les différents types de roches (Hrouda, 1982 ; MacDonald et Ellwood, 1987 ; Lackson et Tauxe, 1991 ; Tarling et Hrouda, 1993), métamorphiques (Balsley et Buddington, 1960), magmatiques (en particulier les granitoïdes ; Bouchez, 2000), volcaniques (e.g. Knight et Walker, 1988 ; Petronis *et al.*, 2013 et références citées) et pyroclastiques (e.g. Baer *et al.*, 1997 ; Ort *et al.*, 2003 et références citées).

Les études demeurent cependant encore peu développées dans le cas des sédiments et des roches sédimentaires au regard des travaux concernant les autres types de roches. En effet, dans les sédiments, les relations entre les orientations des axes principaux de susceptibilité et les conditions de sédimentation sont délicates à établir en raison de la complexité de leur histoire (Taira, 1989 ; Baas *et al.*, 2007). Cependant, des travaux expérimentaux menés en canal (Rees, 1965, 1968) et par analyse d’images des fabriques sédimentaires (Taira, 1989) ont permis de vérifier l’applicabilité de la méthode aux formations sédimentaires. La fabrique initiale d’une roche sédimentaire va être contrainte par la masse, la taille, la forme des grains mais également par la gravité, les caractéristiques de l’écoulement et le champ magnétique terrestre (dans le cas des sédiments de granularité très fine). Pour les sédiments très fins (grain moyen < 0,03 mm), les grains magnétiques peuvent avoir tendance à s’orienter dans la direction du champ magnétique terrestre. Ce dernier n’orientera, lors du dépôt, que les grains ferromagnétiques très fins (< 30 μm ; Rees, 1966, 1968). Les caractéristiques de l’écoulement vont être prépondérantes dans la mise en place d’une fabrique sédimentaire particulière, on peut ainsi distinguer :

- Sédimentation soumise uniquement à la gravité : l’organisation préférentielle des grains s’effectue généralement sous la forme de plans (litage) qui se manifestent par un K_{max} horizontal, sans orientation préférentielle et par un K_{min} perpendiculaire à la stratification (Rees, 1965).
- Sédimentation soumise à un écoulement : une orientation préférentielle des grains se met en place sous l’effet de la traction (cisaillement) exercée par le fluide en mouvement. Les minéraux vont avoir tendance à s’aligner dans le sens de l’écoulement. Tout comme dans le cas précédent, le K_{min} sera perpendiculaire à la stratification mais une linéation va se développer dans la direction de l’écoulement

induisant une orientation du K_{\max} parallèle à cette dernière (King, 1955 ; Rusnak, 1957 ; Hetck, 1962 ; Taira, 1989). Cette caractéristique a été vérifiée expérimentalement (Rees, 1965, 1968) et par comparaison à la fabrique des grains (Taira, 1989). Souvent, le K_{\max} montre un plongement vers l'amont, c'est-à-dire qu'il reflète une imbrication des grains. Dans ce cas, il est possible de reconstituer le sens de l'écoulement. Pour les courants forts, le K_{\max} peut s'orienter perpendiculairement à la direction de transport par effet de roulement des particules soumises à l'importante contrainte de cisaillement liée à la force accrue du courant (Rees, 1983). La forme des grains va avoir une influence sur la fabrique magnétique, les minéraux allongés et arrondis ne répondront pas de la même façon à la force de l'écoulement (Granar, 1958).

- Sédimentation soumise à des contraintes de cisaillement : une compression verticale du matériel sera mise en évidence par des valeurs de K_{\min} proche de la verticale et des valeurs de K_{\max} distribuées dans le plan horizontal sans lien apparent avec la direction de contrainte horizontale de cisaillement maximale (Tarling et Hourda, 1993 ; Humbert, 2010). Au contraire, un K_{\min} très excentré sur l'ellipsoïde et un K_{\max} relativement proche du centre suggéreront une contrainte compressive latérale, c'est-à-dire à un cisaillement important.

De façon plus générale, les fabriques magnétiques des dépôts sédimentaires témoignent de la conjonction de la décantation (fabrique planaire) et du cisaillement (traction) lié à l'écoulement (fabrique linéaire). Les fabriques sédimentaires sont généralement marquées par des ellipsoïdes *oblates* d'anisotropie de susceptibilité magnétique caractérisés par un facteur de forme (T) proche de 1. Le développement de la fabrique magnétique permet dans certains cas de mettre en évidence des variations dans la force relative de l'écoulement à l'aide des paramètres d'anisotropie (Schneider *et al.*, 2014). La foliation est généralement toujours très proche du plan de stratification (Rees, 1966). Plus la diagénèse est importante, plus l'anisotropie sédimentaire est forte en raison des effets de la compaction associée qui renforce la fabrique *oblate* horizontale acquise au moment du dépôt.

3 Résultats et interprétations

3.1 Les sites de prélèvement

Les prélèvements ont été réalisés sur le terrain au niveau de 12 sites d’échantillonnage (Fig. V.6). Le tableau V.1 présente de manière synthétique les caractéristiques et la localisation des différents sites. Le choix des sites, finalement peu nombreux, a été conditionné par les conditions de prélèvement à la foreuse. Le nombre d’échantillons par site est inégal. Il rend compte, lui aussi, des difficultés d’échantillonnage liées à l’état d’induration des dépôts (et donc de leur « forabilité »). Certains sites intéressants n’ont pu être échantillonnés en raison de la faible induration du matériel rocheux.

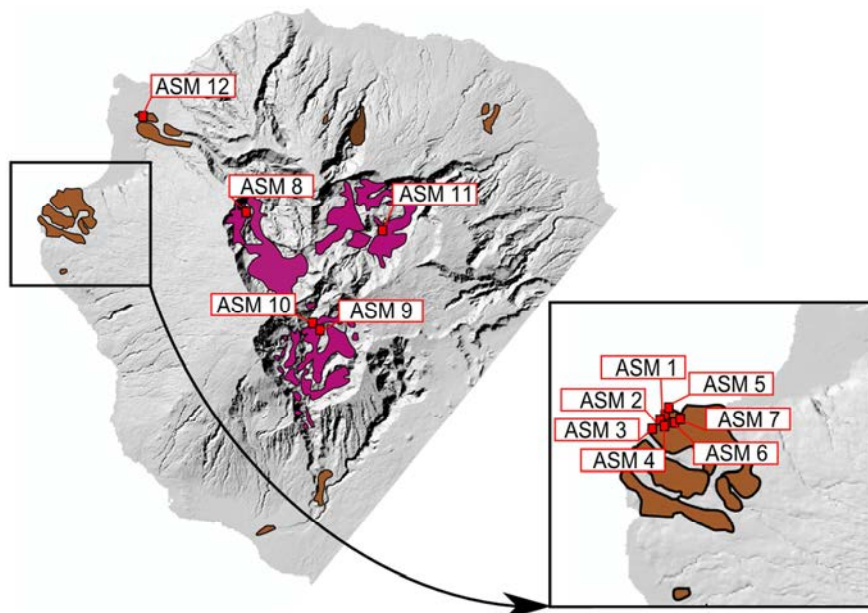


Figure V.6. Répartition cartographique des différents sites. La localisation des sites est détaillée dans le (Tab. V.1, cf. *infra*).

Les sites peuvent être regroupés en trois ensembles distincts : (1) les sites du Cap La Houssaye (Sites ASM 1 à ASM 5), du Cap de La Marianne (Site ASM 6) et du Chemin de Saint-Gilles (Site ASM 7) qui correspondent aux dépôts distaux des avalanches de débris provenant du cœur du massif du Piton des Neiges, (2) les sites de l’Ilet des Orangers, de Bois Rouge, du pont de la Rivière du Bras Rouge et de l’Ilet à Vidot (Sites ASM8 à ASM 11) qui correspondent à des dépôts proximaux, et (3) le site de l’affleurement central de la Rivière des Galets (Site ASM 12). Ce dernier site est lithologiquement très différent des autres et

correspond à une avalanche de débris qui ne provient pas du cœur du Massif du Piton des Neiges (cf. Chapitre III).

Les affleurements du Cap La Houssaye ont été plus particulièrement échantillonnés que les autres secteurs. En effet, on y observe une plus grande diversité de faciès, facilement accessibles et propices à l’échantillonnage. C’est à cet endroit qu’il est possible de réaliser des comparaisons entre divers faciès pour un degré de maturation identique des dépôts d’avalanches de débris. On peut donc comparer ici les caractéristiques des fabriques dans la masse des dépôts (fabrique interne), à leur base (semelle), dans un filon clastique (injection *per ascensum* dans une fracture ouverte de matériel rocheux, *pro parte* en provenance du substratum volcanique) et, enfin, au niveau du substratum volcanique (coulées à débit *pahoehoe*) injecté *per descensum* par de la matrice de l’avalanche de débris.

Site	Localité	longitude	latitude	altitude (m)	distance à la source (km)
ASM 1	Cap La Houssaye milieu affleurement (1)	21°01'04,96"S	55°14'11,15"E	6	25
ASM 2	Cap La Houssaye milieu affleurement (2)	21°01'05,29"S	55°14'11,10"E	6	25
ASM 3	Cap La Houssaye semelle dépôt	21°01'05,56"S	55°14'11,22"E	7	25
ASM 4	Cap La Houssaye filon clastique	21°01'04,62"S	55°14'06,71"E	10	25
ASM 5	Cap La Houssaye injection substratum	21°01'05,82"S	55°14'14,16"E	8	25
ASM 6	Cap de la Marianne (bord de route)	21°01'09,14"S	55°14'20,47"E	22	24
ASM 7	Chemin de Saint-Gilles	21°01'10,70"S	55°14'20,34"E	29	23,5
ASM 8	Ilet des Orangers (captage canalisation)	21°02'09,90"S	55°23'39,30"E	789	9
ASM 9	Bois Rouge	21°07'14,97"S	55°27'16,01"E	1190	4
ASM 10	Pont Rivière du Bras Rouge	21°06'52,80"S	55°27'25,30"E	1212	3,5
ASM 11	Ilet à Vidot (Rivière du Mât)	21°03'26,02"S	55°29'57,05"E	735	6
ASM 12	Rivière des Galets (centre rivière)	20°57'32,54"S	55°18'18,01"E	64	?

Tableau V.1. Caractéristiques et localisation des sites d’échantillonnage pour l’étude de la fabrique magnétique des dépôts d’avalanches de débris de l’île de La Réunion. Les distances à la source indiquées correspondent à la distance des sites au sommet du Piton des Neiges. Par conséquent, ces distances sont certainement surestimées compte tenu de la localisation précise, mais non connue, des cicatrices d’arrachement. Cette distance n’est pas indiquée pour le Site ASM 12 car il est démontré que cette avalanche de débris ne provient pas du cœur de l’édifice.

3.2 Minéralogie magnétique : résultats de la spectrométrie RAMAN

La fraction magnétique des matrices des dépôts des Sites ASM 1 et 11 a été prélevée et étudiée par spectrométrie Raman. Les analyses ont été réalisées sur des grains isolés. La

comparaison des spectres obtenus à la base de données de spectrométrie Raman RRUFF (Downs, 2006) a permis de mettre en évidence la nette dominance des cristaux de magnétite. Par conséquent, le porteur principal de la susceptibilité magnétique dans les dépôts d’avalanches de débris de La Réunion est la magnétite, un minéral fortement ferromagnétique. La Figure V.7 présente un exemple de spectre Raman obtenu à partir de l’analyse des minéraux magnétiques dans un grain lithique provenant des brèches de l’Ilet à Vidot (ASM 11). Nous observons que les pics du spectre de la magnétite de l’échantillon ASM 11 (en rouge) ne sont pas parfaitement conformes au pic modèle de la magnétite (en bleu). Cette caractéristique témoigne d’un début d’oxydation de la magnétite (Shebanova et Lazor, 2003) en rapport avec l’âge du dépôt. D’autres minéraux magnétiques (ilménite, hématite) sont présents dans les échantillons mais en bien moindre quantité. Les spectres correspondant sont présentés en Annexe 3.

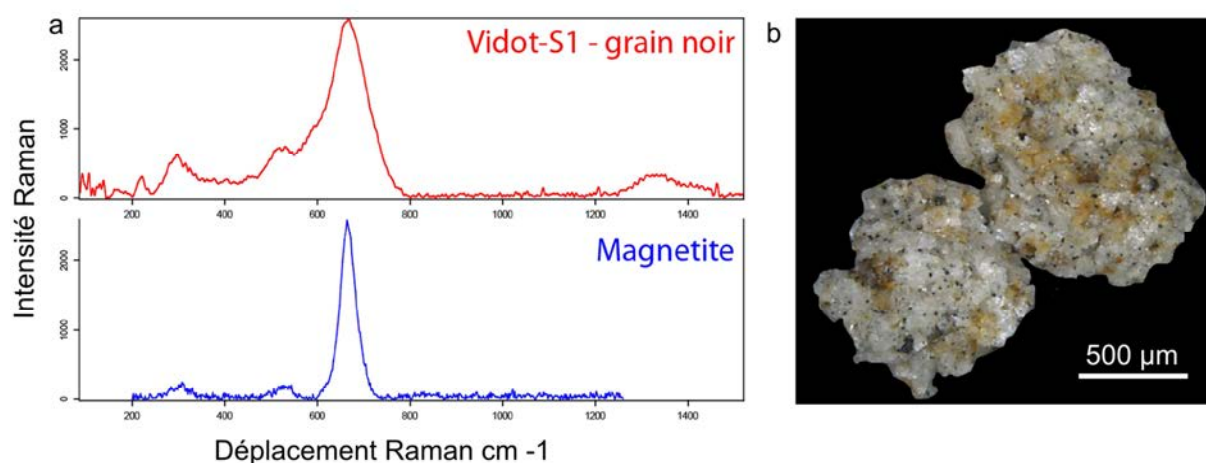


Figure V.7. (a) Un exemple de spectre Raman obtenu pour un échantillon du Site ASM 11. Les différents pics du spectre (Raman *shift*, en rouge) permettent d’identifier la magnétite les comparant aux pics du spectre référence de la magnétite (en bleu). (b) Photographie à la loupe binoculaire des grains lithiques du sites ASM1. Les cristaux de magnétite sont les multiples petits grains noirs noyés dans l’agrégat dominés par les feldspaths blancs.

3.3 La fabrique magnétique des dépôts d’avalanche de débris

L’approche appliquée ici aux dépôts d’avalanches de débris de l’île de La Réunion n’a été, à notre connaissance, appliquée antérieurement qu’aux dépôts d’avalanches de débris miocènes du secteur nord-ouest du stratovolcan du Cantal (Massif Central, France ; Schneider et Fisher, 1998). Cette étude avait montré qu’il était possible d’obtenir des informations sur les

mécanismes et les directions de transport à partir de la fabrique magnétique des dépôts. Elle avait cependant mis en évidence une relative dispersion des données en raison du caractère hétérogène des matériaux transportés par les avalanches de débris.

3.3.1 Tendances générales

Pour les 12 sites, 96 échantillons ont été analysés avec un nombre d'échantillons par site s'échelonnant de 4 (Site ASM 5) à 17 (Site ASM 3). Les résultats des mesures d'anisotropie de la susceptibilité magnétique et des paramètres de fabrique sont présentés dans le [tableau V.2](#). Compte tenu des valeurs de susceptibilité (de l'ordre de 10^{-3} SI), l'erreur des mesures est généralement très inférieure à $\pm 0,001$.

3.3.1.1 La susceptibilité volumique moyenne

Les données de la spectrométrie Raman indiquent que le principal minéral porteur de la susceptibilité magnétique des dépôts étudiés est la magnétite. Ce résultat est corroboré par les mesures de susceptibilité volumique moyenne des échantillons. En effet, pour l'ensemble des sites, les valeurs de susceptibilité volumique moyenne s'échelonnent entre 11,545 et $50,029 \cdot 10^{-3}$ SI, avec une valeur moyenne de $21,312 \cdot 10^{-3}$ SI. Ces valeurs élevées sont très vraisemblablement liée à la teneur en éléments basaltiques dans les dépôts, ces roches étant riches en magnétite dans le massif du Piton des Neiges (Nativel *et al.*, 1978 ; Nativel *et al.*, 1979).

Cependant, on observe des disparités significatives entre les sites, certains montrant des valeurs toujours élevées (Sites 4, 5, 10, 11), d'autres des valeurs plus modestes (Site ASM 1, 2, 3, 7, 9 et 12) et d'autres, enfin, des valeurs proches de la moyenne (Sites ASM 6 et 8). Cependant, à l'exception des Sites ASM 2, 3, 5, 11 et 12, les valeurs peuvent montrer d'importantes variations d'un échantillon à l'autre dans un même site. Les valeurs les plus élevées se rencontrent dans le Site ASM 11, pour tous les échantillons, avec une moyenne de $40,558 \cdot 10^{-3}$ SI. Ce site (Ilet à Vidot) montrent des brèches assez homogènes, à clastes basaltiques finement microlitiques. Dès lors, l'abondance des éléments basaltiques dans le dépôt pourrait expliquer les valeurs élevées de susceptibilité. À l'inverse, les valeurs les plus basses se rencontrent pour le Site ASM 12 (Rivière des Galets, centre) avec une susceptibilité moyenne de $14,361 \cdot 10^{-3}$ SI. Ces valeurs basses sont probablement à mettre en relation avec le caractère plus différencié des roches volcaniques présentes dans les dépôts d'avalanches de débris au niveau de ce site (mugéarites, roches « pintades » et trachytes). Les teneurs en

Chapitre V – Les apports de l’anisotropie de la susceptibilité magnétique dans la compréhension des mécanismes de transport des avalanches de débris.

magnétites moindres dans ces roches pourraient expliquer les valeurs de susceptibilité magnétique plus faibles.

Site	échantillons	K_{moy}	K_{max}	orientation		K_{int}	orientation		K_{min}	orientation		L	F	P	P'	T
				D°	I°		D°	I°		D°	I°					
1	1.1A	16,639	1,0016	93	21	1,0007	360	8	0,9977	251	67	1,001	1,003	1,004	1,003	0,561
	1.1B	15,980	1,0021	69	11	0,9995	337	11	0,9985	204	75	1,003	1,001	1,004	1,003	-0,461
	1.2	16,387	1,0021	298	2	1,0007	208	6	0,9972	45	84	1,001	1,004	1,005	1,004	0,452
	1.3	21,603	1,0016	336	36	0,9998	245	2	0,9986	152	54	1,002	1,001	1,003	1,003	-0,159
	1.4	17,302	1,0014	158	10	1,0008	252	24	0,9978	47	64	1,001	1,003	1,004	1,003	0,637
	1.5	15,089	1,0033	275	17	1,0002	180	14	0,9965	53	67	1,003	1,004	1,007	1,006	0,068
	1.5B	13,530	1,0025	112	4	0,9995	203	20	0,9980	10	70	1,003	1,001	1,004	1,004	-0,364
	1.6A	11,676	1,0009	93	36	0,9997	306	50	0,9994	195	16	1,001	1,000	1,001	1,001	-0,632
	1.6B	11,726	1,0009	91	26	0,9997	208	43	0,9994	340	36	1,001	1,000	1,001	1,001	-0,583
1.6C	11,704	1,0010	104	22	0,9999	210	34	0,9991	348	48	1,001	1,001	1,002	1,002	-0,111	
2	2.1A	16,144	1,0020	138	21	1,0008	226	6	0,9972	301	68	1,001	1,004	1,005	1,004	0,516
	2.1B	15,592	1,0016	163	10	0,9996	242	37	0,9988	277	50	1,002	1,001	1,003	1,003	-0,485
	2.3	15,820	1,0019	258	21	1,0006	153	17	0,9975	195	60	1,001	1,003	1,004	1,004	0,432
	2.4	17,352	1,0016	261	45	1,0001	164	6	0,9983	249	44	1,001	1,002	1,003	1,003	0,103
	2.5	16,491	1,0019	198	18	1,0005	188	32	0,9976	200	51	1,001	1,003	1,004	1,004	0,325
3	3.1A	14,368	1,0022	196	44	1,0008	85	20	0,9969	338	39	1,001	1,004	1,005	1,005	0,470
	3.1B	14,249	1,0025	192	47	1,0004	84	16	0,9971	340	38	1,002	1,003	1,005	1,005	0,246
	3.2	13,401	1,0013	54	12	0,9997	313	43	0,9989	156	45	1,002	1,001	1,002	1,002	-0,349
	3.3A	15,442	1,0019	165	6	1,0010	257	23	0,9971	61	66	1,001	1,004	1,005	1,004	0,591
	3.3B	15,524	1,0020	169	20	1,0009	264	13	0,9971	24	66	1,001	1,004	1,005	1,004	0,569
	3.4A	15,370	1,0011	247	17	1,0000	109	68	0,9989	342	14	1,001	1,001	1,002	1,002	0,027
	3.4B	15,416	1,0020	175	24	1,0008	85	2	0,9973	351	66	1,001	1,004	1,005	1,004	0,491
	3.4C	15,649	1,0023	182	21	1,0009	91	4	0,9968	352	69	1,001	1,004	1,006	1,005	0,482
	3.5A	15,204	1,0011	257	9	0,9997	148	63	0,9992	351	25	1,001	1,000	1,002	1,002	-0,531
	3.5B	15,252	1,0017	217	40	1,0005	99	29	0,9978	345	36	1,001	1,003	1,004	1,003	0,405
	3.5C	13,101	1,0016	187	53	1,0006	83	10	0,9979	346	35	1,001	1,003	1,004	1,003	0,452
	3.6A	15,680	1,0025	239	26	1,0001	125	41	0,9974	352	38	1,002	1,003	1,005	1,004	0,078
	3.6B	14,902	1,0023	237	25	1,0004	131	30	0,9973	359	49	1,002	1,003	1,005	1,004	0,227
	3.6C	14,914	1,0023	245	23	1,0004	125	50	0,9973	350	30	1,002	1,003	1,005	1,004	0,244
3.7	14,878	1,0018	36	5	1,0012	128	28	0,9971	297	61	1,001	1,004	1,005	1,004	0,735	
3.8A	14,489	1,0016	210	2	1,0007	119	17	0,9977	306	73	1,001	1,003	1,004	1,003	0,543	
3.8B	14,492	1,0016	210	2	1,0007	120	17	0,9977	306	73	1,001	1,003	1,004	1,003	0,527	
4	4.1	26,355	1,0108	99	24	0,9976	178	19	0,9916	221	55	1,013	1,006	1,019	1,018	-0,379
	4.2	29,836	1,0064	105	30	1,0006	172	40	0,9931	227	30	1,006	1,008	1,013	1,011	0,133
	4.3	29,476	1,0063	44	19	1,0043	229	39	0,9894	216	44	1,002	1,015	1,017	1,015	0,764
	4.4A	30,384	1,0134	98	4	1,0051	279	30	0,9815	93	59	1,008	1,024	1,033	1,027	0,489
	4.4B	29,507	1,0073	86	13	0,9984	267	21	0,9944	63	64	1,009	1,004	1,013	1,012	-0,379
5	5.1	24,217	1,0005	314	30	1,0004	195	41	0,9991	67	35	1,000	1,001	1,001	1,001	0,957
	5.2	20,952	1,0002	299	35	1,0001	186	30	0,9998	66	41	1,000	1,000	1,000	1,000	0,385
	5.3A	20,958	1,0005	261	52	1,0003	353	2	0,9992	85	38	1,000	1,001	1,001	1,001	0,696
	5.3B	32,259	1,0107	116	7	0,9995	202	25	0,9898	218	64	1,011	1,010	1,021	1,018	-0,068
6	6.1	18,122	1,0020	131	11	1,0002	222	4	0,9977	333	79	1,002	1,002	1,004	1,004	0,154
	6.2	19,246	1,0026	70	17	1,0003	312	57	0,9971	170	27	1,002	1,003	1,006	1,005	0,158
	6.3	33,579	1,0038	358	21	0,9994	230	57	0,9969	97	23	1,004	1,002	1,007	1,006	-0,277
	6.4	11,545	1,0022	41	20	1,0016	282	54	0,9962	143	29	1,001	1,006	1,006	1,005	0,812
	6.5	18,804	1,0024	123	24	1,0005	236	41	0,9971	11	39	1,002	1,003	1,005	1,004	0,308
	6.6A	18,498	1,0016	252	59	0,9996	81	31	0,9988	349	4	1,002	1,001	1,003	1,003	-0,397
	6.6B	18,513	1,0008	242	72	1,0003	118	10	0,9989	26	15	1,000	1,001	1,002	1,002	0,492
	6.6C	18,568	1,0029	119	54	0,9991	12	12	0,9979	273	33	1,004	1,001	1,005	1,005	-0,520
	6.7	18,366	1,0008	143	33	1,0004	38	21	0,9988	281	50	1,000	1,002	1,002	1,002	0,631
6.8	12,921	1,0016	86	22	1,0002	351	12	0,9983	235	65	1,001	1,002	1,003	1,003	0,154	

Chapitre V – Les apports de l’anisotropie de la susceptibilité magnétique dans la compréhension des mécanismes de transport des avalanches de débris.

Site	échantillons	K_{moy}	K_{max}	orientation		K_{int}	orientation		K_{min}	orientation		L	F	P	P'	T
				D°	I°		D°	I°		D°	I°					
7	7.1	17,239	1,0018	160	35	0,9995	209	21	0,9987	276	39	1,002	1,001	1,003	1,003	-0,431
	7.2	17,450	1,0014	270	37	1,0005	163	8	0,9981	35	49	1,001	1,002	1,003	1,003	0,464
	7.3	20,086	1,0022	227	45	0,9995	128	7	0,9983	213	44	1,003	1,001	1,004	1,004	-0,372
	7.4	17,834	1,0011	150	21	1,0006	145	22	0,9983	164	57	1,001	1,002	1,003	1,002	0,635
	7.5	14,005	1,0025	180	19	1,0002	266	13	0,9973	144	66	1,002	1,003	1,005	1,004	0,094
	7.6	15,170	1,0051	100	21	0,9987	260	31	0,9963	105	48	1,006	1,002	1,009	1,008	-0,451
8	8.1	16,810	1,0071	88	37	0,9980	316	42	0,9948	200	26	1,009	1,003	1,012	1,012	-0,476
	8.2	15,781	1,0080	265	14	0,9968	356	4	0,9952	103	76	1,011	1,002	1,013	1,013	-0,737
	8.3	12,601	1,0137	266	29	0,9980	12	26	0,9883	136	50	1,016	1,010	1,026	1,023	-0,228
	8.5A	24,540	1,0023	249	44	1,0011	152	7	0,9966	54	45	1,001	1,004	1,006	1,005	0,557
	8.5B	24,541	1,0067	205	25	1,0002	312	32	0,9932	84	48	1,007	1,007	1,014	1,012	0,037
	8.6A	19,011	1,0032	194	1	0,9996	104	34	0,9972	285	56	1,004	1,002	1,006	1,005	-0,197
	8.6B	19,105	1,0012	332	73	0,9997	212	9	0,9991	119	15	1,002	1,001	1,002	1,002	-0,485
8.6C	19,112	1,0002	62	22	0,9999	156	9	0,9999	267	66	1,000	1,000	1,000	1,000	-1,000	
9	9.1	15,370	1,0011	247	17	1,0000	109	68	0,9989	342	14	1,001	1,001	1,002	1,002	0,027
	9.2	15,416	1,0020	175	24	1,0008	85	2	0,9973	351	66	1,001	1,004	1,005	1,004	0,491
	9.3A	15,649	1,0023	182	21	1,0009	91	4	0,9968	352	69	1,001	1,004	1,006	1,005	0,482
	9.3B	15,204	1,0011	257	9	0,9997	148	63	0,9992	351	25	1,001	1,000	1,002	1,002	-0,531
	9.3C	15,423	1,0018	205	18	1,0004	108	23	0,9977	351	53	1,001	1,003	1,004	1,003	0,329
10	10.1	39,301	1,0022	217	40	1,0022	18	49	0,9956	119	10	1,000	1,007	1,007	1,006	0,991
	10.2A	21,786	1,0046	218	72	0,9998	315	2	0,9956	46	18	1,005	1,004	1,009	1,008	-0,051
	10.2B	26,918	1,0039	119	18	0,9981	23	18	0,9981	252	64	1,006	1,000	1,006	1,006	-1,000
	10.3	36,849	1,0022	294	73	1,0022	36	4	0,9956	127	17	1,000	1,007	1,007	1,006	1,000
	10.4	25,576	1,0011	195	34	1,0011	352	54	0,9978	97	11	1,000	1,003	1,003	1,003	1,000
	10.5	20,233	1,0009	312	59	1,0008	200	13	0,9983	103	28	1,000	1,003	1,003	1,002	0,954
	10.6	21,004	1,0008	219	33	1,0008	344	42	0,9984	106	31	1,000	1,002	1,002	1,002	0,976
11	11.1	38,342	1,0140	2	4	0,9963	271	19	0,9897	103	71	1,018	1,007	1,025	1,023	-0,448
	11.10A	45,422	1,0076	18	13	1,0006	259	64	0,9918	114	22	1,007	1,009	1,016	1,014	0,122
	11.10B	45,551	1,0078	34	26	1,0057	144	35	0,9866	276	44	1,002	1,019	1,022	1,019	0,801
	11.11	45,325	1,0173	32	2	1,0066	301	38	0,9761	124	52	1,011	1,031	1,042	1,036	0,486
	11.2	43,491	1,0092	2	5	0,9974	270	28	0,9934	102	61	1,012	1,004	1,016	1,015	-0,484
	11.3A	35,475	1,0054	202	3	0,9999	294	21	0,9947	104	68	1,006	1,005	1,011	1,009	-0,034
	11.3B	35,503	1,0142	207	19	1,0013	115	6	0,9844	7	70	1,013	1,017	1,030	1,026	0,142
	11.4	48,913	1,0113	26	3	0,9998	116	2	0,9890	238	87	1,012	1,011	1,023	1,020	-0,028
	11.5	48,492	1,0083	355	1	1,0015	265	22	0,9902	87	69	1,007	1,011	1,018	1,016	0,251
	11.6	50,029	1,0133	22	12	0,9991	285	32	0,9875	130	55	1,014	1,012	1,026	1,023	-0,094
	11.7	19,498	1,0052	97	24	0,9982	218	50	0,9966	352	31	1,007	1,002	1,009	1,008	-0,625
	11.8	32,181	1,0119	32	9	1,0018	295	36	0,9864	134	52	1,010	1,016	1,026	1,022	0,213
	11.9	39,035	1,0059	13	26	0,9980	282	3	0,9962	186	64	1,008	1,002	1,010	1,009	-0,629
12	12.1	13,433	1,0027	214	13	1,0000	311	25	0,9973	99	62	1,003	1,003	1,005	1,005	-0,021
	12.2	13,067	1,0038	81	40	0,9981	342	10	0,9981	241	48	1,006	1,000	1,006	1,006	-1,000
	12.3	12,585	1,0017	170	29	1,0013	289	41	0,9970	56	35	1,000	1,004	1,005	1,004	0,858
	12.4A	13,736	1,0029	56	51	0,9989	282	30	0,9982	178	24	1,004	1,001	1,005	1,005	-0,670
	12.4B	14,848	1,0014	233	5	1,0002	134	40	0,9985	329	49	1,001	1,002	1,003	1,002	0,169
	12.4C	16,687	1,0019	174	26	1,0004	160	17	0,9977	339	57	1,002	1,003	1,004	1,004	0,263
12.5	16,173	1,0022	129	35	1,0004	198	34	0,9974	258	31	1,002	1,003	1,005	1,004	0,250	

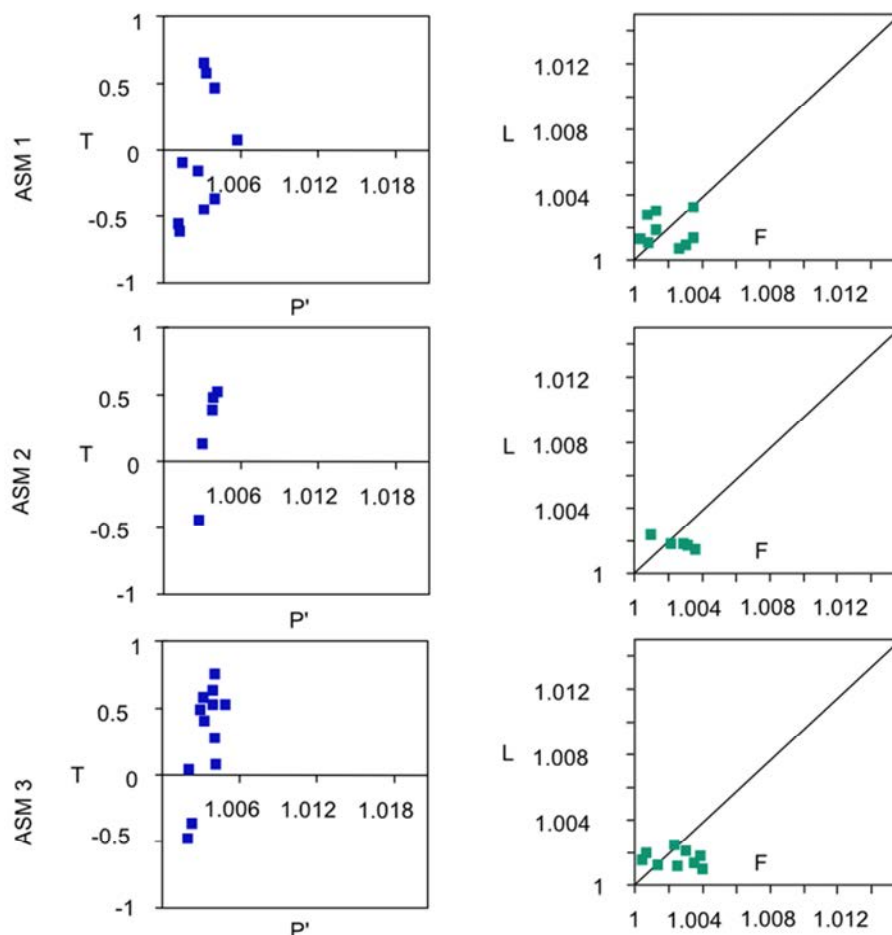
Tableau V.2. Valeurs de la susceptibilité magnétique des échantillons analysés et paramètres de la fabrique magnétique. K_{moy} : susceptibilité volumique moyenne en 10^{-3} SI (normalisées pour un volume de 8 cm^3) ; K_{max} , K_{int} , K_{min} : respectivement les axes maximum, intermédiaire et minimum de l’ellipsoïde d’anisotropie de la susceptibilité magnétique définis selon leur intensité normalisée à la susceptibilité volumique ; D° et I° : respectivement la déclinaison et l’inclinaison (en degrés) pour les axes maximum, intermédiaire et minimum ; L : linéation magnétique ; F : foliation magnétique ; P : degré d’anisotropie ; P' : degré d’anisotropie corrigé ; T : facteur de forme (voir le texte pour les explications).

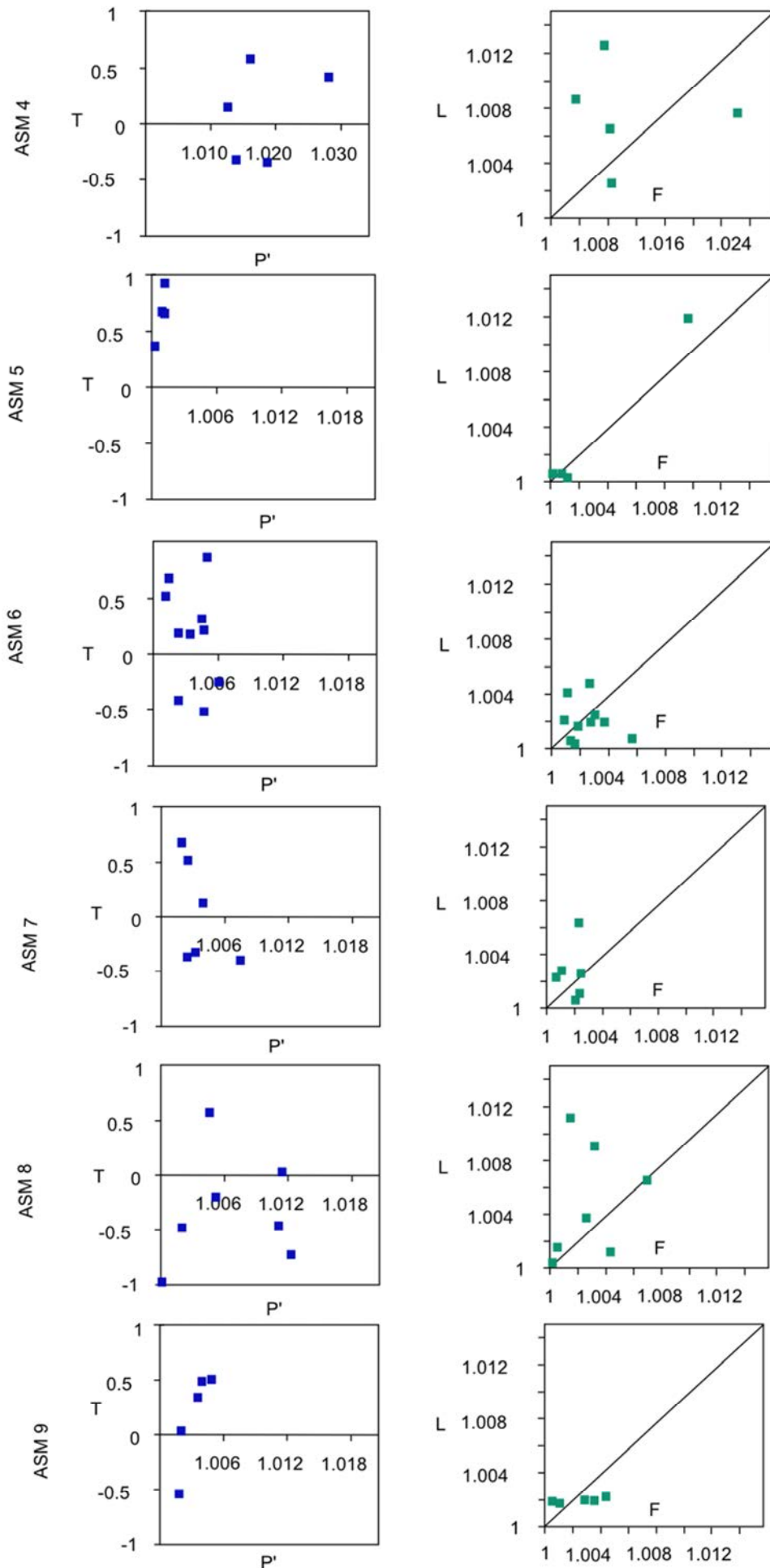
On constate que les valeurs moyennes de susceptibilité sont assez similaires dans les sites distaux (Cap La Houssaye, Cap de la Marianne, Chemin de Saint-Gilles) et au site du captage de la canalisation des Orangers (Site 8). Ce constat permet d’envisager une source volcanique similaire pour l’ensemble des dépôts. En revanche, les Sites ASM 4 et 5 (Cap La Houssaye,

respectivement filon clastique et injections dans le substratum) présentent des valeurs plus élevées. Ces valeurs relativement élevées sont très probablement le reflet des apports en matériel volcanique exogène à l’avalanche de débris remobilisé depuis le substratum volcanique (laves L1 à débit *pahoehoe*).

3.3.1.2 Les caractéristiques des ellipsoïdes de fabrique magnétique

Pour chaque site de prélèvement, les caractéristiques des ellipsoïdes de fabrique magnétique des échantillons sont présentées sur la Figure V.8 à l’aide des diagrammes de Flinn (L/F) et de Jelínek (T/P'). L’ensemble des échantillons montre un faible degré d’anisotropie corrigé (P' ; diagrammes de Flinn), généralement inférieur à 1 %, sauf pour les Sites ASM 4, 5, 8 et 11 où ils peuvent atteindre un maximum de 4 % (Site 11). Ces valeurs d’anisotropie peuvent paraître très faibles, mais elles sont dans l’ordre de grandeur habituel pour les fabriques de roches, à l’exception des matériaux fortement cisailés des zones de failles (déformation ductile très pénétrative). Malgré la faiblesse générale des degrés d’anisotropie corrigés, les valeurs ont une réelle signification physique compte tenu des valeurs élevées de susceptibilité volumique moyenne des échantillons. Les diagrammes de Flinn et de Jelínek montrent que la forme des ellipsoïdes est très variable selon les échantillons et les sites. On constate une distribution assez équilibrée entre les ellipsoïdes *oblates* et *prolates* dans les différents sites.





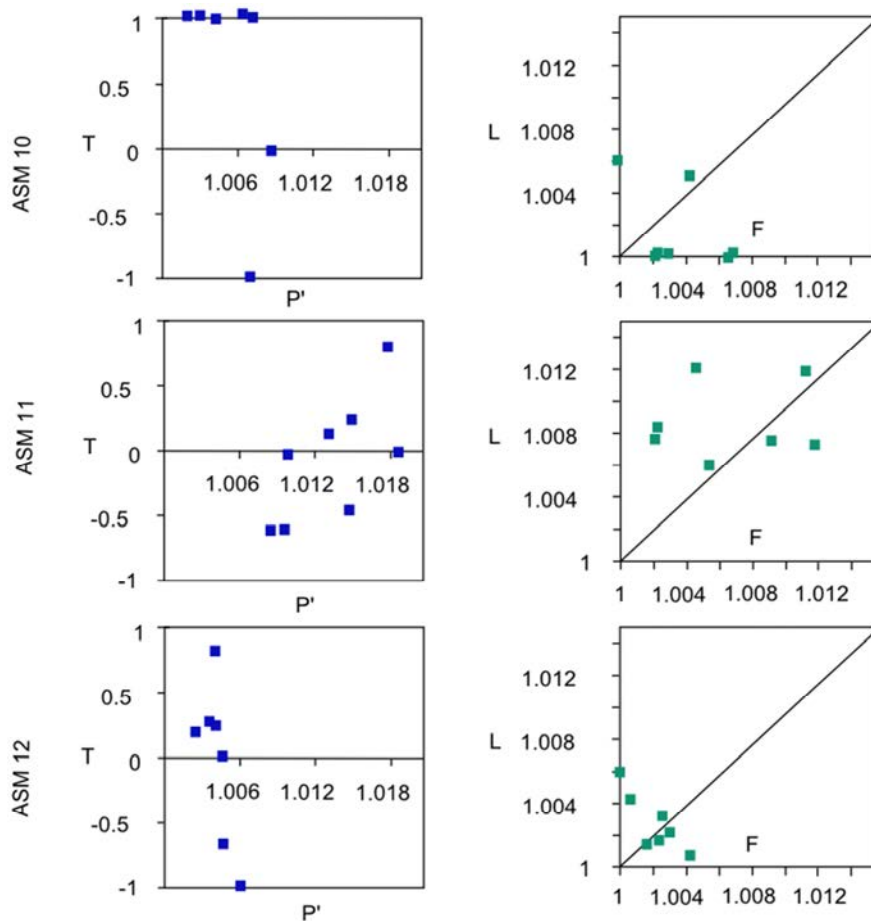
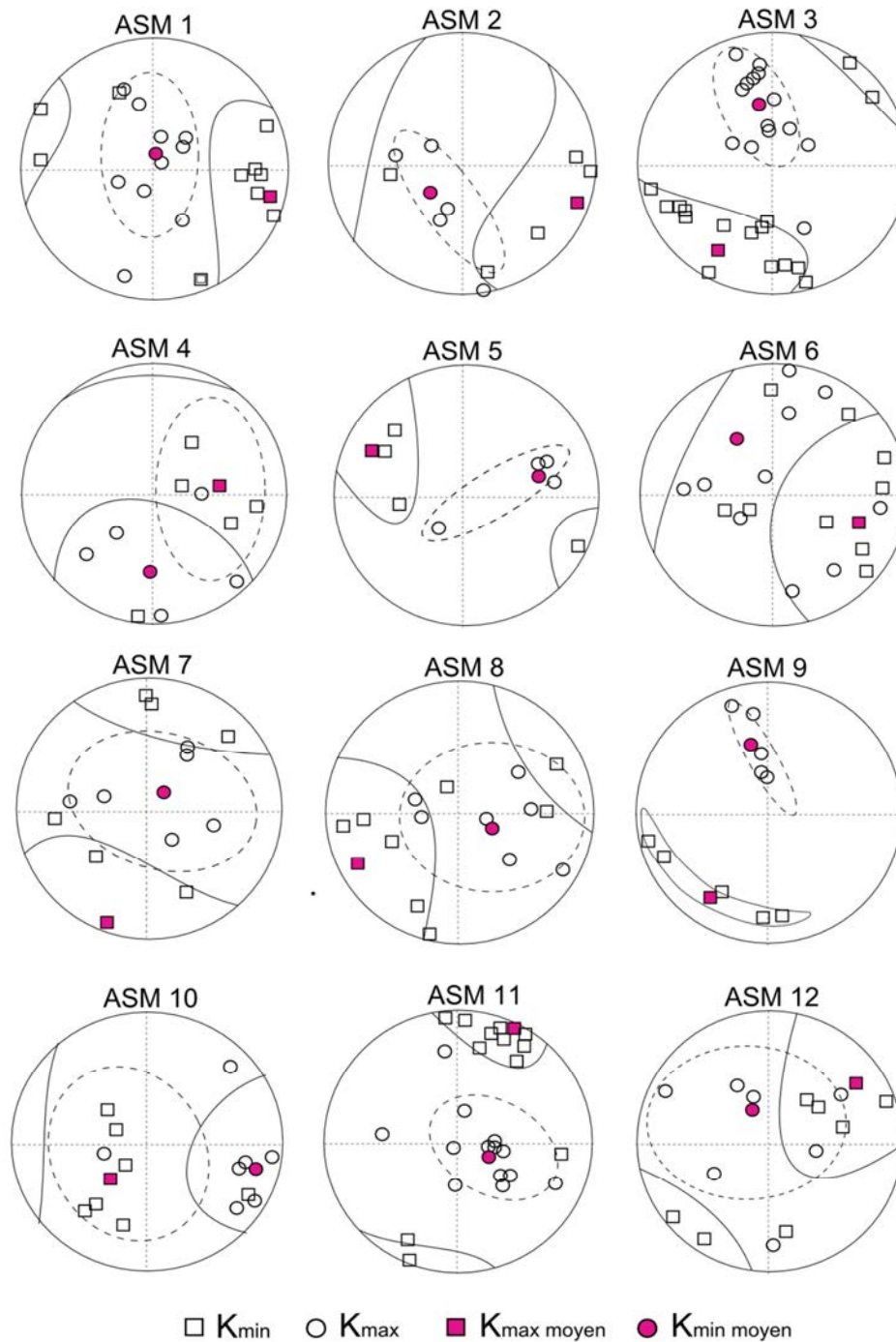


Figure V.8. Diagrammes de Flinn (à gauche) et de Jelinek (à droite) pour chacun de 12 sites d’analyse de l’anisotropie de la susceptibilité magnétique (cf. Fig. V.5). Avec T le facteur de forme, P' le degré d’anisotropie corrigé, L le paramètre de linéation et F le paramètre de foliation

De la même manière, on peut représenter la répartition des axes de susceptibilité magnétique sur des stéréodiagrammes qui permettent une vision globale de leur distribution à l’échelle du site d’échantillonnage. Pour chaque site, les $K_{\max \text{ moyen}}$ et $K_{\min \text{ moyen}}$ sont représentés. Ces données apportent des informations sur la fabrique magnétique mais également sur les directions de transport (cf. paragraphe 3.3.4). La Figure V.9 illustre ces distributions pour les différents sites.



3.3.2 La fabrique magnétique pour les différents sites

Pour chacun des 12 sites de prélèvement, nous présenterons les caractéristiques de la fabrique magnétique basée sur l'interprétation des paramètres d'anisotropie, discutés à partir de leurs

valeurs moyennes. L’objectif est ici de tirer des informations de la fabrique sur les phénomènes physiques associés à la mise en place des dépôts d’avalanches de débris.

3.3.2.1 Les Brèches de Saint-Gilles

- Sites ASM 1 et 2 – Parties internes des dépôts du Cap La Houssaye (Unité Br II) :

Les échantillons ont été prélevés dans la matrice au cœur d’un dépôt d’avalanche de débris. Les diagrammes de Flinn (L/F) et de Jelínek (T/P') pour chacun des deux sites (Fig. V.8) indiquent une faible anisotropie, tendance confirmée dans les deux sites par les valeurs moyennes du degré d’anisotropie P_{moy} (Site ASM 1 : 1,004 ; Site ASM 2 : 1,004). Les valeurs du facteur de forme T varient entre 0,6 et -0,6 ce qui suggère une forme variable des ellipsoïdes, tantôt aplatis ou allongés, pour les différents échantillons des deux sites. Par conséquent, aucune fabrique préférentielle n’est mise en évidence dans ces dépôts. Les valeurs moyennes de la linéation magnétique L (Site ASM 1 : 1,002 ; Site ASM 2 : 1,001) sont faibles comparées aux autres sites d’étude. Les valeurs moyennes de la foliation magnétique F_{moy} (Site ASM 1 : 1,002 ; Site ASM 2 : 1,002) sont également parmi les plus faibles déterminées pour l’ensemble de l’étude. Les axes maximums et minimums de la susceptibilité sont relativement dispersés sur les projections stéréographiques pour les deux sites (Fig. V.8). Cependant, les K_{max} sont globalement distribués autour de l’horizontale et les K_{min} sont très redressés ce qui souligne un litage magnétique proche de l’horizontale et, de là, un tassement fruste des éléments lors du dépôt. Le caractère très faiblement anisotrope du matériel et l’absence d’une orientation très marquée de la linéation et de la foliation magnétiques indiquent que le dépôt s’est fait en masse en l’absence de contraintes de cisaillement importantes, signature probable d’un dépôt distal réalisé dans un milieu ouvert.

- Site ASM 3 – Semelle de l’avalanche de débris du Cap La Houssaye (Unité Br II) :

Ce site correspond à la semelle de l’avalanche de débris au Cap La Houssaye à proximité du contact basal avec les coulées L1 à débit *pahoehoe*. Ici aussi, la fabrique, suggérée par les diagrammes de Flinn et de Jelínek est très faiblement anisotrope. Cependant, la fabrique apparaît plus foliée et plus marquée (degré d’anisotropie $P_{\text{moy}} = 1,004$) que dans le cœur du dépôt (Sites ASM 1 et 2). Le facteur de forme moyen T demeure cependant similaire. Les valeurs moyennes de linéation et de foliation magnétiques sont respectivement de 1,001 et 1,003. La foliation magnétique apparaît légèrement plus marquée que pour les Sites ASM 1 et 2 qui correspondent au corps du dépôt. La distribution des K_{max} , bien que relativement

groupée, montre une inclinaison – et corrélativement pour la distribution des K_{\min} – plus importante que dans le cœur du dépôt.

- Site ASM 4 – Filon clastique du Cap La Houssaye (Unité Br II) :

À la différence des autres sites du Cap La Houssaye précédemment présentés, le Site ASM 4 a été échantillonné dans une structure particulière, un filon clastique (*cf.* Chapitre III). La susceptibilité volumique moyenne ($K_{\text{moy}} = 29 \cdot 10^{-3}\text{SI}$) est supérieure à celle des matériaux prélevés dans le cœur des dépôts ce qui suggère une proportion plus importante de matériel basaltique. Les diagrammes de Flinn et de Jelínek montrent une forte variation des fabriques selon les échantillons, probablement en lien avec la composition lithologique très hétérogène du matériel présent dans le filon, comme semble le confirmer également les valeurs élevées de la susceptibilité volumique moyenne. Cependant, à l’échelle du site, la fabrique magnétique semble plus développée comme l’indique la valeur relativement élevée du degré d’anisotropie P_{moy} (1,0191) témoin d’une anisotropie de l’ordre de 2 %. Parmi l’ensemble des sites étudiés, il s’agit de celui où l’anisotropie est la plus marquée. Les K_{\max} des échantillons et le K_{\max} moyen à l’échelle du site sont fortement inclinés, probablement en raison du fort pendage des épontes du filon clastique qui ont exercé une forte contrainte de confinement et de cisaillement au cours de l’injection qui semble par conséquent se réaliser selon une direction verticale, de bas en haut. La linéation et la foliation magnétiques moyennes ont des valeurs élevées, respectivement de $L_{\text{moy}} = 1,008$ et $F_{\text{moy}} = 1,011$, les plus importantes pour l’ensemble des brèches de Saint-Gilles. L’allongement des ellipsoïdes témoigne d’un fort degré d’alignement des grains dans le filon. Leur aplatissement important (foliation) suggère également le rôle joué par les épontes du filon lors de son remplissage dynamique.

- Site ASM 5 – Injections de matrice fine dans le substratum volcanique du Cap La Houssaye (Unité Br I ou II) :

Ici encore, le site correspond à un contexte particulier de mise en place des matériaux étudiés. Ces derniers, en provenance de la masse de l’avalanche de débris, ont été injectés dans des fractures ouvertes dans le substratum volcanique situé à la base de l’écoulement (laves L1 à débit *pahoehoe* ; *cf.* Chapitre III). La susceptibilité volumique moyenne est relativement élevée ($K_{\text{moy}} = 24.6 \cdot 10^{-3}\text{SI}$) et probablement liée à un mélange du matériel injecté depuis la base de l’avalanche de débris à des éléments basaltiques du substratum. Les diagrammes de Flinn et de Jelínek, tout comme le facteur de forme moyen positif et élevé ($T_{\text{moy}} = 0,492$),

soulignent une tendance *oblate* des ellipsoïdes, avec cependant une forte différence pour un échantillon nettement *prolate* ($T_{\text{moy}} = -0,068$). Cette différence est probablement à mettre sur le compte de la présence d’une particule de fort allongement qui influence, à elle-seule, la fabrique magnétique de l’échantillon. Le degré d’anisotropie P_{moy} (1,006) témoigne d’une fabrique, certes présente, mais de faible importance (< 1 %). Les valeurs moyennes de linéation et de foliation magnétiques pour le site sont respectivement de $L_{\text{moy}} = 1,003$ et $F_{\text{moy}} = 1,003$ et confirment le caractère généralement aplati de la fabrique. Les K_{max} sont globalement horizontaux et d’orientation N300 (Fig. V.9), mais les K_{min} sont très obliques par rapport à la verticale. Cette orientation suggère un phénomène de roulement des particules le long d’axes subhorizontaux lors de leur injection dans les fractures horizontales du substratum volcanique. L’orientation du K_{max} moyen est cohérent avec la direction de transport des avalanches de débris du Cap Lahoussaye (cf. partie 3.3.5 *Reconstitution des directions de transport, infra*).

- Site ASM 6 – Partie interne du dépôt du Cap de la Marianne (Unité Br III) :

Les matériaux de la partie interne du dépôt d’avalanches de débris du Cap de la Marianne. Les valeurs de susceptibilité volumique sont du même ordre de grandeur à ceux des dépôts du Cap La Houssaye ce qui suggère une source similaire. La fabrique magnétique est comparable à celle des dépôts internes de l’avalanche de débris du Cap La Houssaye comme le montrent les diagrammes de Flinn et de Jelínek (Fig. V.8) et la valeur du facteur de forme moyen ($T_{\text{moy}} = 0,152$) qui indique une tendance à l’aplatissement des ellipsoïdes d’anisotropie pour le site. La valeur du degré d’anisotropie moyen est de 1,004. La foliation et la linéation magnétiques sont très proches, $L_{\text{moy}} = 1,002$ et $F_{\text{moy}} = 1,002$, respectivement, et similaires à celles des Sites 1 et 2. Les axes des K_{max} et des K_{min} sont cependant plus dispersés au Cap de la Marianne, peut-être en raison du caractère plus hétérogène du dépôt. Les valeurs plus élevées en moyenne de la foliation magnétique par rapport à la linéation indiquent un étalement important du dépôt au moment de sa mise en place.

- Site ASM 7 – Chemin de Saint-Gilles (Unité Br IV) :

Ce site est prélevé dans l’unité d’avalanche de débris la plus récente du littoral occidental de l’île. Les valeurs de susceptibilité volumique moyenne sont semblables à celles des autres brèches du même secteur ($K_{\text{moy}} = 17 \cdot 10^{-3}$ SI). C’est également le cas des linéation et foliation magnétiques moyennes ($L_{\text{moy}} = 1,002$; $F_{\text{moy}} = 1,002$) qui dénotent une fabrique peu

développée, confirmée par un faible degré d’anisotropie ($P_{\text{moy}} = 1,040$), similaire à celui des dépôts d’avalanches de débris du Cap La Houssaye. Cette dernière est cependant caractérisée par une tendance à l’aplatissement des ellipsoïdes ($T_{\text{moy}} = -0,010$). Comme pour les brèches du Cap de la Marianne qu’elles surmontent, celles du chemin de Saint-Gilles montrent une importante dispersion des axes maximum et minimum des ellipsoïdes. Sur leur projection stéréographique (Fig. V.9), les axes des K_{max} et des K_{min} présentent une dispersion similaire à celle des brèches du Cap de la Marianne. Cette caractéristique, de même que celles de la fabrique magnétique, dénote d’une part le caractère hétérogène du matériel transporté et, d’autre part, le faible confinement probable de l’écoulement dans la zone du dépôt de l’avalanche de débris. Par conséquent, c’est surtout la foliation magnétique, coaxiale au litage, qui s’exprime dans les dépôts.

3.3.2.2 Les brèches du Cirque de Mafate

Le seul site de prélèvement dans les dépôts d’avalanche de débris du Cirque de Mafate (cf. Chapitre III) correspond au captage de la canalisation des Orangers, près de l’Ilet des Orangers (Site ASM 8). Le dépôt est ici relativement proximal (9 km du centre du massif du Piton des Neiges). Les valeurs moyennes de la susceptibilité magnétique de ces dépôts ($K_{\text{moy}} = 19 \cdot 10^{-3}$ SI) sont très proches de celles des dépôts du Cap La Houssaye. Le matériel présente donc ici des caractéristiques magnétiques semblables à celles des dépôts distaux. Par conséquent, il s’agit ici d’un argument qui supporte une corrélation possible entre les dépôts d’avalanches de débris des Orangers et ceux présents le long du littoral occidental de l’île. Le degré d’anisotropie moyen pour le site ($P_{\text{moy}} = 1,010$) indique une anisotropie de 1 %. Elle est donc peu importante pour ce site, mais néanmoins supérieure à celles des dépôts distaux. Ici, les ellipsoïdes de la fabrique magnétique des différents échantillons sont préférentiellement allongés (*prolate*) comme le montrent les diagrammes de Flinn et de Jelínek (Fig. V.8) et la valeur du facteur de forme moyen $T_{\text{moy}} = -0,316$. Par comparaison avec les dépôts distaux, ceux du Site ASM 8 montrent une linéation et une foliation magnétiques moyennes plus marquées ($L_{\text{moy}} = 1,006$; $F_{\text{moy}} = 1,004$). Une tendance générale à l’aplatissement dans le dépôt est indiquée par la répartition stéréographique des K_{max} à proximité du plan horizontal et le fort plongement des K_{min} (Fig. V.9). Cette tendance à l’aplatissement et les valeurs importantes des linéations et foliations magnétiques plaident en faveur d’un confinement lithostatique et topographique marqué dans la zone de dépôt. La linéation magnétique supérieure à la foliation magnétique suggère, quant à elle, une

importance de la traction des particules transportée dans l’avalanche de débris au moment de l’arrêt de l’écoulement.

3.3.2.3 Les brèches du Cirque de Cilaos

Les deux sites échantillonnés dans le Cirque de Cilaos correspondent aux dépôts d’avalanches de débris les plus proximaux à la source supposée (centre du massif du Piton des Neiges). Cependant, comme les cicatrices d’arrachement n’ont pas pu être localisées avec précision, il est fort probable qu’elles se situent à une moindre distance des sites de prélèvement que celle qui est indiquée dans le Tableau V.1.

- Site ASM 9 – Ilet du Bois Rouge :

Ce site est situé à 4 km de la source supposée de l’avalanche de débris. La susceptibilité magnétique moyenne du site est de l’ordre de grandeur de celle des dépôts distaux ($K_{\text{moy}} = 15,4 \cdot 10^{-3}$ SI). La fabrique magnétique n’est pas très développée à l’échelle de ce site comme l’indique la valeur faible du degré d’anisotropie moyen ($P_{\text{moy}} = 1,004$), très inférieure au pourcent. Les ellipsoïdes de la fabrique magnétique montrent une tendance préférentielle à l’aplatissement (Fig. V.8) avec un facteur de forme moyen $T_{\text{moy}} = 0,160$. Les valeurs de la linéation et de la foliation magnétiques moyennes sont assez similaires à celles qui ont été déterminés dans les dépôts distaux (Cap La Houssaye par exemple) avec les valeurs moyennes respectives suivantes : $L_{\text{moy}} = 1,001$ et $F_{\text{moy}} = 1,002$. La projection stéréographique montre un bon groupement des axes des susceptibilités maximums et minimums des échantillons du site et un faible plongement des K_{max} et des K_{min} légèrement excentrés par rapport à la verticale. On retiendra que l’aplatissement domine ce qui suggère, compte tenu de la position proximale du site, un confinement lithostatique important.

- Site ASM 10 – Pont de la Rivière Bras Rouge :

Il s’agit du site le plus proximal (3,5 km de la source supposée de l’avalanche de débris) analysé dans le cadre de cette étude. La susceptibilité volumique moyenne est relativement élevée ($K_{\text{moy}} = 27 \cdot 10^{-3}$ SI) en raison d’une forte teneur en éléments basaltiques riches en magnétite dans les dépôts. Le degré d’anisotropie moyen y est relativement faible ($P_{\text{moy}} = 1,005$) et proche de celui du Site ASM 9. La fabrique magnétique est ici fortement aplatie comment l’indiquent la valeur moyenne du facteur de forme moyen pour le site

($T_{\text{moy}} = 0,553$) et les diagrammes de Flinn et de Jelínek (Fig. V.8). Cependant, certains échantillons montrent une nette tendance à l’étirement. L’amplitude des valeurs du facteur de forme pour les différents échantillons est très importante, certains échantillons montrant une forte fabrique planaire, d’autres une fabrique linéaire très marquée. Malgré ces disparités, les valeurs de la linéation et de la foliation magnétique à l’échelle des échantillons sont peu dispersées autour des valeurs moyennes pour l’ensemble du site. De plus, elles sont semblables à celles du Site ASM 9 avec cependant une légère augmentation de la foliation ($L_{\text{moy}} = 1,001$; $F_{\text{moy}} = 1,004$). La projection stéréographique des K_{max} et des K_{min} montre une particularité remarquable par rapport à l’ensemble des autres sites étudiés. En effet, la plupart des K_{max} montre un plongement important avec une faible inclinaison corrélative des K_{min} . Ces orientations pourraient témoigner de la pente très forte du substratum à cet endroit. On peut envisager, sans pouvoir cependant le démontrer plus avant, que le dépôt très proximal s’est réalisé au niveau de la cicatrice d’arrachement dont la surface serait ici très inclinée. Au regard des autres sites, les paramètres de la fabrique magnétique suggèrent un contexte de confinement lithostatique relativement peu important dans cette zone de dépôt. Cette caractéristique n’est apparemment pas en accord avec les données morphométriques pour le site (cf. Chapitre IV) qui suggèrent, au contraire, un fort confinement. Ce paradoxe rend en fait compte des fortes variations de fabrique sur de faibles distances, à l’échelle de l’affleurement. Par conséquent, il convient de déduire de cette observation que l’importante désintégration dynamique pour ce site est à mettre en relation avec une énergie cinétique importante. La faible organisation de la fabrique serait alors liée à l’importance du phénomène de gonflement dispersif isotrope qui masque finalement l’existence d’un probable confinement important de l’écoulement, tout au moins par la topographie.

3.3.2.4 Les brèches du Cirque de Salazie

Seul le site de l’Ilet à Vidot (Site ASM 11) a été échantillonné dans le Cirque de Salazie dans le cadre de notre étude. Il s’agit d’un site proximal (6 km) peu éloigné du centre du massif du Piton des Neiges. C’est le site où la susceptibilité volumique moyenne est la plus élevée ($K_{\text{moy}} = 40,6 \cdot 10^{-3}$ SI), les éléments du dépôt étant constitués exclusivement de basaltes à grain très fin. C’est également le site qui présente le plus fort degré d’anisotropie moyen ($P_{\text{moy}} = 1,021$). Les dépôts ont été échantillonnés à proximité de leur base, où le cisaillement était important au moment de leur mise en place. La forte anisotropie est également marquée

par une linéation et une foliation magnétiques moyennes ($L_{\text{moy}} = 1,010$; $F_{\text{moy}} = 1,011$) qui sont les plus élevées de l'ensemble des dépôts étudiés, à l'exception de ceux du Site ASM 4 qui correspond au contexte particulier d'un filon clastique. Les diagrammes de Flinn et de Jelínek présentent des données relativement disparates selon les échantillons, mais la fabrique est essentiellement planaire (*oblate*). Le facteur de forme moyen est relativement faible ($T_{\text{moy}} = -0,025$) et dénote une importance relative très similaire de la linéation et de la foliation magnétique dans la fabrique du dépôt. L'organisation de la fabrique est bien marquée comme en témoignent les projections stéréographiques des axes K_{max} et K_{min} (Fig. V.8). Les valeurs de K_{min} sont assez dispersées mais le K_{min} moyen est proche du centre du cercle témoignant d'une importante contrainte verticale, alors que le très faible plongement du K_{max} moyen indique un dépôt sur un substratum peu pentu. L'ensemble des données suggèrent un dépôt dans un environnement fortement confiné lithostatiquement. La dispersion des axes des K_{min} témoigne très probablement du caractère mal classé du dépôt avec une orientation très variable des éléments constitutifs à l'échelle du volume des échantillons.

3.3.2.5 Les brèches de la Rivière de Galets

Les carottes proviennent de la brèche centrale et très indurée du lit de la Rivière des Galets (Site ASM 12). La susceptibilité volumique moyenne pour le site est faible ($K_{\text{moy}} = 14,4 \cdot 10^{-3}$ SI) tout en étant très similaire à celle des autres dépôts distaux qui affleurent le long du littoral. De la même manière, le degré d'anisotropie moyen demeure faible comme pour ces autres sites ($P = 1,005$). Bien que l'anisotropie soit faible, les diagrammes de Flinn et de Jelínek témoignent d'une géométrie très variable des ellipsoïdes (Fig. V.7), tantôt aplatis ou allongés avec cependant une prédominance statistique des fabriques allongées ($T_{\text{moy}} = -0,021$). La linéation et la foliation magnétiques demeurent peu importantes dans les échantillons avec des valeurs peu élevées et proches à l'échelle du site ($L_{\text{moy}} = 1,002$; $F_{\text{moy}} = 1,002$). La projection stéréographique témoigne d'une dispersion assez importante des axes de susceptibilités majeurs K_{max} et K_{min} comme c'est également le cas pour les autres sites proches du littoral (Fig. V.8). Malgré la similitude de la fabrique magnétique des dépôts du site de la Rivière des Galets avec celle des autres dépôts proches du littoral, le dépôt ici n'appartient pas au même ensemble d'avalanches de débris comme cela est démontré par d'autres caractéristiques, lithologiques en particulier (*cf.* Chapitre III). Pour autant, la fabrique magnétique témoigne également ici d'un étalement aisé des dépôts lors de leur mise en place (faible degré d'anisotropie) dans un environnement ouvert et faiblement confiné.

3.3.3 La notion de faciès magnétique appliquée aux avalanches de débris

Les caractéristiques de la fabrique magnétique peuvent également être appréhendées par la détermination des *faciès magnétiques*, un concept récent basé sur l'analyse de la dispersion des axes de susceptibilités sur les projections stéréographiques.

3.3.3.1 Le concept de faciès magnétique

Dans un travail publié très récemment, Ort *et al.* (2014) ont développé le concept de *faciès magnétique* à partir de l'étude de dépôts d'écoulements pyroclastiques et de déferlantes hydroclastiques. Il s'agit d'écoulements volcanoclastiques plus ou moins dilués, mais il est important de noter qu'ils sont beaucoup moins concentrés, et donc moins denses et plus sujets à la turbulence, que les avalanches de débris. Dans le cadre des études classiques, la fabrique magnétique est déterminée à l'échelle (1) des échantillons individuels et (2) à l'échelle des sites de prélèvement en considérant alors des valeurs moyennes des paramètres d'anisotropie. En cherchant à mieux comprendre la signification de ces valeurs moyennes à l'échelle du site de prélèvement, d'une surface de l'ordre du mètre carré, Ort *et al.* (2014) s'intéressent à la dispersion des mesures. Ils basent leur raisonnement sur les valeurs de dispersion moyennes des axes de K_{\max} et de K_{int} données par les ellipses de confiance (α_{95} ; cf. Fig. V.9) de distribution de chacun de ces axes pour la population d'échantillons analysés. Ils aboutissent ainsi à la notion de déclinaison et d'inclinaison de l'*angle de confiance moyen* pour chaque site. Il est intéressant de constater qu'ici les données du K_{int} sont utilisées alors que cet axe est généralement négligé dans les études de fabrique magnétique.

Ces déclinaisons (D) et inclinaisons (I) moyennes sont déterminées en calculant la moyenne arithmétique des déclinaisons et des inclinaisons des angles moyens des ellipses de confiance moyens des K_{\max} et de K_{int} , respectivement, de l'ensemble des échantillons du site. Les points correspondant à chaque site sont reportés dans un diagramme de l'inclinaison en fonction de l'inclinaison de l'angle de confiance moyen (*I EI-E2 vs. D EI-E2*). La Figure V.10 présente deux exemples de diagrammes construits par Ort *et al.* (2014). Ils permettent de discriminer plusieurs faciès magnétiques correspondant chacun à une tendance générale de la fabrique magnétique. On distingue ainsi les faciès (1) faiblement linéaire, (2) folié et (3) linéaire et folié. Dans le cas de l'étude des fabriques magnétiques des dépôts d'écoulements pyroclastiques et de déferlantes hydroclastiques, Ort *et al.* (2014) relie ces différents faciès magnétiques à des mécanismes d'écoulements particuliers. Ainsi, le diagramme A (Fig. V.10)

est construit à partir des données de fabrique magnétique de dépôts d’ignimbrites (dépôts mis en place par des écoulements pyroclastiques à la périphérie d’une caldeira) et le diagramme B (Fig. V.10) illustre les résultats qui correspondent à des dépôts de déferlantes hydroclastiques étudiés à proximité d’un maar.

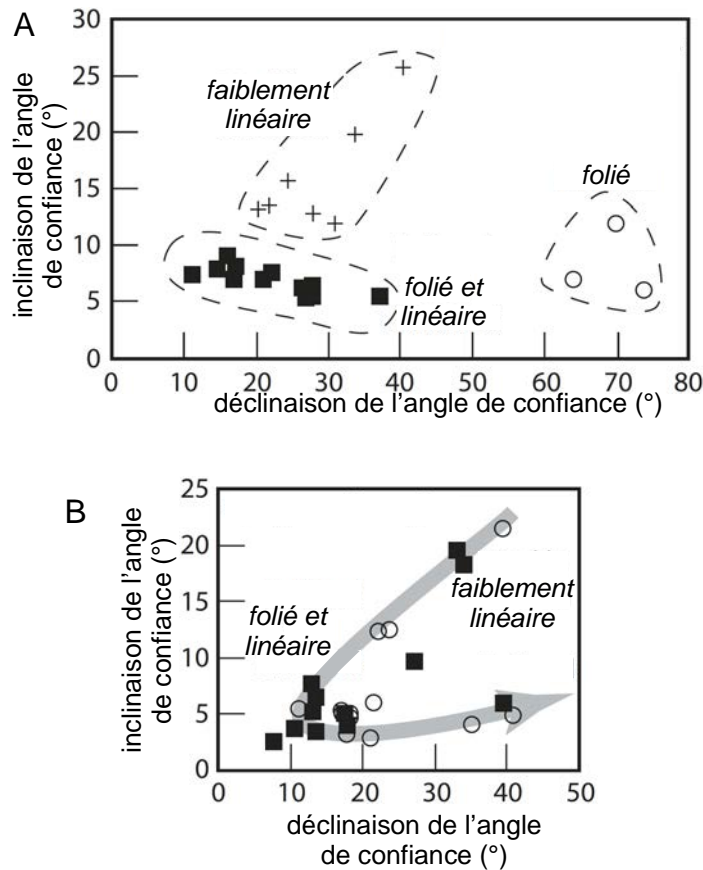


Figure V.10. Diagrammes $I E1-E2$ vs. $D E1-E2$ établis à partir des données de la fabrique magnétique de dépôts volcanoclastiques qui permettent de distinguer différents faciès magnétiques (Ort *et al.*, 2014). A. Dépôt ignimbritiques de la caldeira de Caviahue (Argentine). Les différents faciès magnétiques sont limités en pointillés et permettent de distinguer les faciès faiblement linéaire, folié et linéaire et folié. B. Dépôts de déferlantes hydroclastiques des maars Haskie et Triplets (U.S.A.). Les différents faciès magnétiques sont présentés et la flèche en gris indique l’éloignement des dépôts par rapport à la bordure du maar (source des écoulements).

3.3.3.2 Application aux dépôts d’avalanches de débris de La Réunion

Nous avons appliqué cette approche aux différents sites échantillonnés dans les dépôts d’avalanches de débris de La Réunion. Le [Tableau V.3](#) synthétise les valeurs des déclinaisons et inclinaisons des angles de confiance moyens calculés pour les différents sites étudiés.

Site	localité	decl.	incl.
ASM 1	Cap La Houssaye milieu affleurement (1)	32,79	60,03
ASM 2	Cap La Houssaye milieu affleurement (2)	30,11	57,61
ASM 3	Cap La Houssaye semelle dépôt	31,60	53,35
ASM 4	Cap La Houssaye filon clastique	29,95	64,66
ASM 5	Cap La Houssaye injection substratum	21,21	48,19
ASM 6	Cap de la Marianne (bord de route)	54,29	67,92
ASM 7	Chemin de Saint-Gilles	48,14	62,76
ASM 8	Ilet des Orangers (captage canalisation)	49,91	62,65
ASM 9	Bois Rouge	10,89	62,25
ASM 10	Pont Rivière du Bras Rouge	42,11	60,42
ASM 11	Ilet à Vidot (Rivière du Mât)	21,91	46,53
ASM 12	Rivière des Galets (centre rivière)	29,84	73,01

Tableau V.3. Tableau synthétique présentant pour chaque site d’étude de l’anisotropie de la susceptibilité magnétique des dépôts d’avalanches de débris de La Réunion les déclinaisons et inclinaisons des angles de confiance moyens.

La Figure V.11 présente les résultats. Le diagramme $I E1-E2$ vs. $D E1-E2$ a été légèrement modifié afin de faire apparaître quatre faciès magnétiques caractérisés par des fabriques différentes : (1) foliée et linéaire, (2) foliée, (3) faiblement linéaire et (4) faiblement foliée. On constate, hormis le Site ASM 9 (Bois Rouge), que tous les sites se placent dans le domaine qui dénote une fabrique faiblement foliée. La forte dispersion des axes traduit le caractère hétérogène des dépôts, mais également la fabrique peu développée bien que significative. L’examen de la répartition des valeurs des différents sites dans le diagramme révèle qu’il n’existe pas de corrélation évidente entre la position des sites et leur situation sur le terrain. En effet, les points correspondant à des sites proximaux se localisent à proximité de la position des sites distaux dans le diagramme. Cependant, les matériaux les plus confinés (Sites ASM 3, 4, 5 et 11) se situent dans le bas du domaine du faciès magnétique faiblement folié, à proximité du domaine caractéristique des fabriques foliées. À l’inverse, les points correspondant aux dépôts proximaux des Sites ASM 8 et 10 se placent vers le haut du diagramme dans le même espace que les dépôts distaux des Sites ASM 6 et 7. Par conséquent, il n’est pas évident de corréler d’une manière précise la fabrique magnétique au degré de confinement des écoulements comme cela a pu être discuté préalablement dans les Chapitres III et IV. Seul le Site ASM 9, l’un des deux sites les plus proximaux de la source supposée des avalanches (centre du massif du Piton des Neiges) présente les caractéristiques typiques d’un faciès folié qui pourrait témoigner d’un confinement important. Même pour les sites

particuliers correspondant à des injections de matériel matriciel dans des fractures ouvertes (Sites ASM 4 et 5), le confinement n’est pas aisé à mettre en évidence à partir du diagramme.

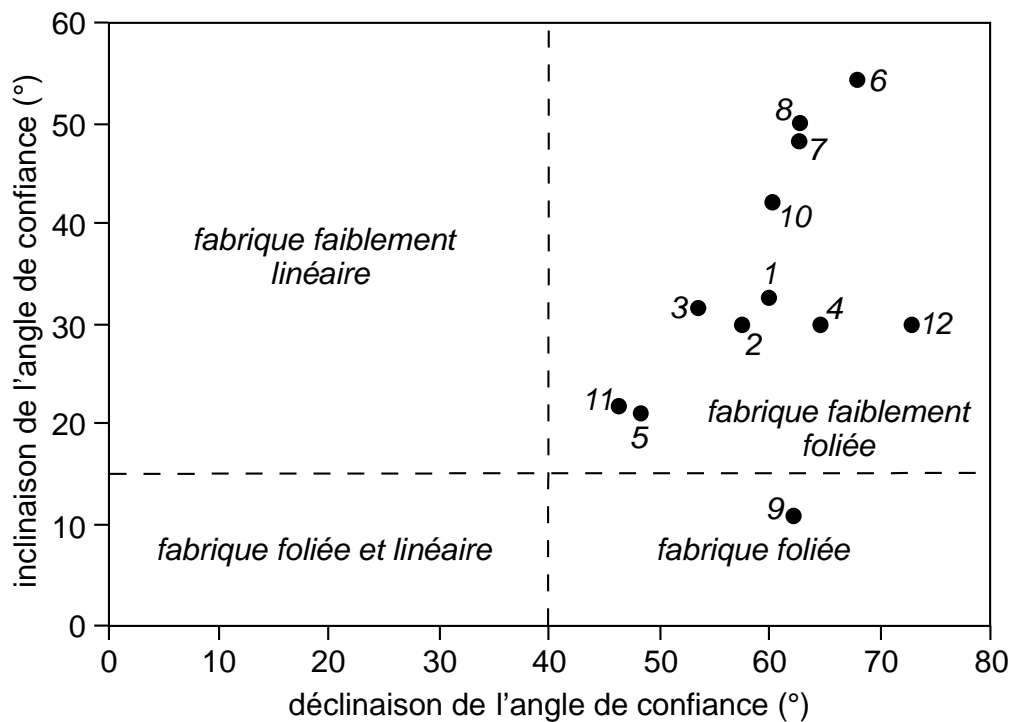


Figure V.11. Répartition des dépôts d’avalanches de débris de La Réunion dans le diagramme I E1-E2 vs. D E1-E2. Les chiffres indiquent les sites échantillonnés. Les dépôts sont caractérisés par un faciès magnétique qui témoigne d’une fabrique faiblement foliée, à part le Site ASM 9 (Bois Rouge). On constate cependant que les faciès très confinés (Sites ASM 5 et 11) sont proches du faciès folié.

On retiendra également un résultat important. La répartition des dépôts d’avalanches de débris dans le diagramme I E1-E2 vs. D E1-E2 proposé par Ort *et al.* (2014) est très différente des dépôts de coulées pyroclastiques et de déferlantes hydroclastiques. Par conséquent, ce diagramme peut être utilisé pour la distinction de dépôts volcanoclastiques d’origines variées, mais il demanderait cependant à être complété et affiné par l’analyse d’autres types de dépôts comme les lahars (coulées de débris volcaniques) par exemple.

3.3.4 Implications sur les mécanismes de transport

L’étude de l’évolution des différents paramètres de la fabrique magnétique avec la distance supposée à la source (centre du massif du Piton des Neiges) ne montre aucune tendance nette et ne permet pas de distinguer de manière pertinente les dépôts proximaux des dépôts distaux.

Cependant, pour les dépôts distaux, le degré d’anisotropie moyen P_{moy} est toujours faible et $< 1,005$ (Fig. V.12), tout comme les valeurs moyennes des foliations et des linéations magnétiques, y compris pour le Site 12 (Rivière des Galets).

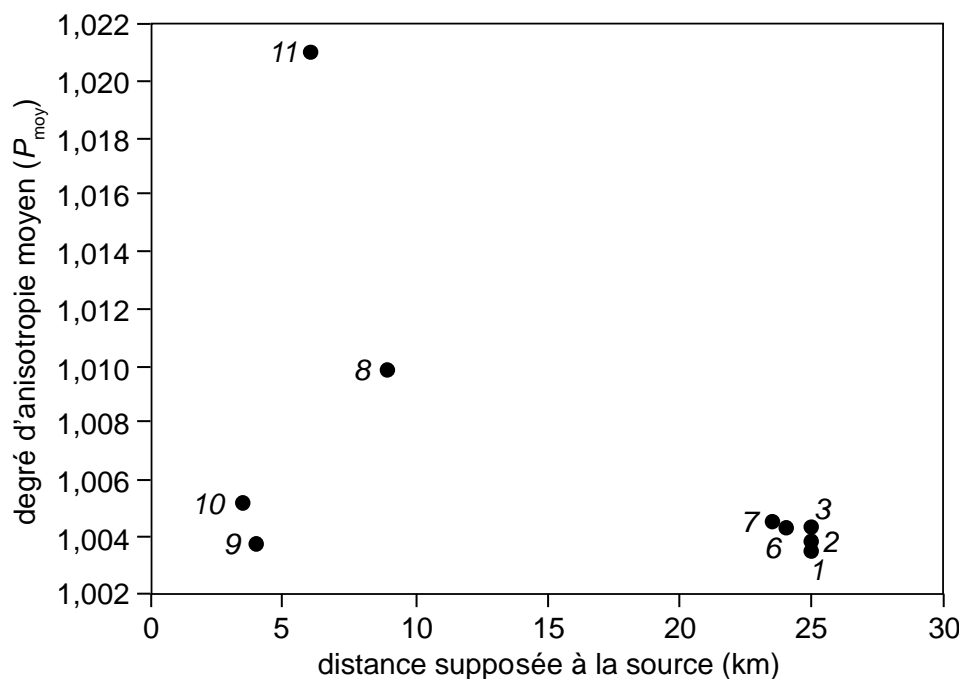


Figure V.12. Evolution du degré d’anisotropie moyen (P_{moy}) des différents sites de prélèvement en fonction de la distance supposée à la source des dépôts d’avalanches de débris de La Réunion provenant du cœur du massif du Piton des Neiges. Dans ce diagramme, les données des Sites ASM 4 et 5 qui correspondent à des injections de matériel matriciel ne sont pas représentées, tout comme le Site ASM 12 (Rivière des Galets) qui correspond à un dépôt qui ne provient pas du cœur du massif.

Cette caractéristique ne permet d’envisager que la perte de confinement topographique (étalement des dépôts sur le piémont) et lithostatique (réduction de l’épaisseur de l’écoulement corrélative à l’étalement). À La Réunion, le faciès magnétique typique des avalanches de débris est préférentiellement faiblement folié. Cependant, la fabrique magnétique est peu développée dans les dépôts (cf. Fig. V.12), mais elle est néanmoins faiblement anisotrope. Elle témoigne très vraisemblablement du *gonflement dispersif* (isotrope ou faiblement anisotrope) qui accompagne la désintégration dynamique du matériel transporté. Ce phénomène avait déjà été mis en évidence par Schneider et Fisher (1998) à partir de la fabrique magnétique des dépôts d’avalanches de débris volcaniques du Cantal (France). La désintégration dynamique et le gonflement dispersif, confirmés ici par les observations des affleurements et l’analyse morphométrique des clastes (cf. Chapitres III et

IV), se poursuivent pendant tout l’écoulement des avalanches de débris jusqu’à leur dépôt dans les zones les plus distales.

Les fabriques magnétiques des injections de matériel matriciel (Sites ASM 4 et 5) témoignent nettement de ces processus d’écoulement dans des fractures ouvertes. Les épontes de ces dernières guident fortement l’injection. Malgré la faible ampleur de ces écoulements dans un milieu très confiné, les caractéristiques de la fabrique magnétique demeurent assez similaires à celles observées dans le cœur des dépôts.

3.3.5 Reconstitution des directions de transport

Les stéréogrammes (Fig. V.9) illustrent les orientations des K_{\max} et des K_{\min} des échantillons de chaque site. Ces données permettent de discuter des directions de transport des avalanches de débris à partir de leurs dépôts. Comme nous l’avons vu, les fabriques magnétiques sont peu développées, certainement en lien avec le caractère très hétérogène des dépôts. Cependant, comme l’ont montré Schneider et Fisher (1998), la fabrique magnétique des dépôts d’avalanches, même discrète, permet de reconstituer les directions d’écoulement. On se base ici sur le principe que l’axe maximum de susceptibilité de chaque site ($K_{\max \text{ moyen}}$), qui définit l’orientation de la linéation magnétique, est orienté parallèlement à l’écoulement comme c’est généralement le cas lors du transport d’un matériel sédimentaire. Parfois une imbrication des K_{\max} permet également de déterminer le sens du transport. Nous avons exclu les sites particuliers (injections de produits matriciel ; Site ASM 4 et 5) de cette étude des directions de transport.

Les orientations des axes maximums moyens ($K_{\max \text{ moyen}}$) basées sur la statistique de Fisher (1953) et déterminées pour chaque site permettent de discuter de ces directions de transport et sont synthétisées dans le [Tableau V.4](#). On dispose également d’un contrôle de la direction de transport par les structures d’écoulement mises en évidence sur le terrain (*cf.* Chapitre III).

Site	Localité	$K_{\max \text{ moyen}}$		Orientation des marqueurs (terrain)
		azimut	plongement	
ASM 1	Cap La Houssaye milieu affleurement (1)	103,7	11,6	N300 (clastes étirés)
ASM 2	Cap La Houssaye milieu affleurement (2)	110,0	9,3	N300 (clastes étirés)
ASM 3	Cap La Houssaye semelle dépôt	224,4	20,6	N320 + N270 (stries substratum)
ASM 6	Cap de la Marianne (bord de route)	109,0	35,3	-
ASM 7	Chemin de Saint-Gilles	199,9	7,1	-
ASM 8	Ilet des Orangers (captage canalisation)	242,3	27,2	N250 (clastes étirés)
ASM 9	Bois Rouge	214,1	23,9	N254 (clastes étirés)
ASM 10	Pont Rivière du Bras Rouge	242,0	69,0	N240 (clastes étirés)
ASM 11	Ilet à Vidot (Rivière du Mât)	20,1	7,3	N040 (clastes étirés)
ASM 12	Rivière des Galets (centre rivière)	64,4	18,2	N290 (claste étiré)

Tableau V.4. Présentation synthétique des orientations des axes de susceptibilité maximums moyens ($K_{\max \text{ moyen}}$) des différents sites utilisés pour la reconstitution des directions de transport des avalanches de débris. Sont également reportées des mesures de structures directionnelles visibles à l’affleurement (aucune mesure n’est disponible pour les Sites ASM 6 et 7).

3.3.5.1 Les directions de transport des dépôts proximaux

Les dépôts proximaux (Sites ASM 8, 9, 10 et 11) montrent des orientations préférentielles assez bien marquées, malgré la dispersion parfois importante des axes de susceptibilité.

Pour le Site ASM 8 (Canalisation des Orangers, Cirque de Mafate), l’axe maximum moyen ($K_{\max \text{ moyen}}$) indique une direction de transport N250 parfaitement conforme à la direction d’étirement des clastes observés à l’affleurement. Par conséquent, l’avalanche de débris s’est écoulée vers l’ouest ce qui indique que cette brèche peut être corrélée avec les dépôts distaux présents au Cap La Houssaye.

À Bois Rouge (Site ASM 9 ; Cirque de Cilaos), l’orientation du $K_{\max \text{ moyen}}$ donne une direction d’écoulement N214. Le sens d’écoulement déduit de l’étirement des clastes présents dans le dépôt (N254) est relativement cohérent avec la fabrique magnétique mais montre cependant une déviation de 40°. Cependant, on n’observe pas d’imbrication du $K_{\max \text{ moyen}}$ qui permettrait de préciser le sens du transport. Le plongement de cet axe maximum moyen se fait vers le SSW, n’indique pas une imbrication magnétique cohérente avec la direction de transport. Cette anomalie est à mettre en relation avec une inclinaison importante probable du substratum à la surface duquel s’est déplacée l’avalanche de débris.

Au Pont de la Rivière du Bras Rouge (Site ASM 10 ; Cirque de Cilaos), site le plus proximal étudié, la direction du $K_{\max \text{ moyen}}$ est N230, et donc très proche de la direction indiquée par les

clastes étirés dans le dépôt (N240). Le fort plongement du $K_{\max \text{ moyen}}$ est probablement lié, comme pour le Site ASM 9, à une forte inclinaison du substratum, cependant ici beaucoup plus importante.

Le Site ASM 11 (Ilet à Vidot) est l'unique site étudié dans le Cirque de Salazie. La direction du $K_{\max \text{ moyen}}$ est N020, ici encore similaire à la direction d'étirement des clastes dans le dépôt (N040). Cependant, à la base du dépôt, sur le substratum volcanique, des stries discrètes d'orientation N100 ont été observées. Il faut en déduire que le système de dépôt de cette avalanche de débris a subi un mouvement différent de celui du système de transport. Par conséquent, la fabrique magnétique témoigne ici bien de la direction d'écoulement du système de transport.

3.3.5.2 Les directions de transport des dépôts distaux

Les dépôts distaux ont été échantillonnés au niveau des Sites ASM 1, 2, 3, 6, 7 et 12. Les axes de susceptibilité dans les stéréogrammes (Fig. V.9) apparaissent globalement plus dispersés que pour les dépôts proximaux.

Au Cap La Houssaye, les directions de transport indiquées par l'orientation du $K_{\max \text{ moyen}}$ des matériaux présents au cœur des dépôts (Sites ASM 1 et 2) dont les azimuts sont respectivement de N103 et N110. Ces directions sont parfaitement cohérentes avec l'orientation des structures directionnelles mesurées à l'affleurement (clastes étirés) qui donnent des directions de transport N300. En revanche, le matériel présent à la semelle de l'avalanche de débris (Site ASM 3) montre une linéation magnétique ($K_{\max \text{ moyen}}$) de N220, c'est-à-dire perpendiculaire à la direction générale d'écoulement mise en évidence au Cap La Houssaye et, en particulier également, à l'orientation des stries mesurées sur le substratum (N320) situé sous les dépôts. Cette anomalie est très certainement à mettre en relation avec le comportement de la semelle de l'avalanche de débris. En effet, les contraintes de cisaillement y sont plus importantes, en particulier au moment du dépôt. On peut envisager que l'augmentation du cisaillement basal s'apparente en quelque sorte, en montrant une similitude mécanique, à une augmentation de la « vitesse » de l'écoulement. Ce n'est bien sûr pas le cas, mais l'augmentation du cisaillement conduit à une ré-orientation des particules perpendiculairement à la direction de transport. Les particules subissent alors des phénomènes de roulement comme ce serait le cas lors d'une augmentation de la vitesse d'écoulement. Ce phénomène a été observé par Rees (1983) dans les dépôts mis en place par des écoulements sédimentaires énergétiques.

Au Cap de la Marianne (Site ASM 6), l’orientation du $K_{\max \text{ moyen}}$ est N109 ce qui suggère une direction de transport générale vers l’WNW, c’est-à-dire très semblable aux directions relevées au Cap La Houssaye. Une imbrication (inclinaison de 35°) est observée sur ce site. Elle est cohérente avec une direction de transport vers l’WNW sur une surface *a priori* horizontale. Cependant, aucune structure directionnelle n’a été observée pour ce site et il n’est donc pas possible ici de confronter la direction de transport obtenue par la fabrique magnétique à des structures qui n’ont pas été observées sur le terrain.

Le site du Chemin de Saint-Gilles est l’unique site prélevé dans la BrIV de l’ensemble des Brèches de Saint-Gilles (Site ASM 7). Pour ce site, le $K_{\max \text{ moyen}}$ est d’orientation N199. Comme pour le Site ASM 6 (Cap de la Marianne), nous ne disposons pas d’orientation de structures directionnelles pour ce site. Cependant, cette direction N199 est perpendiculaire à celle déterminée au Cap de La Marianne (Site ASM 6) et dans le cœur des dépôts d’avalanches de débris du Cap La Houssaye. En revanche, elle est analogue à celle observée dans la semelle du dépôt au Cap La Houssaye (Site ASM 3). On peut donc envisager que le dépôt a été échantillonné ici à proximité de sa base et que d’importants phénomènes de cisaillement conduisent à une orientation perpendiculaire du $K_{\max \text{ moyen}}$ par rapport à la direction générale de l’écoulement qui se fait vers la mer.

Enfin, l’affleurement central de la Rivière des Galets (Site ASM 12) donne une direction de transport cohérente avec les autres dépôts du littoral occidental réunionnais. En effet, le $K_{\max \text{ moyen}}$ possède un azimuth N064 et un plongement de 18°. Cette orientation suggère un écoulement vers le sud-ouest. Il n’est pas compatible avec l’orientation des clastes étirés (N290) mesurées sur l’affleurement, mais lui est perpendiculaire. Dès lors, il convient, comme pour le Site ASM 7 (Chemin de Saint-Gilles) d’envisager la mise en place du dépôt aux dépens d’un écoulement très dynamique caractérisé par des phénomènes de roulement qui conduisent à une orientation des éléments magnétiques perpendiculairement à la direction d’écoulement.

3.3.5.3 Synthèse cartographique

L’ensemble des données directionnelles déterminées pour les différents sites d’étude de la fabrique magnétique des dépôts d’avalanches (à l’exception des Sites ASM 4 et 5 qui correspondent à des filons injectés de matériel matriciel) peut être synthétisé sur une carte à l’échelle du massif du Piton des Neiges (Fig. V.13).

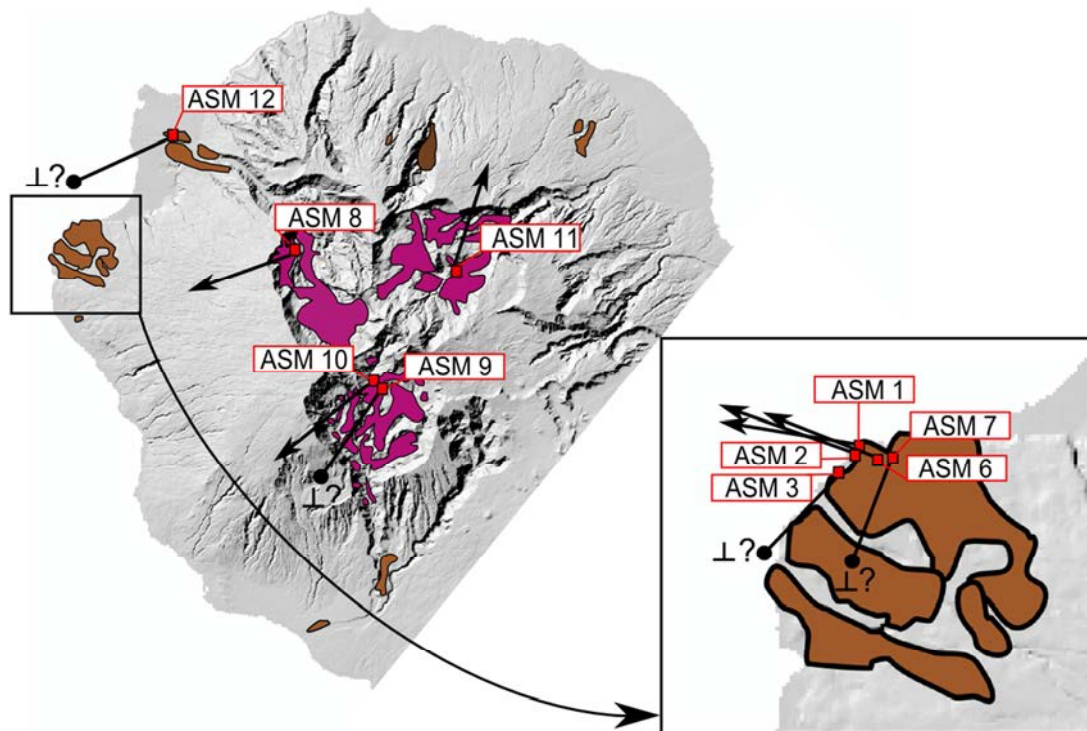


Figure V.13. Directions d'écoulement déterminé par l'analyse de l'anisotropie de la susceptibilité pour chacun de nos sites de prélèvement. Les flèches indiquent les directions d'écoulement déterminé avec certitudes par l'analyse de l'ASM et les autres segments indiquent des directions d'écoulement incertaines ou une orientation du K_{\max} moyen perpendiculaire à la direction d'écoulement supposée.

La plupart des sites montrent des directions de transport parallèles aux directions déterminées par l'étude des structures directionnelles à l'échelle des affleurements. Seuls trois sites (Sites ASM 3, 7 et 12) indiquent des directions de transport perpendiculaires que nous avons reliées au comportement de l'écoulement juste avant le dépôt. Par conséquent, cette étude montre que la détermination des directions d'écoulement est possible à partir de la fabrique magnétique des dépôts d'avalanches de débris malgré leur caractère très hétérogène.

4 Synthèse et conclusion

En définitive, les fabriques magnétiques, bien que témoignant de l'état de l'écoulement au moment du dépôt final, permettent d'accéder aux caractéristiques des processus dynamiques qui se produisent pendant le transport des avalanches de débris jusqu'à son arrêt. Compte tenu

de la faible taille des échantillons analysés (8 cm³) et du caractère hétérogène des dépôts, l’étude de la fabrique magnétique doit se faire à une échelle mésoscopique, c’est-à-dire à celle du site de prélèvement. C’est pour cette raison qu’il importe de raisonner à partir des valeurs moyennes des paramètres d’anisotropie magnétique à l’échelle macroscopique du site, c’est-à-dire similaire à celle adoptée lors de l’étude des affleurements. C’est pourquoi il importera toujours, dans le cadre d’études futures de la fabrique des avalanches de débris, de prélever un grand nombre d’échantillons par site, lorsque cela est possible compte tenu de l’état d’induration du matériel.

Cette étude de la fabrique magnétique des dépôts d’avalanches de débris permet de tirer plusieurs leçons importantes :

- Les fabriques sont généralement peu marquées. Elles sont dominées par l’aplatissement des ellipsoïdes d’anisotropie de la susceptibilité magnétique. Ces fabriques faiblement anisotropes témoignent au premier ordre du phénomène de *gonflement dispersif* qui accompagne la désintégration dynamique pendant l’écoulement. Ce phénomène caractérise l’écoulement jusqu’au moment du dépôt final et vient étayer les conclusions tirées des données faciologiques (*cf.* Chapitre III) et de l’analyse morphométrique conduite sur les dépôts (*cf.* Chapitre IV).
- La dispersion des axes principaux de susceptibilité magnétique est importante, en particulier pour les sites proximaux. Elle témoigne du comportement complexe de l’écoulement, mais surtout du caractère hétérogène du matériel transporté. Cette dispersion permet de définir un faciès magnétique caractéristique des dépôts d’avalanches de débris. Le faciès est semblable que le dépôt soit proximal ou distal. Cependant, le caractère plus folié du faciès (Site ASM 9) pourrait rendre compte d’un confinement important de l’écoulement dans les domaines les plus proximaux. D’une manière générale, ce faciès magnétique diffère très nettement des faciès déterminés pour les écoulements pyroclastiques et les déferlantes hydroclastiques.
- Les effets du confinement de l’écoulement ne sont reconnaissables, à partir des fabriques magnétiques, que pour les dépôts les plus proximaux ou à la base des écoulements distaux.

- Les structures d’injection de matériel matriciel dans les dépôts d’avalanches de débris témoignent également du phénomène de désintégration dynamique associé à un gonflement dispersif de la masse granulaire. Ces structures, présentes en particulier dans les dépôts distaux, suggèrent que l’énergie des écoulements est encore suffisante pour induire une fracturation intense du substratum au moment du dépôt (Cap La Houssaye, Site ASM 5).

- Les fabriques magnétiques des dépôts d’avalanches de débris permettent de déterminer des directions de transport. Ces directions sont conformes à l’orientation des marqueurs directionnels observés à l’échelle de l’affleurement. Seules les données moyennes à l’échelle du site de prélèvement permettent de reconstituer les directions d’écoulement. Il est remarquable de constater que ces reconstitutions sont possibles malgré le caractère peu développé de la fabrique et l’hétérogénéité du matériel granulaire transporté.

- Enfin, l’ensemble de ces résultats montre que *les dépôts d’avalanches de débris gardent la mémoire de leur histoire dynamique.*

Chapitre VI

Synthèse générale, conclusions et perspectives

Les avalanches de débris résultent de déstabilisations gravitaires majeures qui affectent les flancs des reliefs montagneux (Evans *et al.*, 2007) et des édifices volcaniques continentaux et océaniques dans divers contextes géodynamiques (Ui *et al.*, 2000 ; Carey et Schneider, 2011). Ces avalanches constituent des risques naturels majeurs dans les régions concernées (Ui *et al.*, 2000 ; Schneider, 2013) et possèdent, en outre, un fort pouvoir tsunamigénique. Le phénomène débute par un glissement de terrain de grande ampleur (volume $> 10^6 \text{ m}^3$, de l'ordre de plusieurs km^3 en domaine volcanique) qui se transforme en un écoulement granulaire rapide (vitesses pouvant excéder 200 km.h^{-1}) et très mobile (Hsü, 1975 ; Schneider, 1997 ; Hungr, 2006). Le dépôt se réalise par aggradation progressive par perte de dilatance de la masse granulaire (Schneider et Fisher, 1998).

Les investigations réalisées pendant cette thèse sont basées sur l'étude des dépôts d'avalanches de débris du massif du Piton des Neiges. L'érosion profonde de ce massif et l'accès direct aux dépôts des déstabilisations sont des atouts majeurs pour l'étude de la dynamique du transport et de la mise en place des avalanches de débris sur les flancs subaériens d'un volcan bouclier océanique. Cela nous a permis de mener une étude sur une vaste surface basée sur l'analyse de 16 affleurements de dépôts d'avalanche de débris positionnés selon des transects proximaux – distaux, entre la source supposée des déstabilisations et le littoral réunionnais. Les travaux réalisés sont basés sur l'observation des dépôts sur le terrain, sur l'étude morphométrique, morphoscopique et granulométrique de particules rocheuses et sur l'analyse de la fabrique magnétique des dépôts. Les paramètres que nous avons sélectionnés dans le cadre de l'étude morphométrique, la dimension fractale et la circularité, ont permis de caractériser l'état de surface et la forme d'une cohorte de 8800 particules. Les résultats obtenus nous ont amené à nous interroger sur les processus de transport des avalanches de débris et en particulier sur les mécanismes qui confèrent la très grande mobilité qui caractérise ces écoulements.

Divers processus permettent d'expliquer cette étonnante mobilité. C'est ainsi que les processus de fluidification, de lubrification et de désintégration dynamique (Pollet et Schneider, 2004 ; Locat *et al.*, 2006 ; Davies et McSaveney, 2009) ont été évoqués pour expliquer la réduction du coefficient de friction interne du matériel granulaire transporté (Shaller et Smith-Shaller, 1996 ; Legros, 2001). Parmi l'ensemble de ces mécanismes, la désintégration dynamique des éléments rocheux transportés apparaît particulièrement séduisant mais demeure mal contraint. La désintégration résulterait de phénomènes de cisaillement affectant la masse rocheuse avec le développement de bandes granulaires

préférentielles sous pression (= chaînes de grains) le long desquelles se concentre la pression qui, se transmettant de grain en grain, conduirait à leur fragmentation (Anthony et Marone, 2005).

Des modélisations analogiques et numériques très pertinentes des avalanches de débris (Shea et van Wyk de Vries, 2008 ; Taboada et Estrada, 2009 ; Roche *et al.*, 2011), basées sur les données de la physique des écoulements granulaires, permettent d'expliquer certaines de leurs caractéristiques (Hutter *et al.*, 2005 ; Mangeney *et al.*, 2000, 2005). Cependant, l'essentiel des mécanismes proposés, et les modélisations qui en résultent, reposent sur des considérations théoriques basées, entre autres, sur l'analyse de la morphologie des dépôts à grande échelle et sur le postulat d'un comportement frictionnel de la masse granulaire. L'ensemble ne s'appuie cependant que sur des observations détaillées de terrain qui demeurent disparates (Strom, 2006) et insuffisantes pour comprendre avec précision le comportement de la masse granulaire au cours du transport. La méthode d'étude appliquée aux dépôts d'avalanches de débris du massif du Piton des Neiges semble donc appropriée pour mieux contraindre les modèles physiques et quantifier à petite échelle (échelle des particules de taille variable) l'évolution de la masse rocheuse au cours du transport. Nos résultats nous conduisent à considérer la désintégration dynamique comme un processus central pour expliquer la mobilité anormalement élevée des avalanches de débris.

1 Les processus actifs au cours du transport des avalanches de débris

1.1 Mécanismes de fracturation et de friction

Les résultats des études morphométriques, granulométriques et morphoscopiques appliquées aux particules des dépôts d'avalanches de débris du massif du Piton des Neiges nous ont permis de préciser les conditions de transport et, en particulier, le rôle et le mode d'action de la désintégration dynamique. Le résultat majeur est la mise en évidence de l'action de la désintégration dynamique tout au long du transport. La présence de clastes à structures en *jigsaw* dans les dépôts proximaux et distaux avait déjà été soulignée par de nombreux travaux antérieurs. Nos investigations ont permis ici de confirmer l'action de la désintégration dynamique tout au long du transport et à toutes les échelles de taille des particules, mais également de déterminer la limite inférieure précise d'action du broyage qui accompagne la désintégration dynamique. De plus, nous pouvons affiner notre compréhension du rôle

respectif des confinements lithostatiques et topographiques sur l'évolution des avalanches de débris au cours du transport. Nous avons également mis en évidence la prise en relais de la désintégration dynamique par les processus de friction inter-particules qui conduisent à la maturation texturale par attrition (et sans fracturation) des particules les plus fines en fin de transport. En définitive, il convient de retenir que :

- (1) Les éléments de grande taille sont susceptibles de subir une désintégration dynamique tout au long du transport. Ce mécanisme conduit à une réduction de la granularité des particules.
- (2) Les particules isolées ont été libérées par une désintégration dynamique préalable et incorporées dans la matrice plus fine pour y acquérir une maturité texturale supérieure au cours de leur transport ultérieur.
- (3) La maturité texturale est systématiquement plus importante pour les particules de granularité inférieure à 0,5 mm. Elle indique que les particules ne subissent plus de désintégration dynamique ultérieure par fracturation au cours du transport en dessous de cette limite. Les observations au microscope électronique à balayage semblent confirmer l'existence de cette limite à 500 μm .

Cette limite à 500 μm correspond à une limite de broyage. La notion de limite de broyage a été définie lors des tests conduits sur des broyeurs mécaniques. Or, les études conduites dans le milieu industriel montrent que les limites de broyage sont de l'ordre du micromètre, des valeurs similaires à celles reconnues pour les gouges de failles, mais très inférieures (d'un facteur 100) à la valeur mise en évidence pour les dépôts d'avalanches de débris étudiés à La Réunion et à Blackhawk.

Ces données sont capitales car elles prouvent que la désintégration dynamique se poursuit tout au long du transport, même lorsque la proportion de matrice augmente. Par conséquent, la désintégration dynamique est le résultat de l'effet de contraintes de cisaillement en réponse à un comportement frictionnel de type Mohr-Coulomb. La dispersion des éléments des clastes à structures en *jigsaw* dans la matrice témoigne d'un certain degré de turbulence de la masse granulaire. Les résultats obtenus ici prouvent que le modèle classique de désintégration

dynamique par cisaillement (comportement frictionnel de type Mohr-Coulomb), analogue à celui qui agit dans les gouges de failles et dans les broyeurs industriels, ne s'applique pas pour les particules les plus fines (granularité $< 500 \mu\text{m}$) dans les avalanches de débris. Pour autant, le caractère relativement compact de la masse granulaire nécessaire à cette désintégration, ne permet pas d'envisager l'efficacité d'un comportement collisionnel conduisant à une désintégration par des collisions grain à grain.

En définitive, le modèle de cisaillement d'un matériau granulaire compact qui se fonde sur les données de l'étude des gouges de faille n'est pas totalement applicable pour expliquer la désintégration dynamique par fracturation dans les avalanches de débris. Les avalanches, en effet, semblent correspondre à des milieux denses frictionnels *pro parte* turbulents, mais d'imparfaite efficacité en raison de leur faible épaisseur et de l'absence d'un fort confinement lithostatique (charge de la colonne de matériaux sus-jacents) et topographique (étalement dans un espace ouvert) des matériaux transportés.

1.2 Le gonflement dispersif : indices de terrain et confirmation par la fabrique magnétique des dépôts

La mise en évidence du caractère continu de la désintégration dynamique tout au long du transport des avalanches de débris permet d'envisager que ce mécanisme favorise la dilatance du matériel granulaire. Le phénomène est entretenu par les fragmentations successives des particules rocheuses et la libération d'énergie élastique qui l'accompagne. À l'échelle de l'affleurement, ce phénomène de dilatance est clairement exprimé par les clastes à structures en *jigsaw* où l'on observe directement ce processus de dispersion, immédiatement après la fragmentation. Dès lors, la désintégration dynamique apparaît être un facteur réaliste de l'importante mobilité des avalanche de débris.

La détermination de la fabrique magnétique des dépôts par l'analyse de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique, appliquée pour la première fois sur des dépôts d'avalanches de débris volcaniques à La Réunion, permet d'approcher des phénomènes se produisant à petite échelle. À ce titre, nos analyses ont mis en évidence deux phénomènes fondamentaux :

- (1) Les fabriques magnétiques sont très peu marquées pour l'ensemble des dépôts d'avalanche de débris étudiés dans le massif du Piton des Neiges et cela indépendamment de leur âge ou du lieu de prélèvement. Nous notons quand même une

foliation légèrement plus marquée pour les sites très proximaux en réponse à des confinements lithostatiques et topographiques importants.

- (2) Les fabriques magnétiques sont également très peu marquées dans les zones de prélèvement atypiques qui correspondent à des filons d'injections verticales de matrice dans la masse de l'avalanche de débris ou dans son substratum.

Le caractère faiblement anisotrope de la fabrique magnétique des dépôts souligne le gonflement dispersif qui accompagne la désintégration dynamique en tous points de l'écoulement et à toutes les échelles. Même les zones atypiques, où la présence d'un confinement plus important pourrait laisser présager d'un gonflement dispersif moins efficace, sont tout de même caractérisées par une fabrique magnétique peu marquée donc soumise à un certain degré de dilatance. Ces données sur la fabrique des dépôts confirment l'importance des processus de dilatance jusqu'au moment du dépôt.

2 Evolution proximal–distal et précisions sur les déstabilisations de l'île de La Réunion

La mise en évidence d'une évolution de la maturation des particules rocheuses de la partie proximale des dépôts jusqu'en partie distale nous a permis de préciser certaines incertitudes concernant l'histoire de certains dépôts d'avalanche de débris de l'île de La Réunion. En effet, la mise au point d'une méthodologie d'étude des dépôts, couplant des observations de terrain avec le recensement systématique des structures remarquables (espacement des clastes dans les structures en *jigsaw*, mégablocs, injections, fractures, etc.) aux analyses morphométriques, morphoscopiques et granulométriques permet de déterminer une durée relative approximative de maturation et, par conséquent, le temps de transport relatif. C'est typiquement le cas du dépôt du Piton Défaud sur la rive gauche de la Rivière de Galets. Ce dépôt est très proche du littoral et donc hypothétiquement situé en partie distale d'un transect Piton des Neiges – littoral. Cependant, il présente des caractéristiques de dépôts typiquement proximaux ou intermédiaires selon notre protocole d'étude des dépôts. Ce dépôt brèchique ne serait donc pas issu d'une déstabilisation en provenance directe du Piton des Neiges par l'exutoire du Cirque de Mafate, mais d'une zone d'arrachement beaucoup plus proche. La direction de transport

reconstituée à partir de l'orientation des clastes étirés et des imbrications des éléments confirme cette conclusion.

Il convient également de tenir compte et d'intégrer systématiquement les possibles effets du confinement lithostatique et topographique sur l'évolution de la maturation de la masse rocheuse des parties proximales vers les parties distales. En effet, la forme et l'état de surface des particules peuvent être étroitement liés à l'intensité du confinement.

La mise en évidence d'une anisotropie peu marquée pourrait, et devrait, également être mise en évidence avec l'ampleur des événements considérés en termes de volumes. Bien que de très importants dépôts d'avalanches de débris aient été reconnus en mer, il s'avère très peu probable qu'ils soient liés au seul démantèlement du Piton des Neiges. Une fabrique magnétique peu marquée, même dans la semelle de l'avalanche de débris suggérerait la possibilité d'un confinement lithostatique moyen et serait un argument en faveur d'événements, peut-être nombreux, mais certainement de faible volume. En effet, la semelle des dépôts épais présente une anisotropie plus importante que le sommet (avalanche de débris de Flims, Pollet et Schneider, 2004). En ce sens, nous nous accordons avec les études récentes (Le Friant *et al.*, 2011) qui proposent un modèle de démantèlement du Piton des Neiges par un phénomène de *spreading* incluant des déformations lentes et profondes des flancs sous-marins de l'édifice (Fig. VI.1). Au contraire, le Piton de la Fournaise serait périodiquement, soumis à des déstabilisations subaériennes de grande ampleur dont on retrouve les dépôts très bien exprimés en mer.

De plus, l'épaisseur des dépôts à terre ainsi que la présence d'unités brèchiques superposées d'âge bien distinct, principalement au niveau du Cap la Houssaye, indiquent que le cône volcanique du Piton des Neiges s'est démantelé et reconstitué à plusieurs reprises au cours de son histoire. Les déstabilisations auraient alors été de faible volume, impliquant un confinement lithostatique réduit et une poursuite en mer très peu probable. On peut donc faire la distinction entre trois types de déstabilisations ayant affecté le massif du Piton des Neiges : (1) les petites déstabilisations subaériennes intra-cirque type Ilet à Calebasse, (2) les déstabilisations subaériennes d'ampleur intermédiaire type Brèches de Saint-Gilles et (3) les très grande déstabilisations sous-marines de type « spreading ».

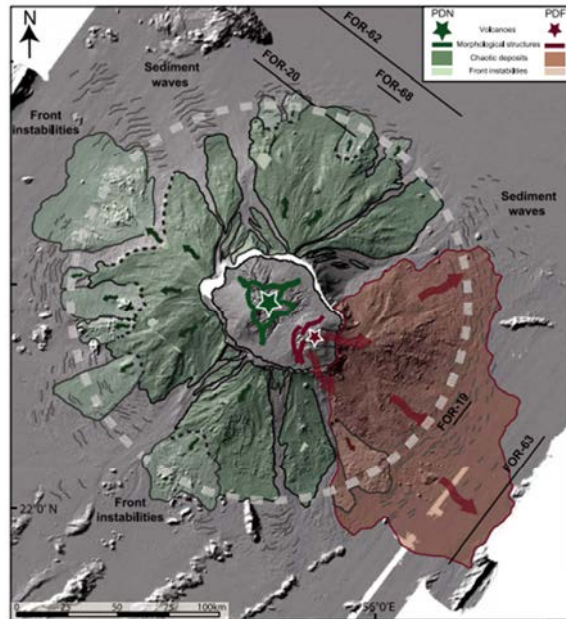


Figure VI. Localisation des dépôts sous-marins des grands glissements gravitaires à la périphérie de l'île de La Réunion. Les instabilités des flancs sous-marins du Piton des Neiges sont figurées en vert et les instabilités des flancs subaériens du Piton de la Fournaise sont figurées en rouge (Le Friant *et al.*, 2011).

Enfin, l'analyse de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique montre une dispersion importante des axes de susceptibilité pour tous nos sites d'étude et, plus particulièrement, pour les sites situés en zone proximale. Ce constat n'est pas à négliger car il témoigne directement du caractère très complexe du comportement de l'écoulement et de l'hétérogénéité des matériaux transportés. Cela implique, qu'en dépit d'indicateurs pertinents de la maturité de la masse rocheuse et d'une meilleure identification des mécanismes de transport, il convient donc d'être prudent quant à l'interprétation d'un dépôt d'avalanche de débris et de sa distance de transport

3 Perspectives de travail

La contribution significative apportée par ce travail à la compréhension des dynamiques de transport et de mise en place des avalanches de débris est d'établir les conditions précises de la désintégration dynamique au cours du transport des avalanches de débris.

Il importerait, dans un premier temps, de tenter de déterminer l'énergie libérée par cette désintégration dynamique et de tenter de comprendre sa contribution dans le bilan énergétique

globale des avalanches de débris. Ensuite, la prégnance de la désintégration dynamique implique une évolution des particules au cours du transport des avalanches de débris. Or, jusqu'à présent, à notre connaissance, les codes numériques utilisés pour la modélisation des avalanches de débris ne prennent pas en compte l'évolution des particules et l'énergie libérée lors de la désintégration dynamique. Par conséquent, notre travail peut apporter des pistes de réflexion aux spécialistes de la modélisation numérique des avalanches de débris qui sont, en définitive, des écoulements granulaires dont les caractéristiques se modifient au cours de leur écoulement. En effet, les données de terrain à petites et grandes échelles et le protocole de quantification de l'état de la masse rocheuse sont des éléments cruciaux pour caractériser la désintégration dynamique qui n'avait été explorée jusqu'à présent que d'un point de vue théorique. L'ensemble de ces données sera très utile aux spécialistes de la modélisation des processus, car il permet de contraindre le bilan **(1) de l'énergie élastique libérée au cours de la désintégration dynamique et (2) de la consommation d'énergie par friction sans désintégration des particules de la matrice fine.**

À plus grande échelle, il serait particulièrement intéressant d'appliquer les mêmes protocoles d'étude pour les investigations de terrain et les analyses morphoscopiques et morphométriques sur d'autres dépôts d'avalanches de débris, dans d'autres contextes. Un premier site idéal pour conduire ce type d'étude seraient les dépôts de l'avalanche de débris carbonatée de Flims (Suisse). Les dépôts d'avalanche de débris de Flims offrent également la possibilité d'étudier la maturation de la masse rocheuse selon un transect proximal – distal et de la base au sommet des dépôts car les affleurements sont accessibles, mais avec la particularité d'être des dépôts d'avalanche de débris mis en place dans un contexte particulièrement confiné (Fig. VI.2).

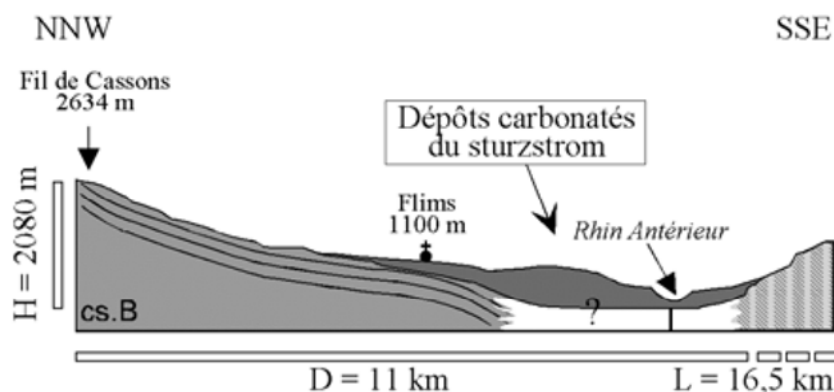


Figure V2. Coupe du glissement de Flims confiné dans la vallée du Rhin Antérieur (Pollet, 2004).

En cela, suivons l'exemple d'Albert Heim qui écrivait en 1882 dans son travail princeps sur le sturzstrom de Flims :

Jede Erkenntnis weckt ja stets neue Fragen, und jede Untersuchung ist unvollständig und begrenzt, die Wahrheit aber ist unendlich, weil Alles in Zusammenhang steht. Jeder Besuch eines solchen Gebietes lehrt uns Neues und bereitet Auge und Geist neue Freuden. Brechen wir die Fragen ab und reisen nach Flims !¹

Enfin, les résultats présentés dans ce travail seront valorisés par deux publications. La première reprend les principaux résultats du Chapitre IV en présentant notre protocole d'étude des dépôts, les paramètres morphométriques choisis (dimension fractale et circularité) et les résultats ainsi que le nouveau modèle de transport proposé. La seconde présente les résultats du Chapitre V concernant la fabrique magnétique des dépôts et son intérêt dans la compréhension des mécanismes de mise en place des dépôts des avalanches de débris volcaniques de La Réunion.

¹ Chaque connaissance réveille toujours des questions nouvelles et chaque recherche est incomplète et limitée. Cependant, la vérité est infinie parce que toutes les choses sont en rapport mutuel. Chaque visite d'un tel endroit nous enseigne du nouveau et prépare l'œil et l'esprit à de nouvelles joies. Alors, cessons de nous poser des questions et rendons-nous à Flims !

*RÉFÉRENCES
BIBLIOGRAPHIQUES*

A

- Ablay, G.J. et Hürlimann, M. (2000). Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **103**, 135-159.
- Anders, M.H., Fouke, B.W., Zerkle, A.L., Tavarnelli, E., Alvarez, W. et Harlow, G.E. (2010). The role of calcining and basal fluidization in the long runout of carbonate slides : An example from the Heart Mountain slide block, Wyoming and Montana, U.S.A. *Journal of Geology*, **118**, 577-599.
- Anderson, D.A. (1980). The eruption of Mount St-Helens : Maintenance and Operation Newsletter. *Washington State Department of Transportation*. 62, 8 p.
- Andrade, S.D. et van Wyk de Vries, B. (2010). Structural analysis if the early stages of catastrophic stratovolcano flank-collapse using analogue models. *Bulletin of Volcanology*, **72(7)**, 771-789.
- Anthony, J.L. et Marone, C. (2005). Influence of particle characteristics on granular friction. *Journal of Geophysical Research*, B, Solid Earth, **110 (8)**, 1-14.
- Archanjo, C.J., Launeau, P. et Bouchez, J.L. (1995). Magnetic fabrics vs. magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **89**, 63-75.
- Arnaud, N. (2005). Les processus de démantèlement des volcans. Le cas d'un volcan bouclier en milieu océanique : le Piton des Neiges (Ile de la Réunion). Thèse de Doctorat de l'Université de la Réunion, 422 p.
- Azzoni, A., Chiesa, S., Frassoni, A. et Govi, M. (1992). The Valpola landslide. *Engineering Geology*, **33 (A)**, 59-70.

B

- Baas, J.H., Hailwood, E.A., McCaffrey, W.D., Kay, M. et Jones, R. (2007). Directional petrological characterisation of deep-marine sandstones using grain fabric and permeability anisotropy: methodologies, theory, application and suggestions for integration. *Earth-Science Reviews*, **82**, 101-142.
- Bachèlery, P. (1981). Le fonctionnement des volcans boucliers – exemple des volcans de La Réunion et de la Grande Comore, Mémoire d'HDR de l'Université de la Réunion, 250 p.
- Bachèlery, P. et Coudray, J. (1990). La Grande Comores et son volcan actif : le Karthala. Aspects géologiques, caractéristiques et évolution de l'activité volcanique. *Nature*, **2 (1)**, 32-48.
- Bachèlery, P. et Mairine, P. (1990). Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma. In : Lénat J.F. (éd.), *Le volcanisme de la Réunion – Monographie*, Centre de Recherche sur le Volcanisme, Clermont-Ferrand, 213-242.

- Bachèlery, P. et Villeneuve, N. (2013). Hot spots and large igneous provinces. *In* : Shroder, J., et Owen, L. (éds), *Treatise on Geomorphology*, Vol. 5, Tectonic Geomorphology, Academic Press, San Diego, 193-233.
- Bachèlery, P., Labazuy, P. et Lénat, J.-F. (1996). Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à La Réunion. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, Paris, **323 (IIA)**, 475-482.
- Bachèlery, P., Robineau, M., Courteau, M. et Savin, C. (2003). Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan-bouclier Piton des Neiges (Réunion). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **174 (2)**, 125-140.
- Baer, E.M., Fisher, R.V., Fuller, M. et Valentine, G. (1997). Turbulent transport and deposition of the Ito pyroclastic flow : Determination using anisotropy of magnetic susceptibility. *Journal of Geophysical Research*, **102 (B10)**, 22565-22586.
- Bagnold, R.A. (1954). Experiments on a gravity free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London*, **225**, 49-63.
- Bailey, R.G. (1971). Landslide hazards related to land-use planning in Teton National Forest, Wyoming. *U.S. Department of Agriculture*, Ogden, Utah, 131 p.
- Balsley, J.R. et Buddington, A.F. (1960). Magnetic susceptibility anisotropy of some Adirondack granites and orthogneisses. *American Journal of Science*, **258 (A)**, 6-20.
- Barcelo, A., Robert, R. et Coudray J. (1997). A major rainfall event : The 27 February - 5 March 1993 rains on the southeastern slope of Piton de la Fournaise massif (Réunion Island, Southwest Indian Ocean). *Monthly Weather Review*, **125**, 3341-3346.
- Barrows, T.T. et Juggins, S. (2005). Sea-surface temperatures around the Australian margin and Indian Ocean during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **27 (7)**, 1017-1047.
- Barruol, G. et Fontaine, F.R. (2013). Mantle flow beneath La Réunion hotspot track from SKS splitting. *Earth and Planetary Science Letters*, **362**, 108-212.
- Batiza, R., Fornari, D.J., Vanko, D.A. et Lonsdale, P. (1984). Craters, calderas, and hyaloclastites on young Pacific seamounts. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 8371-8390.
- Béget, J.E. et Kienle, J. (1992). Cyclic formation of debris avalanches at Mount St. Augustine Volcano. *Nature*, **356**, 701-704.
- Béget, J.E. (2000). Volcanic tsunamis. *In* : Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H. et Stix, J. (éds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 1005-1013.
- Belousov, A., Belousova, M. et Voight, B. (1999). Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia. *Bulletin of Volcanology*, **61**, 324-342.
- Bernard, B. (2008). Etude des dépôts d'avalanches de débris volcaniques : Analyses sédimentologiques d'exemples naturels et identification des mécanismes de mise en place. Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 293 p.

- Berthod, C. (2012). Age et mécanisme de glissement d'un volcan basaltique sur son réservoir magmatique (Piton des Neiges, La Réunion). Rapport de Master 2, Université de Montpellier 2, 40 p.
- Billard, G. et Vincent, P. (1974). Carte géologique de la France, La Réunion 1/50 000 (4 feuilles) et notice. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France.
- Bonneville, A., Barriot, J.P. et Bayer, R. (1988). Evidence from geoid data of a hotspot origin for the southern Mascarene Plateau and Mascarene Islands (Indian Ocean). *Journal of Geophysical Research*, **93 (B5)**, 4199-4212.
- Borradaile, G.J. et Jackson, M. (2010). Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*, **32**, 1519-1551.
- Borradaile, G.J. et Henry, B. (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Science Reviews*, **42**, 49-93.
- Borradaile, G.J. (2001). Magnetic fabrics and petrofabrics : their orientation distributions and anisotropies. *Journal of Structural Geology*, **23**, 1581-1596.
- Bouchez, J.-L. (2000). Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, Sciences de la Terre et des planètes, **330**, 1-14.
- Bouwman, A.M., Bosma, J.C., Vonk, P., Wesselingh, J.A. et Frijlink, H.W. (2004). Which shape factor(s) best describe granules ? *Powder Technology*, **146**, 66-72.
- Bret, L., Fèvre, Y., Join, J.-L., Robineau, B. et Bachèlery, P. (2003). Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges Volcano (Reunion Island) : overview and geological hazard. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **123 (1-2)**, 25-41.
- Bret, L. (2002). Minéralogie et géochimie des séries anciennes du Piton des Neiges : Modélisation et implications hydrogéologiques. Thèse de Doctorat, Université de la Réunion. 184 p.
- Buissière, P. (1959). Etude géologique de l'Ile de la Réunion. Travaux de Bureau géologique de Madagascar, Service géologique (éd.), **84**, 124 p.
- Bulmer, M., et Zimmerman, B. (2005). Reassessing landslide deformation in Ganges Chasma, Mars. *Geophysical Research Letters*, **32 (L06)**, 201, doi: 10.1029/2004GL022021.



- Camoin, G. F., Montaggioni, L. F. et Braithwaite, C.J.R. (2004). Late glacial to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean. *Marine Geology*, **206**, 119-146.
- Campbell, C.S. (1989). Self-lubrication for long runout landslides. *Journal of Geology*, **97**, 653-665.
- Campbell, C.S., Cleary, P.W. et Hopkins, M. (1995). Large-scale landslide simulations : global deformation, velocities and basal friction. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 8267-8273.

- Cannon, S.H. et Savage, W.Z. (1988). A mass-change model for the estimation of debris-flow runout. *Journal of Geology*, **96**, 221-227.
- Capra, A., Castrorina, A., Crochs, S. et Gasparini, F. (2006). Dynamic range optimization by local contrast correction and histogram image analysis. *Consumer Electronics, Digest of Technical Papers, International Conference*, Las Vegas (USA), 309-310.
- Capra, L., Norini, G., Groppelli, G., Macías, J.-L. (2008). Volcanic hazard zonation of Nevado de Toluca volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **176**, 469-484.
- Carey, S., Schneider, J.-L. (2011). Volcaniclastic processes and deposits in the deep sea. In : Hüneke, H., Mulder, T. (éds.). *Deep-sea Sediments*. Developments in Sedimentology, **63**, Elsevier, 457-515.
- Catry, T. (2011). Magma injections and destabilization of basaltic volcanoes : a numerical study. Thèse de Doctorat, Université di Bologna, 210 p.
- Chaput, M. (2013). Déformation et activité intrusive des volcans boucliers - Du terrain à la modélisation numérique (Piton des Neiges - La Réunion). Thèse de Doctorat, Université de La Réunion, 378 p.
- Chen, H., et Lee, C.F. (2000). Numerical simulation of debris flows. *Canadian Geotechnical Journal*, **37**(1), 146-160.
- Chen, H., et Lee, C.F. (2003). A dynamic model for rainfall-induced landslides on natural slopes. *Geomorphology*, **51**, 269-288.
- Chevallier, L. (1979). Structures et évolution du volcan Piton des Neiges, Ile de La Réunion – Leur relations avec les structures du bassin des Mascareignes, Océan Indien occidental. Thèse de Doctorat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 187 p.
- Chevallier, L. et Vatin-Perignon, N. (1982). Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Réunion Island, Indian Ocean. *Bulletin of Volcanology*, **45**, 285-298.
- Chuang, F.C. et Greeley, R. (2000). Mass movements on Callisto. *Journal of Geophysical Research*, **105** (E8), 20227-20244.
- Clavero, J.E., Sparks, R.S.J., Hupper, H.E. et Dade, W.B. (2002). Geological constraints on the emplacement mechanism of the Parinacota debris avalanche, northern Chile. *Bulltin of Volcanology*, **64**, 40-54.
- Clavero, J.E., Sparks, R.S.J., Pringle, M.S., Polanco, E.C. et Gardeweg, M.C. (2004). Evolution and volcanic hazard of Taapaca Volcanic Complex, Central Andes of Northern Chile. *Journal of the Geological Society*, **161**, 603-618. doi: 10.1144/0016-764902-065.
- Collins, G.S. et Melosh, H.J. (2003). Accoustic fluidization and the extraordinary mobility of sturzstroms. *Journal of Geophysical Research*, **208** (B10), 2473, doi:10.1029/2003JB002465.
- Colonna, M. (1994). Chronologie des variations du niveau marin au cours du dernier cycle climatique (0-140 000 ans) dans la partie sud occidentale de l'océan Indien. Thèse de Doctorat, Université de Provence, Marseille, 293 p.

- Courteaud, M., Bachèlery, P., Robineau B. et Join, J.-L (1997). Les brèches de Saint-Gilles. Note technique géologique. Laboratoire des Sciences de la Terre. Université de La Réunion, 21 p.
- Courtillot V., Besse, J., Vandamme, D., Montigny, R., Jaeger, J.-J et Cappetta, H. (1986). Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary ? *Earth and Planetary Science Letters*, **80 (3-4)**, 361-374.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J. et Stock, J. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **205**, 295-308.
- Couture, R. (1998). Contribution aux aspects mécaniques et physiques des écroulements rocheux. *Rapport du Groupe de recherche en environnement et géo-ingénierie*, Université de Laval, Canada, 572 p.
- Crandell, D.R., Miller, C.D., Glicken, H., Christiansen, R.L. et Newhall, C.G. (1984). Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta volcano, California. *Geology*, **12**, 143-146.
- Crandell, D.R. (1988). Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California, and debris-avalanche hazard zonation. *U.S. Geological Survey Bulletin*, **1861**, 32 p.
- Crosta, G.B., Chen, H. et Lee, C.F. (2004) Replay of the 1987 Val Pola landslide, Italian alps. *Geomorphology*, **60(1-2)**, 127-146.
- Crosta, G.B., Imposimato, S. et Roddeman, D. (2009) Numerical modelling of entrainment deposition in rock and debris-avalanches. *Engineering Geology*, **109(1-2)**, 135-145.
- Crough, T.S. (1979). Hotspot epeirogeny in eastern North America. *Geology*, **9**, 2-6.
- Cruden, D.M et Varnes, D.J. (1996). Landslides types and processes. In : Turner, A.K et Schuster, R.L, (éds.), *Landslides, investigation and mitigation*. National Academy Press, Washington, D.C., 36-75.
- Cruden, D.M. (1985). Rock slope movements in the Canadian Cordillera. *Canadian Geotechnical Journal*, **22**, 528-540.
- Cruden, D.M. et Hungr, O. (1986). Frank rockslide, Alberta, Canada. In : Voight, B. (éds.), *Rockslides and avalanches, 1 : Natural phenomena*, Elsevier, Amsterdam, 97-112.



- Danielsson, P.E. (1980). Euclidean distance mapping. *Computer Graphics Image Processing*, **14**, 227-248.
- Davies, T.R.H, McSaveney, M. et Hodgson, K.A, (1999). A fragmentation spreading model for long-runout rock avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*, **36**, 1096-1110.
- Davies, T.R.H. et McSaveney, M.J. (2002). Dynamic simulation of the motion of fragmentation rock avalanche. *Canadian Geotechnical Journal*, **39**, 789-798.

- Davies, T.R.H. et McSaveney, M.J. (2006). Runout of rock avalanches and volcanic debris avalanche. In : Picarelli, L. (éd.), *Proceedings of the International Conference on fast slope movements : prediction, and prevention for risk mitigation*, **2**, Naples, 113-132.
- Davies, T.R.H. (1982). Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization. *Rock Mechanics*, **15**, 9-24.
- Davies, T.R.H. et McSaveney, M.J. (1999). Runout of dry granular avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*, **36**, 313-320.
- De Blasio, V.F. et Elverhøi, A. (2008). A model for frictional melt production beneath large rock avalanches. *Journal of Geophysical Research*, **113**, F02014, doi:10.1029/2007JF000867.
- de Voogd, B., Pou Palomé, S., Hirn, A., Charvis, P., Gallart, J., Rousset, D., Dañobeitia, J. et Perroud, H. (1999). Vertical movements and material transport during hotspot activity : Seismic reflection profiling offshore La Réunion. *Journal of Geophysical Research*, **104** (B2), 1855-2874.
- Defos du Rau, J. (1959). Le relief de l'île de la Réunion. Thèse de Doctorat ès Lettres, Université de Bordeaux, 320 p.
- Deganutti, A.M. (2008). The hypermobility of rock avalanches. Thèse de Doctorat, Università degli Studi di Padova, 106 p.
- Delibrias, G., Guiller, M.T. et Labeyrie, J. (1983). Gif natural radiocarbon measurements. *Radiocarbon*, **6**, 238-239.
- Deniel, C., Kieffer, G. et Lecointre, J. (1992). New ^{230}Th - ^{238}U and ^{14}C age determinations from Piton des Neiges Volcano, Réunion – A revised chronology for the Differentiated Series. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **51**, 253-267.
- Deplus, C., Friant, A.L., Boudon, G., Komorowski, J.-C., Villemant, B., Hardord, C., Ségoufin, J. et Cheminée, J. (2001). Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. *Earth and Planetary Science Letters*, **199** (2), 145-157.
- Donnadieu, F., Merle, O. et Besson, J.-C. (2001). Volcanic edifice stability during cryptodome intrusion. *Bulletin of Volcanology*, **63**, 61-72.
- Downs, R.T. (2006). The RRUFF Project : an integrated study of the chemistry, crystallography, Raman and infrared spectroscopy of minerals. *Program and Abstracts of the 19th General Meeting of the International Mineralogical Association*, Kobe, Japon, 3-13.
- Duffield, W.A., Stieltjes, L. et Varet, J. (1982). Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Réunion, and Kilauea, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **12**, 147-160.
- Dufresne, A., Davies, T.R. et McSaveney, M.J. (2010). Influence of runout-path material on emplacement of the Round Top rock avalanche, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, **35**, 190-201.

Duncan, R.A., Backman, J. et Peterson, L. (1989). Reunion hotspot activity through Tertiary time : initial results from the Ocean Drilling Program, leg 115. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **4**, 193-198.



Engelder, T. (1974). Cataclasis and the generation of fault gouge. *Geological Society of America Bulletin*, **85**, 1515-1522.

Erismann, T.H. et Abele, G. (2001). *Dynamics of rockslides and rockfalls*, Springer, Heidelberg, 316 p.

Erismann, T.H. (1979). Mechanisms of large landslides. *Rock Mechanics*, **12**, 15-46.

Erismann, T.H. (1986). Flowing, rolling, bouncing, sliding : synopsis of basic mechanisms. *Acta Mechanica*, **64** (1-2), 101-110.

Evans, M.A., Guthrie, R.H., Roberts, N.J. et Bishop, N.F. (2007). The disastrous 17 February 2006 rockslide-debris avalanche on Leyte Island, Philippines: a catastrophic landslide in tropical mountain terrain. *Natural Hazards and earth System Science*, **7** (1), 89-101.

Evans, M.A., Lewchuk, M.T. et Elmore, R.D. (2003). Strain partitioning of deformation mechanisms in limestones : examining the relationship of strain and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Journal of Structural Geology*, **25** (9), 1525-1549.

Evans, S.G., Hungr, O. et Engren, E.G. (1994). The Avalanche Lake rock avalanche, Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada : deposition, dating and dynamics. *Canadian Geological Journal*, **31**, 749-768.



Fahnestock, R.K. (1978). Little Thanoma Peak rockfalls and avalanches, Mount Rainier, Washington, USA. In : Voight, B., (éd.), *Rockslides and avalanches, 1 : Natural phenomena*. Elsevier, Amsterdam, 181-196.

Famin, V. et Michon, L. (2010). Volcano destabilization by magma injections in a detachment. *Geology*, **38** (3), 219-222.

Farid, H. (2007). Blind Inverse Gamma Correction. *Transaction on Image Processing*, **10** (2), 1428-1433.

Fèvre, Y., Bret, B., Robineau, B. et Join, J.-L. (2001). A newly discovered debris avalanche deposit : Rivière des Pluies Breccia, Northern Reunion Island. *EUG XI*, vol. résumés, Strasbourg.

Fèvre, Y., Bret, L., Odon, O., Arnaud, N. et Bachèlery, P. (2003). New insights on Mafate – Saint-Gilles debris avalanche deposits (westward Piton des Neiges volcano, Réunion Island). *EGS – AGU – EUG*, vol. résumés, Nice.

- Filmer, P.E., McNutt M.K. et Wolfe, C.J. (1993). Elastic thickness of the lithosphere in the Marquesas and Society Islands. *Journal of Geophysical Research*, **98 (B11)**, 19565-19577.
- Finch, J., Leng, M.J. et Marchant, R. (2009). Late Quaternary vegetation dynamics in a biodiversity hotspot, the Uluguru Mountains of Tanzania. *Quaternary Research*, **71**, 111-122.
- Fisher R.A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London*, **A217**, 295-305.
- Flinn, D. (1962). On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **118**, 385-433.
- Flook, A.G. (1978). The use of dilation logic on the Quantimet to achieve fractal dimension characterization of textural and structural profiles. *Powder Technology*, **21**, 295–298.
- Fornari, D.J., Ryan, W.B. et Fow, P.J. (1984). The evolution of craters and calderas on young seamounts : Insights from SEA MARC I and Seabeam sonar surveys of a small seamount group near the axis of the East Pacific Rise at ~10°N. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*. **89 (B13)**, 11063-11083.
- Frank, D. 1995. Surficial extent and conceptual model of hydrothermal system at Mount Rainier, Washington. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, **65**, 51-80.
- Frey, F.A., Wise W.S., Garcia M.O., West H., Kwon S.T. et Kennedy, A. (1990). Evolution of Mauna Kea Volcano, Hawaii : Petrologic and geochemical constraints on post-shield volcanism. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **95 (B2)**, 1271-1300.
- Frizon de Lamotte, D., Mercier, E., Dupré la Tour, A., Robion, P. et Averbuch, O. (1997). Cinématique du plissement et déformation interne des roches, l'exemple du pli de Lagrasse (Aude France). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris*, **324**, 591–598.

G

- Gailler, L.-S. et Lénat, J.-F. (2010). Three-dimensional structure of the submarine flanks of La Réunion inferred from geophysical data. *Journal of Geophysical Research*, **115 (B12)**. doi: 10.1029/2009JB007193
- Gillot P.Y. et Nativel P. (1982). K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Réunion Island, Indian Ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **13 (1-2)**, 131-146.
- Gillot P.Y. et Nativel P. (1994). Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island, Indian ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **122**, 291-302.
- Glicken, H. (1986). Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano, Washington. Thèse PhD, University of California, Santa Barbara, 303 p.
- Glicken, H. (1996). Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano, Washington. *U.S. Geological Survey Open File Report*, 96-677, 90 p.

- Glicken, H. (1991). Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches. *In* : Fisher, R.V. et Smith G.A. (éds.), *Sedimentation in Volcanic Settings*. SEPM (*Society for Sedimentary Geology*) *Special Publication* **45**, 99-106.
- Goguel, J. (1978). Scale-dependant rockslide mechanisms, with emphasis on the role of pore fluid vaporization. *In* : Voight, B. (éd.), *Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena*. Elsevier, Amsterdam, 481-504.
- Govi, M. (1988). Mouvements de masse récents et anciens dans les Alpes italiennes. *In* : Bonnard, C. (éd.), *Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne*. A.A. Balkema, Rotterdam, 1509-1514.
- Grady, D.E. et Kipp, M.E. (1987). Dynamic rock fragmentation. *In* : Atkinson, K. (éd.), *Fracture Mechanics of Rock*. Academic Press, London, 429-475.
- Graham, J.W. (1954). Magnetic susceptibility of rocks – an unexploited petrofabric element (abstract). *Bulletin of the Geological Society of America*, **65**, 1257-1258.
- Granar, L. (1958). Magnetic measurements on Swedish varved sediments. *Arkiv för Geofysik*, **3**, 1-40.

H

- Habib, P. (1967). Sur un mode de glissement des massifs rocheux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série A*, **264**, 151-153.
- Habib, P. (1990). Discussion : mouvements de terrain en Tarentaise. *Revue Française de Géotechnique*, **53**, 71-74.
- Habib, P. (1994). Aspects géotechniques de l'accident du nouveau port de Nice. *Revue Française de Géotechnique*, **63**, 3-15.
- Haflidason, H., Sejrup, H.P., Nygard, A., Mienert, J., Lien, R., Forsberg, C.F., Berg, K. et Masson, D. (2004). The Stregga Slide : architecture, geometry and slide development. *Marine Geology*, **213 (1-4)**, 201-234.
- Hampton, M.A., Lee, H.J. et Locat, J. (1996). Submarine landslides. *Review of Geophysics*, **34**, 33-59.
- Harison, J.V. et Falcon N.L. (1938). An ancient landslip at Saidmareh southwestern Iran. *Journal of Geology*, **46**, 296-307.
- Haurie, J.-L. (1987). Géodynamique des cirques de la Réunion. Implications géotechniques et stabilité des versant. Thèse de Doctorat, Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble, 284 p.
- Hayashi, J.N. et Self, S. (1992). A comparison of pyroclastic flow and debris avalanche mobility. *Journal of Geophysical Research*, **97 (B6)**, 9063-9071.

- Heim, A. (1882). Der Bergsturz von Elm. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **34**, 74-115.
- Heim, A. (1882/83). Der alte Bergsturz von Flims. *Jahrbuch der Schweizer Alpenclubs*, **18**, 295-309.
- Heim, A. (1932). *Bergsturz und Menschenleben*. Fretz und Wasmuth A.G., Zürich, 218 p.
- Heinrich, P., Boudon, G., Komorowski, J.-C., Sparks, R.S.J., Herd, R. et Voight, B. (2001) Numerical simulation of the December 1997 debris avalanche in Montserrat. *Geophysical Research Letter*, **28(13)**, 2529-2532.
- Hentschel, M.L. et Page, N.W. (2003). Selection of descriptors for particle shape characterization. *Particle and Particle Systems Characterization*, **20 (1)**, 25-38.
- Holland, M., Urai J.-L., van der Zee, W., Stanjek, H. et Konstanty J. (2006). Fault gouge evolution in highly overconsolidated claystones. *Journal of Structural Geology*, **28**, 323-332.
- Howard, K. (1973). Avalanche mode of motion : implication from lunar examples. *Science*, **180**, 1052-1055.
- Hrouda, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, **5**, 37-82.
- Hrouda, F. (1986). The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite. *Studia Geophysica et Geodaetica*, **30**, 39-45.
- Hrouda, F. et Jelínek, V. (1990). Resolution of ferrimagnetic and paramagnetic anisotropies in rocks, using combined low-field and high-field measurements. *Geophysical Journal International*, **103**, 75-84.
- Hsü, K.J. (1975). Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfalls. *Geological Society of America Bulletin*, **86**, 129-140.
- Hsü, K.J. (1978). Albert Heim : observations on landslides and relevance to modern interpretations. In : Voight, B. (éd.), *Rockslides and avalanches, I : Natural phenomena*. Elsevier, Amsterdam, 70-93.
- Hungr O, Evans SG (1996) Rock avalanche runout prediction using a dynamic model. In: Senneset, I. (éd) *Proceedings of the 7th international symposium on landslides*, Trondheim, Balkema, Rotterdam, 233-238.
- Hungr, O. et Evans, S.G. (2004). Entrainment of debris in rock avalanches : an analysis of a long run-out mechanism. *Geological Society of America Bulletin*, **116**, 1240-1252.
- Hungr, O. (1990). Mobility of rock avalanches. *Report of the National Research Institute of Earth Science and Disaster Prevention, Japan*, **46**, 11-20.
- Hungr, O. (2006). Rock avalanche occurrence, process and modeling. In : Evans, S.G., Mugnozza, G.S., Strom, A. et Hermanns, R.L. (éds.), *Landslides from massive rock slope failure*. Springer, 243-266.

Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M.J. et Hutchinson, J.N. (2001). A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, **7** (3), 221-238.

Hunt, C.P., Moskowitz, B.M. et Banerjee, S.K. (1995). Magnetic properties of rocks and minerals. In : Ahrens, T.J. (éd.), *Rock physics and phase relations. A handbook of physical constants. American Geophysical Union, Reference Shelf 3*, 189-204.

Hutter, K., Wang, Y. et Pudasaini, S.P. (2005). The Savage-Hutter avalanche model : how far can it be pushed ? *Philosophical Transaction of the Royal Society A*, **363**, 1507-1528.

I

Iverson, R.M. et Denlinger, R.P. (2001). Flow of variability fluidized granular masses across three-dimensional terrain 11. Coulomb mixture theory. *Bulletin of Volcanology*, **70**(10), 1169-1187.

J

Jackson, M. et Tauxe, L. (1991). Anisotropy of magnetic susceptibility and remanence : developments in the characterization of tectonic, sedimentary and igneous fabrics. *Reviews of Geophysics, Supplement*, **29**, 371-376.

Jelínek, V. (1977). The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. *Institute of Geophysics Report, Geofyzika*, Brno, 88 p.

Jelínek, V. (1978). Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on group of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica*, **22**, 50-62.

Jelínek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabrics of rocks, *Tectonophysics*, **79**, T63-T67.

Johnson, B. (1978). Blackhawk landslide, California, USA. In : Voight, B. (éd.), *Rockslides and avalanches, 1 : Natural phenomena*. Elsevier, Amsterdam, 481-504.

K

Kaperien, A. (2007). FracLac for ImageJ version 2.5a [computer program]. *Research Services Branch, National Institutes of Health*, Bethesda, Maryland.

Kaye, B.H.A. (1990). *Random walk through fractal dimensions*. 2nd edition, VCH Publishers, New York, 427 p.

Keefer, D.K. (1984). The importance of earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, **95**, 406-421.

Kelfoun, K. et Druitt, T.H. (2005) Numerical modeling of the emplacement of Socompa rock avalanche, Chile. *Journal of Geophysical Research*, doi: 110:B12202.1–12202.

- Kent, P.E. (1966). The transport mechanism in catastrophic rock falls. *Journal of Geology*, **74**, 79-83.
- Kerle, N. et 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. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **105**, 49-63.
- Kerr, D.R. et Abbott, P.L (1996). Miocene subaerial sturzstrom deposits Slip Mountain, Anza-Borego Desert Park. In: Abbott, P.L, Seymour, D.C. (éds), *Sturzstroms and Detachments Faults*, Anza-Borego Desert State Park, California. *South Coast Geological Society*, Santa Ana, California, 149-163.
- Keulen, N., Heilbronner, R., Stünitz, H., Boullier, A.-M. et Ito, H. (2007). Grain size distributions of fault rocks : A comparison between experimentally and naturally deformed granitoids. *Journal of Structural Geology*, **29**, 1282-1300.
- Kieffer, G. (1985). Evolution structurale et dynamique d'un grand volcan polygénique : stades d'édification et activité actuelle de l'Etna (Sicile). Thèse de Doctorat ès Sciences, Université de Clermont-Ferrand, 497 p.
- Kieffer, G. (1990a). Grands traits morphologiques de l'île de La Réunion. In : Lénat, J.-F. (éd.), *Le volcanisme de la Réunion – Monographie*. Centre de Recherche Volcanologique, Clermont-Ferrand, 75-114.
- Kieffer, G., (1990b). Evolution dynamique et structural récente ("Phase IV") du Piton des Neiges (île de La Réunion, océan Indien). In : Lénat, J.-F. (éd.), *Le volcanisme de la Réunion – Monographie*. Centre de Recherche Volcanologique, Clermont-Ferrand, 163-185.
- Kieffer, G., Pillot, P.Y., Cornette, Y., Germanaz, C. et Nativel, P. (1993). Une phase éruptive exceptionnelle dans l'histoire récente du Piton des Neiges (île de La Réunion) : l'histoire de la « dalle soudée ». *Compte Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **317 (II)**, 835-842.
- Kieffer, S.W. (1981). Blast dynamics of Mt. St. Helens on May 18, 1980. *Nature*, **291**, 568-571.
- King, R.F. (1955). The remanent magnetism of artificially deposited sediments. *Monthly Notice of the Royal Astronomical Society*, **7**, 115-34.
- Kluska, J.-M. (1997). Evolution magmatique et morpho-structurale du Piton des Neiges au cours des derniers 500 000 ans. Thèse de Doctorat, Université de Paris Sud – Orsay, 93 p.
- Knieke, C., Sommer, M. et Peukert, W. (2009). Identifying the apparent and true grinding limit. *Powder technology*, **195 (1)**, 25-30.
- Knight, M.D. et Walker, G.P.L. (1988). Magma flow directions in dikes of the Koolau complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 4301-4309.
- Kojan, E., et Hutchinson, J.N. (1978). Mayunmarca rockslide and debris flow, Peru. In : Voight, B. (éd.), *Rockslides and avalanches, 1 : Natural phenomena*. Elsevier, Amsterdam, 315-361.

Komorowski, J.-C., Legendre, Y., Caron, B. et Boudon, G. (2008). Reconstruction and analysis of sub-plinian tephra dispersal during the 1530 AD Soufrière (Guadeloupe) eruption : Implications for scenario definition and hazards assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **178**, 491-515.

Krastel, S., Schmincke, H.U., Jacobs, C.L., Rihm, R., Le Bas, T.M. et Alibés, B. (2001). Submarine landslides around the Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, **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, 84 p.

Lacquement F. et Nehlig P. (2008). Notice des cartes géologiques des cirques du Piton des Neiges (île de La Réunion, France). *rapport final, BRGM/RP-56730-FR*, 96 p. 34 ill., 3 planches hors-texte.

Lajeunesse, E., Quantin, C., Allemand, P. et Delacourt, C. (2006). New insights on the runout of large landslides in the Valles-Marineris canyons, Mars. *Geophysical Research Letters*, **33**, L04403, doi: 10.1029/2005GL025168.

Launeau, P. et Cruden, A.R. (1998). Magmatic fabric acquisition mechanisms in a syenite : Results of combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 5067-5089.

Le Friant, A., Heinrich, P., Deplus, C. et Boudon, G. (2003). Numerical simulation of the last flank-collapse event of Montagne Pelee, Martinique, Lesser Antilles. *Geophysical Research Letter*, **30(2)**, 4p.

Le Friant, A., Lebas, E., Clément, V. Boudon, G., Deplus, C., de Voogd, B. et Bachèlery, P. (2011). A new model for the evolution of La Réunion volcanic complex from complete marine geophysical surveys. *Geophysical Research Letters*, **38 (9)**, doi: 10.1029/2011GL047489

Legros, F. (2001). The mobility of long runout landslides. *Engineering Geology*, **63 (3-4)**, 301-331.

Legros, F., Cantagrel, J.-M. et Devouard, B. (2000). Pseudotachylite at the base of a volcanic landslide deposit : implications for emplacement mechanisms. *Abstract Internal Association of Volcanology and Chemistry of Earth's Interior General Assembly*, Bali, Indonesia.

Lénat, J.F. et Bachèlery, P. (1987). Dynamic of magma transfer at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island, Indian Ocean). In: Chi-Yu et Scarpa, R. (éds.), *Earth Evolution Sciences, Special Issue "Modeling of Volcanic Processes"*, Friedr Vieweg et Sohn, Braunschweig, Wiesbaden, 57-72.

- Lénat, J.-F. et Labazuy, P. (1990). Morphologies et structures sous-marines de La Réunion. In : Lénat, J.-F. (éd.), *Le volcanisme de la Réunion – Monographie. Centre de Recherche Volcanologique*, Clermont Ferrand, 43-74.
- Lénat, J.-F., Merle, O. et Lespagnol, L. (2009). La Réunion : An example of channeled hot spot plume. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **184** (1-2), 1-13.
- Leroux, H. (1994). Déformation terrestres violentes : volcanisme explosif des kimberlites et glissement de terrain de Köfels. Thèse de Doctorat, Université de Lille 1, 302 p.
- Leroux, H. et Doukhan, J.-C. (1993). Dynamic deformation of quartz in the landslide of Köfels, Austria. *European Journal of Mineralogy*, **5**, 893-902.
- Leyrit, H. (2000). Flank collapse and debris avalanche deposits. In : Leyrit, H. et Montenat, C. (éds.), *Volcanic rocks : from magma to sediments*. Gordon and Breach, Science Publishers, 111-129.
- Li, J., Du, Q. et Sun, C. (2009). An improved box-counting method for image fractal dimension estimation. *Pattern Recognition*, **42**, 2460-2469.
- Lipman, P.W., Normark, W.R., Moore, J.G., Wilson, J.B. et Gutmacher, C.E. (1988). The giant submarine Alika debris slide, Mauna Loa, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 4279-4299.
- Liu, C.-H., Nagel, S.R., Schechter, D.A., Coppersmith, S.N., Majumdar, S., Narayan, O. et Witten, T.A. (1995). Force fluctuations in bead packs. *Science*, **269**, 513-515.
- Liu, H. Y., Kou, S. Q. et Lindqvist, P.-A. (2005). Numerical studies on the inter-particle breakage of a confined particle assembly in rock crushing. *Mechanics of Materials*, **37**, 935-954.
- Locat, P., Couture, R., Leroueil, S., Locat, J., Jaboyedoff, M. (2006). Fragmentation energy in rock avalanches. *Canadian Geotechnique Journal*, **43** (8), 830-851.
- Locat J., Norem, H. et Therrien, P. (1991). An approach to rock avalanche dynamics. *GAC Special Volume on Landslides*, 30 p.
- Loper, D.E. (1997). Mantle plumes and their effects on the Earth's surface : a review and synthesis. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **27** (1-4), 35-54.
- Lopez, D.L. et Williams, S.T. (1993). Catastrophic volcanic collapse : Relation to hydrothermal processes. *Science*, **260**, 1794-1796.
- Louis, L., Robion, P., David, C. et Frizon de Lamotte, D. (2006). Multiscale anisotropy controlled by folding : the example of the Chaudrons fold (Corbières, France). *Journal of Structural Geology*, **28**, 549-560.
- Louvat, P. et Allègre, C.J. (1997). Present denudation rates on the island of Reunion determined by river geochemistry : Basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61** (17), 3645-3669.
- Lucas, A. et Mangeney, A. (2007) Mobility and topographic effects for large valles marineris landslides on Mars. *Geophysical Research Letter*, **34**, L10201 .

- Lucas, A., Mangeney, A., Mége, D. et Bouchut, F. (2011) Influence of the scar geometry on landslide dynamics and deposits: application to martian landslides. *Journal of Geophysical Research – Planet*, **116**, E10001.
- Lucas, A. (2012). Slippery sliding on icy Iapetus. *Nature Geoscience*, **5**, 524-525.
- Lucas, A., Mangeney, A. et Ampuero, J.-P. (2014). Frictional velocity-weakening in landslides on Earth and on other planetary bodies. *Nature Communication*, **5**:3417, doi 10.1038/ncomms447.
- Lucchitta, B.K. (1978). A large landslide on Mars. *Geological Society of America Bulletin*, **89**, 1601-1609.
- Lucchitta, B.K. (1979). Landslides in Valles Marineris, Mars. *Journal of Geophysical Research*, **84 (B14)**, 8097-8113.
- M*
- MacDonald, W.D. et Ellwood, B.B. (1987). Anisotropy of magnetic susceptibility : sedimentological, igneous and structural-tectonic applications. *Reviews of Geophysics*, **25 (5)**, 905-909.
- Mahoney, J.J., Duncan, R.A, Khan, W., Gnos, E. et McCormick, G.R. (2002). Cretaceous volcanic rocks of the south Tethyan suture zone, Pakistan : implications for the Réunion hotspot and Deccan Trapps. *Earth and Planetary Science Letters*, **203**, 295-310.
- Maillot, E. (1999). Les systèmes intrusifs des volcans boucliers océaniques : Ile de la Réunion (océan Indien). Approche structurale et expérimentale. Thèse de Doctorat, Université de La Réunion, 289 p.
- Malahoff, A. (1987). Geology of the summit of Loihi Volcano. In : Decker, R.W., Wright, T. L. et Stauffer, P.H. (éds.), *Volcanism in Hawaii*. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **1350 (1)**, 133-144.
- Malengreau, B., Lénat, J.-F. et Froger, J.-L. (1999). Structure of Reunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **88**, 131-146.
- Malin, C.M. (1992). Mass movements on Venus : Preliminary results from Magellan cycle 1 observations. *Journal of Geophysical Research*, **97 (E10)**, 16337-16352.
- Mandelbrot, B.B. (1983). *The fractal geometry of nature*. Freeman, W.H. Edition, New York, 485 p.
- Mandelbrot, B.B. (1967). How long is the Coast of Britain ? Statistical self-similarity and fractal dimension. *Science*. **156**, 636-638.
- Mangeney, A., Heinrich, P. et Roche, R. (2000). Analytical solution for testing debris avalanche numerical models. *Pure application of geophysics*, **157**, 1081-1096.

- Mangeny-Castelnaud, A., Bouchut, F., Vilotte, J.-P., Lajeunesse, E., Aubertin, A. et Pirulli, M. (2005). On the use of Saint Venant equations to simulate the spreading of a granular mass. *Journal of Geophysical Research*, **110**, B09103, doi: 10.1029/2004JB003161, 17 p.
- Marone, C. et Scholz, C.H. (1989). Particle-size distribution and microstructures within simulated fault gouge. *Journal of Structural Geology*, **11**, 799-814.
- Masch, L., Wenk, H.R. et Preuss, E. (1985). Electron microscope study of hyalomylonites – evidence for frictional melting in landslides. *Tectonophysics*, **115 (1-2)**, 131-160.
- Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P. et Canals, M. (2002). Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth Science Reviews*, **57**, 1-35.
- McConnell, R.G. et Brock, R.W. (1904). Report on the great landslide at Frank, Alberta, Canada. *Canadian Department of the Interior, Annual Report*, Part. 8, 17 p.
- McDougall, I. (1971). The geochronology and evolution of the young volcanic island of Reunion, Indian Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **85**, 261-288.
- McDougall, S. et Hungr, O. (2004) A model for the analysis of rapid landslide motion across three dimensional terrain. *Canadian Geotechnical Journal*, **41**, 1084-1097
- McEwen, A.S. (1989). Mobility of large rock avalanches : Evidence from Valles Marineris, Mars. *Geology*, **17**, 1111-1114.
- McGuire, W.J. (1996). Volcano instability : a review of contemporary themes. *Geological Society, London, Special Publications*, **110 (1)**, 1-23.
- McGuire, J. (1982). Evolution of the Etna volcano : information from the southern wall of the Valle del Bove caldera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **13**, 241-271.
- McNutt, M.K. et Caress, D.W. (2007). Crust and lithospheric structure – hot spots and hot-spot swells. In: Dziewonski, A. et Romanowicz, B. (éds), *Treatise on Geophysics*, **1**, 445–478.
- McSaveney, M.J. (1978). Sherman Glacier rock avalanche. In : Voight, B. (éd.), *Rockslides and avalanches, 1 : Natural phenomena*. Elsevier, Amsterdam, 197-258.
- McSaveney, M.J. et Davies, T.R. (2009) Surface energy is not one of the energy losses in rock comminution. *Engineering Geology*, **109 (1-2)**, 109-113.
- Mehl, K.W. et Schmincke, H.-U. (1999). Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **94**, 105-134.

- Melosh, H.J. (1979). Acoustic fluidization – a new geologic process. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 7513-7520.
- Melosh, H.J. (1987). The mechanism of large rock avalanches. In : Costa, J.E., et Wieczorek, G.F. (éds.), Debris flow/avalanches : Process, recognition, and mitigation. *Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology*, **7**, 41-50.
- Merle, O., Mairine, P., Michon, L., Bachèlery, P. et Smietana, L. (2010). Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island, Indian Ocean). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **189** (1-2), 131-142.
- Michon, L., Saint-Ange, F., Bachèlery, P., Villeneuve, N. et Staudacher, T. (2007). Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). *Journal of Geophysical Research*, **112**, B04205, doi:10.1029/2006JB004598.
- Mitchell, N.C. (2003). Susceptibility of mid-ocean ridge volcanic islands and seamounts to large-scale landsliding. *Journal of Geophysical Research*, **108** (B8), 2397, doi:10.1029/2002JB001997.
- Mitchell, N.C., Massin, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R. et Urgeles, R. (2002). The morphology of submarine flanks of volcanic ocean islands. A comparative study of the Canary and Hawaiian hotspot islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **115**, 83-107.
- Mizuno, Y. (1964). Landforms associated with volcanic debris flows at the foot of Zao volcano. *University and Faculty Education Bulletin, Hirosaki*, **13**, 23-32.
- Montaggioni, M. et Nativel, P. (1988). La Réunion – île Maurice, géologie et aperçus biologiques. Elsevier / Masson (éds). 192 p.
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R., Torresan et M.E. (1989). Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 465-484.
- Moore, J.G., Clague, D.A. et Normark, W.R. (1982). Diverse basalt types from Loihi seamount, Hawaii. *Geology*, **10**, 88-92.
- Moore, J.G., Normark, W.R. et Holcomb, R.T. (1994). Giant Hawaiian landslides. *Annual Review of Earth Science*, **22**, 119–144.
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R. et Torresan, M.E. (1989). Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research*, **94** (B12), 465-484.
- Moore, J.G., Normark, W.R. et Holcomb, R.T. (1994a). Giant Hawaiian underwater landslides. *Science*, **264** (5155), 46-47.
- Moore, J.G., Normark, W.R. et Holcomb, R.T. (1994b). Giant Hawaiian landslides. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **22**, 119-144.
- Morgan, W.J. (1981). Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans. In : Emiliani C. (éd.), *The Sea*. **7**, 443-487.

Mumbi, C.T., Marchant, R., Hooghiemstra, H. et Wooller, M.J. (2008). Late Quaternary vegetation reconstruction from the eastern Arc Mountains, Tanzania. *Quaternary Research*, **69**, 326-341.

N

Nagata, T. (1961). *Rock magnetism*. Maruzen, Tokyo, 350 p.

Nakamura, K. (1978). Geology and petrology of Bandai and Nekoma volcanoes. *Science Reports of Tohoku University*, Tohoku, **14**, 67-119.

Nativel, P. (1978). Volcans de la Réunion. Pétrologie. Faciès zéolite (Piton des Neiges). Sublimés (La Fournaise). Thèse de Doctorat ès Sciences, Université de Paris-Sud, Orsay, 2 tomes, 510 p.

Nativel, P., Joron, J.-L. et Treuil, M. (1979). Etude pétrographique et géochimique des volcans de la Réunion. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7**, 427-440.

Nedderman, R. (1992). Statics and kinematics of granular materials. *Cambridge University Press*, Cambridge, 352 p.

Nehlig, P., Dardon, A., Fréour, G., Huguet, D. et Leyrit, H. (2001). The debris avalanches deposits of the Cantal (France) witnesses of the construction of the largest perialpine stratovolcano. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **2**, 107-120.

Nicoletti, P.G. et Sorriso-Valvo, M. (1991). Geomorphic controls of the shape and mobility of rock avalanches. *Geological Society of American Bulletin*, **103**, 1365-1373.

O

Oehler, J.-F. (2005). Les déstabilisations de flanc des volcans de l'île de La Réunion (Océan Indien) : Mise en évidence, implications et origines. *Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand*, 422 p.

Oehler, J.-F., Labazuy, P. et Lénat, J.-F. (2004). Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Réunion Island. *Bulletin of Volcanology*, **66 (7)**, 585-598.

Oehler, J.-F., Lénat, J.-F. et Labazuy, P. (2007). Growth and collapse of the Reunion island volcanoes. *Bulletin of Volcanology*, **70 (6)**, 717-742.

Orford, J.D. et Whalley, B. (1983). The use of fractal dimension to quantify the morphology of irregular-shaped particles. *Sedimentology*, **30**, 655-668.

Ort, M.H., Newkirk, T.N., Vilas, J.F. et Vazquez, J.A. (2014). Toward the definition of AMS facies in the deposits of pyroclastic density currents. In : Ort, M.H., Porreca, M. et Geissman, J.W. (éds.), *The use of palaeomagnetism and rock magnetism to understand volcanic processes. The Geological Society of London, Special Publication*, **396**, en ligne, doi:10.1144/SP396.8.

Ort, M.H., Orsi, G., Pappalardo, L. et Fisher, R.V. (2003). Anisotropy of magnetic susceptibility studies of depositional processes in the Campanian Ignimbrite, Italy. *Bulletin of Volcanology*, **65**, 55-72.

P

Paguican, E.M. (2012). The structure, morphology and surface texture of debris avalanche deposits: field and remote sensing mapping and analogue modelling. Thèse de doctorat de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 208 p.

Palmer, B.A., Alloway, B.V. et Neall, V.E. (1991). Volcanic-debris-avalanche deposits in New Zealand - lithofacies organization in unconfined, wet-avalanche flows. In : Fisher, R.V. et Smith, G.A. (éds.), *Sedimentation in Volcanic settings, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication*, **45**89-98.

Parés, J.M. et Van Der Pluijm, B.A. (2002). Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics*, **350**, 283-298.

Patchigolla, K. et Wilkinson, D. (2010). Crystal shape characterisation of dry samples using microscopic and dynamic image analysis. *Particle & Particle Systems Characterization*, **26** (4) 171-178.

Paul, S.K., Bartarya, S.K., Tautela P. et Mahajan, A.K. (2000). Catastrophic mass movement of 1998 monsoons at Malpa in Kali Valley, Kumaun Himalaya (India). *Geomorphology*, **35**, 169-180.

Peterson, D.W. et Moore, R.B. (1987). Geologic history and evolution of geologic concepts, island of Hawaiï. In : Decker, R.W., Wright, T.L. et Stauffer, P.H. (éds.), *Volcanism in Hawaii. USGS Professional Paper*, **1350**, 149-189.

Petronis, M.S., Delcamp, A. et van Wyk de Vries, B. (2013). Magma emplacement into the Lemptégy scoria cone (Chaîne Des Puys, France) explored with structural, anisotropy of magnetic susceptibility, and paleomagnetic data. *Bulletin of Volcanology*, **75**, 753, doi:10.1007/s00445-013-0753-y.

Pierson, T.C. et Costa, J.E. (1987). A rheological classification of subaerial sediment-water flows. In : Costa, J.E. et Wieczorek, G.F. (éds.), *Debris flows/avalanches : Process, recognition and mitigation. Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology*, **7**, 1-12.

Pilot, G. et Durville, J.-L. (1988). Les mouvements de terrain dans les Alpes Française. In : Bonnard, C. (éd.), *Proceedings 5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, A.A. Balkema, Rotterdam, 1515-1537.

Pitman, E.B., Patra, A.K., Bauer, A., Sheridan, M.F. et Bursik, M.I. (2003) Computing debris flows and landslides. *Physics of Fluids*, **15**, 3638-3646.

Pleuvast, J.-P., Mège D., Chiciak J., Costard F. et Masson P. (2001). Morphology, evolution and tectonics of Valles Marineris wallslopes (Mars). *Geomorphology*, **37**, 329-352.

- Pollet, N. et Schneider, J.-L. (2004). Dynamic disintegration processes accompanying transport of the Holocene Flims sturzstrom (Swiss Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, **221**, 433-448.
- Pollet, N. (2004). Mouvement gravitaires rapides de grandes masses rocheuses : Apports des observations de terrain à la compréhension des processus de propagation et dépôt. Application au cas de La Madeleine (Savoie, France), Flims (Grisons, Suisse) et Köfels (Tyrol, Autriche). Thèse de Doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 239 p.
- Pollet, N., Cojean, R. et Schneider, J.-L. (2002). Les critères de mobilité des mouvements gravitaires de grande ampleur. In : Rybář, J., Stemberk, J. et Wagner, P. (éds.), *Landslides, Proceedings of the First European Conference on Landslides*, Prague, République Tchèque, 24-26 juin 2002, Swets & Zeitlinger B. V., Lisse, 275-280.
- Post A. (1967) : Effects of the March 1964 Alaska earthquake on glaciers. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **544-D**, 42 p.
- 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.
- Pouliquen, O. et Renaut, N. (1996). Onset of granular flows on an inclined rough surface : Dilatancy effects. *Journal of Physique II*, **6**, 929-935.
- Pouliquen, O. (1999) Scaling laws in granular flows down rough inclined planes. *Physics of Fluids*, **11**, 542-548.
- Pudasaini, S.P. et Hutter, K. (2007). *Avalanche Dynamics: Dynamics of Rapid Flows of Dense Granular Avalanches*, Berlin, Springer-Verlag, 571 p.

Q

- Quantin, C., Allemand, P. et Delacourt, C. (2004). Morphology and geometry of Valles Marineris landslides. *Planetary and Space Science*, **52**, 1011-1022, doi:10.1016/j.pss.2004.07.016.
- Quidelleur, X.J., Holt, J.W., Salvany, T. et Bouquerel, H. (2010). New K-Ar ages from La Montagne massif, Réunion Island (Indian Ocean), supporting two geomagnetic events in the time period 2.2-2.0 Ma. *Geophysical Journal International*, **182** (2), 699-710.

R

- Rad, S.D., Allegre C.J. et Louvat, P. (2007). Hidden erosion on volcanic islands. *Earth and Planetary Science Letters*, **262**, 109-124.
- Ramsay, J.G. et Huber M. (1983). *The techniques of modern structural geology. Volume 1 : strain analysis*. Academic Press, 307 p.
- Rasband, W.S. (2007). *ImageJ*. U. S. National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA, 1997-2012.

- Rees, A.I. (1965). The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary fabric. *Sedimentology*, **4**, 257-271.
- Rees, A.I. (1968). The production of preferred orientation in a concentrated dispersion of elongated and flattened grains. *Journal of Geology*, **76**, 457-465.
- Rees, A.I. (1983). Experiments on the production of transverse grain alignment in a sheared dispersion. *Sedimentology*, **30** (3), 437-448.
- Richardson, L. F. (1961). The problem of Continuity. *General Systems Yearbook*, **6**, 139-187.
- Roche, O., Attali, M., Mangeney, A. et Lucas, A. (2011). On the run-out distance of geophysical gravitational flows : Insight from fluidized granular collapse experiments. *Earth Planetary Science Letter*, **311**, 375-385.
- 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 de Doctorat, Université de Paris XI – Orsay, 443 p.
- Rochet, L. (1987). Application des modèles numériques de propagation à l'étude des éboulements rocheux. *Bulletin de Liaison des Laboratoires de Ponts et Chaussées*, **150**, 84-95.
- Rochette, P. (1987). Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric. *Journal of Structural Geology*, **9**, 1015-1020.
- Rochette, P., Jackson, M. et Aubourg, C. (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Review of Geophysics*, **30**, 209-226.
- Romero, S.U et Molina, R. (1974). Kinetic aspects of the Vaiont Slide. *Proceedings of the 3rd Congress ISRM*, Denver, Colorado, **2**, 865-870.
- Rosenblum, S. et Brownfield, I.K. (1999). Magnetic susceptibilities of minerals. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, **99-529**, 18 p.
- Rusnak, G.A. (1957). The orientation of sand grains under conditions of 'unidirectional' fluid flow. *Journal of Geology*, **65**, 384-409.

S

- Saint-Ange, F., Savoye, B., Michon, L., Bachèlery, P., Deplus, C., de Voogd, B., Dymont, J., Le Drezen, E., Voisset, M., Le Friant, A. et Boudon, G. (2011). A volcanoclastic deep-sea fan off La Réunion Island (Indian Ocean) : gradualism versus catastrophism. *Geology*, **39**, 3, 271-274.
- Salvany, T. (2009). Evolution morphostructurale de volcans boucliers intraplaques océaniques: Exemple des volcans de l'île de la Réunion (Océan Indien). Thèse de doctorat de l'Université de Paris-Sud XI, 391 p.

- Salvany, T., Lahitte, P. Nativel, P. et Gillot, P.-Y. (2012). Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean) : Competition between volcanic construction and erosion since 1.4 Ma. *Geomorphology*, **136(1)**, 132-147.
- Sammis, C. et Stacey, S.J. (1994). The micromechanics of friction in a granular layer. *Pure and Applied Geophysics*, **142 (3-4)**, 777-794.
- Sarkar N. et Chaudhuri B.B. (1994). An efficient differential box-counting approach to compute fractal dimension of image. *IEEE Transactions on Systems Man and Cybernetics*, **24**, 115-120.
- Sassa, K. (1986). The mechanism of unsaturated debris flows such as the Ontake debris flow, 1983, in Japan. *Annual Disaster Prevention Research Institute*. Kyoto University, **29 (B-1)**, 315-329.
- Savage, S.B. et Hutter, K. (1989). The motion of a finite mass of granular material down a rough incline. *Journal of Fluid Mechanics*, **199**, 177-215.
- Schenk, P. M. et Bulmer, M. H. (1998). Origin of mountains on Io by thrust faulting and large-scale mass movements. *Science*, **279**, 1514-1517.
- Schindler, C. (1988). Zones instables en Suisse. In : Bonnard, C. (éd.), *Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides*, Lausanne. A.A. Balkema, Rotterdam, 1293-1299.
- Schlich, R., Dymant, J. et Munschy, M. (1990). Structure and age of the Mascarene and Madagascar basins. Colloque International *Volcanisme intraplaque: Le point chaud de la Réunion*, Institut de Physique du Globe de Paris.
- Schneider, J.-L. (1997). Écoulements pyroclastiques et avalanches de débris en domaine volcanique. In : Ildefonse, B., Allain, C., et Coussot, P., (éds.), *Des grands écoulements naturels à la dynamique du tas de sable - Introduction aux suspensions en géologie et en physique*. Cemagref Editions, 51-70.
- Schneider, J.-L. et Fisher, V.R. (1998). Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches: evidence from the northwest sector of Cantal volcano (France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **83**, 141-165.
- Schneider, J.-L., Chagué-Goff, C., Bouchez, J.-L., Goff, J., Sugawara, D., Goto, K., Jaffe, B. et Richmond, B. (2014). Using magnetic fabric to reconstruct the dynamics of tsunami deposition on the Sendai Plain, Japan – the 2011 Tohoku-oki tsunami. *Marine Geology*, en ligne, doi:10.1016/j.margeo.2014.06.010.
- Schneider, J.-L., Wassmer, P. et Ledésert, B. (1999). La fabrique interne des dépôts du sturzstrom de Flims (Alpes suisses): caractéristiques de la fabrique interne et implications sur les mécanismes de transport. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **328**, 607-613.
- Schneider, J.-L. (2013). Les traumatismes de la Terre : géologie des phénomènes naturels extrêmes, Vuibert, Paris, 230 p.
- Scholz, C.H. (1990). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press, New York, 439 p.

- Shaller, P.J. (1991). Analysis and implications of large Martian and terrestrial landslides. Thèse de PhD, California Institute of Technology, Pasadena, 586 p.
- Shaller, P.J. et Smith-Shaller, A.S. (1996). Review of proposed mechanisms for sturztroms (long-runout landslides). *In* : Abbott, P.L et Seumour, D.C. (éds.), Sturztroms and detachments faults, Anza-Borrego desert state park, California. *South Coast Geological Society*, 185-202.
- Shea, T., van Wyk de Vries, B. (2008). Structural analysis and analogue modeling of the kinematics and dynamics of rockslide avalanches. *Geosphere*, **4**(4), 657-686.
- Shebanova, O.N. et Lazor, P. (2003). Raman study of magnetite (Fe₂O₃) : laser-induced thermal effects and oxidation. *Journal of Raman Spectrometry*, **34**, 845-852.
- Sheridan, M.F., Stinton, A.J., Patra, A., Pitman, E.B., Bauer, A. et Nichita, C.C. (2005) Evaluating Titan2D mass-flow model using the 1963 Little Tahoma Peak avalanches, Mount Rainier, Ashington. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, **139**(1-2),89-102
- Shreve, R.L. (1968a). The Blackhawk landslide. *Geological Society of America Special Paper*, **108**, 1-47.
- Shreve, R.L. (1968b). Leakage and fluidization in air-layer lubricated avalanches. *Geological Society of America Bulletin*, **79**, 653-658.
- Sibson, R.H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London*, **133**, 191-213.
- Siebe, C., Komorowski, J.C. et Sheridan, M.F. (1992). Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlàn volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, **54** (7), 573-589.
- Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches : characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **22**, 163-197.
- Sisavath E., Babonneau N. Saint-Ange F., Bachèlery P., Jorry J., Deplus C., de Voogd B. et Savoye, B. (2011). Morphology and sedimentary architecture of a modern volcanoclastic turbidite system : The Cilaos fan, offshore La Réunion Island. *Marine Geology*, **288** (1-4), 1-17.
- Sisavath, E. (2001). Processus de transfert des éléments volcanodétritiques dans les plaines abyssales autour de l'île de La Réunion (Océan Indien). Thèse de Doctorat, Université de La Réunion, 294 p.
- Smith, J.R., Satake, K. et Suyehiro, K. (2002). Deepwater multibeam sonar surveys along the southeastern Hawaiian Ridge : guide to the CD-ROM. *In* : Takahashi, E., Lipman, P.W., Garcia, M.O., Naka, J. et Aramaki, S. (éds.), Hawaiian volcanoes : Deep underwater perspectives. *Geophysical Monograph* **128**, American Geophysical Union, 3-10.
- Sleep, N.H. (1990). Hotspots and mantle plumes : some phenomenology. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 6715-6736.

- Smenza, E. et Ghirotti, M. (2000). History of the 1963 Vaiont slide : the importance of geological factors. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **59**, 87-97.
- Smietana M. (2011). Petrologie, geochronology (K, Ar) et géochimie élémentaire et isotopique (Sr, Nd, Hf, Pb) de laves anciennes de La Réunion ; Implications sur la construction de l'édifice volcanique. Thèse de Doctorat, Université de la Réunion, 238 p.
- Smoot, N.C. (1982). Guyots of the mid-Emperor chain mapped with multibeam sonar. *Marine Geology*, **47**, 153-163.
- Snoke, A.W. et Tullisn, J. (1998). An overview of fault rocks. In : Snoke, A.X., Tullis, J. et Todd, V.R (éds.), *Fault-related rocks – a photographic atlas*. Princeton, New Jersey, 3-18.
- Sosio, R. et Crosta, G.B. (2009). Rheology of concentrated granular suspensions and possible implications for debris flow modeling. *Water Ressources Research*, **45**, W03412:16.
- Sosio, R., Crosta, G.B. et Hungr, O. (2011). Numerical modeling of debris avalanche propagation from collapse of volcanic edifices. *Landslides*, doi 10.1007/s10346-011-0302-8.
- Souque, M.C. (2002). Magnétisme structural dans les chaînes de chevauchement-plissement : développements analytiques et exemples d'utilisation dans les Corbières. Thèse de Doctorat, Université de Cergy-Pontoise, 280 p.
- Sousa, J. et Voight, B. (1995). Multiple-pulsed debris avalanche emplacement at Moiumt St. Helens in 1980 : Evidence from numerical continuum flow simulations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **66**, 227-250.
- Stacey, F.D., Joplin, G. et Lindsay, J. (1960). Magnetic anisotropy and fabric of some foliated rocks from S.E. Australia. *Geophysica pura e applicata*, **47 (1)**, 30-40.
- Staron, L., Vilotte, J. et radjai, F. (2001). Friction and mobilization of contacts in granular numerical avalanches. In: Kishino, Y. (éd), *Powder and Grains*, 451-454.
- Stearns, H.T. et McDonald, G.A. (1946). Geology and ground-water reserves of the Island of Hawaii. *Division of Hydrography Bulletin*, **9**, 363 p.
- Stoopes, G.R. et Sheridan M.F. (1992). Giant debris avalanches from the Colima Volcanic Complex, Mexico : implications for long runout landslides (> 100km) and hazard assessment. *Geology*, **20**, 299-302.
- Straub, S. (1997). Predictability of long runout landslide motion : implications from granular flow mechanics. *Geologische Rundschau*, **86**, 415-425.
- Strom, A. (2006). Morphology and internal structure of rockslides and rock avalanches : grounds and constraints for their modelling. In : Evans S.G. et al. (éds.), *Landslides from massive rock slope failure*, Springer Verlag, 305-326.
- Strom, A.L. (1996). Some morphological types of long-runout rockslides : effect of relief on their mechanism and on the rockslide deposits distribution. In : Senneset, K. (éd.), *Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides*. Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam, 1977-1982.

Swanson, D.A., Duffield, W.A. et Fiske, R.S. (1976). Displacement of the south flank of Kilauea volcano : the result of forceful intrusion of magma into the rift zones. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **963**, 39 p.

T

Taboada, A. et Estrada, N. (2009). Rock-and-soil avalanches : Theory and simulation. *Journal Geophysical Research*, **114**, F03004, doi:10.1029/2008JF001072, 23 p.

Taira, A. (1989). Magnetic fabrics and depositional processes. In : Taira, A. et Masuda, F. (éds.), *Sedimentary Facies in the active plate margin*. Terra Science Publishing (TERRAPUB), Tokyo, 43-77.

Tarling, D.H. et Hrouda, F. (1993). *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman et Hall, Londres, 218 p.

Tavares, L.M. et King, R.P. (1998). Single-particle fracture under impact loading. *International Journal of Mineral Processing*, **54**, 1-28.

Tibaldi, A. (2001). Multiple sector collapses at Stromboli volcano, Italy : how they work. *Bulletin of Volcanology*, **63** (2-3), 112-125.

Tika, T.E. et Hutchinson, J.N. (1999). Ring shears test on soil from the Vaimont landslide slip surface. *Géotechnique*, **49**, 59-74.

U

Ui, T. et Glicken, H. (1986). Internal structure variations in a debris-avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA. *Bulletin of Volcanology*, **48**, 189-194.

Ui, T. (1983). Volcanic dry avalanche deposits - identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **18**, 135-150.

Ui, T., Kawachi, S. et Neall, V.E. (1986). Fragmentation of debris avalanches material during flowage – evidence from the Pungarchu formation, Mount Egmont, New Zeland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **27**, 255-264.

Ui, T., Takarada, S. et Yoshimoto, M. (2000). Debris avalanches. In : Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J. et McNutt, S. (éds), *Encyclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego, 617-626.

Upton, B.G.J et Wadsworth, W.J. (1965). Geology of Reunion Island, Indian Ocean. *Nature*, **207**, 151-154.

Upton, B.G.J et Wadsworth, W.J. (1972a). Aspects of magmatic evolution on Reunion Island. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, **271** (1213), 105-130.

Upton, B.G.J et Wadsworth, W.J. (1972b). Peridotitic and gabbroic rocks associated with the shield-forming lavas of Reunion. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **35**, 139-158.

Upton, B.G.J. et Wadsworth, W.J. (1969). Early volcanic rocks of Reunion and their tectonic significance. *Bulletin of volcanology*, **33** (4), 1246-1268.

V

van Bemmelen, R.W.V. (1967). The geology of Indonesia. General geology of Indonesia and adjacent archipelagos. *Gouvernement Printing Office*, La Hague, 732 p.

van Wyk de Vries, B., Self, S., Francis, P.W. et Keszthelyi, L. (2001). A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geophysical Research*, **105**, 225-247.

Vardoulaskis, I. (2000). Catastrophic landslide due to frictional heating of the failure plane. *Mechanics of Cohesive-Frictional Materials*, **5**, 443-467.

Varnes, D.J. (1978). Slope movement types and processes. In : Schuster, R.L. et Krizek, R.J. (éds.), Landslides – Analysis and control. *Transportation Research Board, Special Report 176*, National Research Council, Washington, D.C., 11–33.

Verschuren, D., Sinninghe Damsté, J.S., Moernaut, J., Kristen, I., Blaauw, M., Fagot, M. et Haug, G.H. (2009). Half-precessional dynamics of monsoon rainfall near the East African equator. *Nature*, **462**, 637-641.

Vincent, P. et Kieffer, G. (1978). Hypothèse sur la structure et l'évolution du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) après les éruptions de 1977. *Abstract, 6ème Réunion Annuelle des Science de la Terre, Orsay*, Société Géologique de France (éds), 407 p.

Vogt, P.R. et Smoot, N.C. (1984). The Geisha guyots : Multibeam bathymetry and morphometric interpretation. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 11085-11107.

Voight, B. et Faust, C. (1982). Frictional heat and strength loss in some rapid landslides. *Geotechnique*, **32**, 43-54.

Voight, B. et Sousa, J. (1994). Lessons from Ontake-san : a comparative analysis of debris avalanche dynamics. *Engineering Geology*, **38**, 261-297.

Voight, B., Komorowski, J.-C., Norton, G.E., Belousov, A., Belousova, M., Boudon, G., Francis, P.W., Heinrich, P., Sparks, R.S.J. et Young, S.R. (2002). The 26 December (Boxing Day) 1997 sector collapse and debris avalanche at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In : Druitt, T.H., et Kokelaar, P. (éds.), *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Geological Society of London, Memoir*, **21**, 363-407.

Voight, B., Glicken, H., Janda, R.J. et Douglass, P.M. (1981). Catastrophic rockslide avalanche of May 18. In : Lipman P.W et Mullineaux D.R (éds.), The 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *US Geological Survey Professional Paper*, **1250**, 347-348.

Voight, B., Janda, R.J., Glicken, H. et Douglass, P.M. (1983). Nature and mechanics of the Mout St-Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980. *Geotechnique*, **33**, 243-273.

Von Koch, H. (1904). Sur une courbe continue sans tangente, obtenue par une construction géométrique élémentaire. *Arkiv för matematik, astronomi och fysik*, **1**, 681-702.

W

Watson, R.A. et Wright, H.E. (1967). The Saidmarreh landslide, Iran. *Geological Society of America Special Paper*, **123**, 115-139.

Watts, A.B., Ten Brink, U.S., Buhl, P. et Brocher, T.M. (1985). A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian-Emperor seamount chain. *Nature*, **315**, 105-11.

Winkelmolen, A.M. (1982). Critical remarks on grain parameters, with special emphasis on shape. *Sedimentology*, **29**, 255-265.

Woodford, A.D. et Harris, T.F. (1928). Geology of Blackhawk Canyon. *California Department of Geology Science Bulletin*, **17**, 265-304.

Wu, S.S.C., Schafer, F.J., Jordan, R., Nakata, G.M. et Derick, J.L. (1972). Photogrammetry of Apollo 15 photography. In : NASA Manned Spacecraft Center (éd.), *Apollo 15 Preliminary Science Report*, NASA, Washington, D.C., Part 25(C), 25-36 - 25-48.

ANNEXE I

Tableaux de résumé statistiques des résultats analyses morphométriques des particules d'avalanche de débris du Massif du Piton des Neiges (île de La Réunion) et du Blackhawk (USA). L'intégralité des données et les images scannées de chaque particule sont disponibles sur CD-ROM.

Massif du Piton des Neiges île de la Réunion

	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
Ti Col – La Brèche – Dimension fractale											
Q ₂₅ %	1.060	1.062	1.058	1.060	1.065	1.068	1.065	1.058	1.060	1.058	1.066
Min.	1.055	1.057	1.053	1.057	1.055	1.059	1.058	1.056	1.053	1.058	1.054
Mean	1.063	1.065	1.063	1.065	1.067	1.070	1.068	1.063	1.063	1.063	1.063
Max.	1.069	1.075	1.079	1.077	1.079	1.077	1.079	1.079	1.077	1.068	1.079
Q ₇₅ %	1.068	1.067	1.068	1.068	1.070	1.072	1.071	1.068	1.065	1.066	1.068
Ti Col – La Brèche – Circularité											
Q ₂₅ %	0.21	0.21	0.20	0.20	0.199	0.25	0.185	0.18	0.15	0.14	0.175
Min.	0.15	0.18	0.15	0.175	0.18	0.2	0.15	0.15	0.135	0.0	0.13
Mean	0.25	0.24	0.22	0.265	0.28	0.24	0.25	0.25	0.22	0.22	0.235
Max.	0.33	0.315	0.31	0.41	0.32	0.35	0.36	0.385	0.35	0.32	0.345
Q ₇₅ %	0.29	0.27	0.25	0.32	0.28	0.395	0.285	0.30	0.25	0.28	0.285

	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
Les Orangers – Dimension fractale											
Q ₂₅ %	1.060	1.064	1.062	1.0635	1.062	1.052	1.055	1.055	1.052	1.0425	1.041
Min.	1.058	1.056	1.058	1.0585	1.055	1.05	1.051	1.051	1.051	1.385	1.032
Mean	1.063	1.068	1.065	1.067	1.065	1.057	1.058	1.057	1.0565	1.045	1.045
Max.	1.079	1.08	1.0	1.078	1.072	1.065	1.068	1.068	1.068	1.055	1.056
Q ₇₅ %	1.065	1.075	1.068	1.071	1.067	1.062	1.063	1.061	1.063	1.052	1.052
Les Orangers – Circularité											
Q ₂₅ %	0.20	0.20	0.215	0.20	0.23	0.33	0.33	0.31	0.32	0.38	0.39
Min.	0.15	0.18	0.10	0.14	0.10	0.31	0.28	0.29	0.29	0.37	0.36
Mean	0.8	0.25	0.255	0.25	0.25	0.33	0.33	0.33	0.325	0.42	0.41
Max.	0.4	0.40	0.34	0.41	0.42	0.465	0.43	0.44	0.46	0.55	0.535
Q ₇₅ %	0.335	0.28	0.275	0.31	0.39	0.41	0.39	0.40	0.38	0.49	0.48

	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
Plateau Caillou – Dimension fractale											
Q _{25%}	1.063	1.061	1.062	1.064	1.063	1.035	1.032	1.038	1.030	1.020	1.021
Min.	1.055	1.054	1.055	1.054	1.055	1.031	1.028	1.029	1.028	1.020	1.021
Mean	1.065	1.065	1.0645	1.065	1.064	1.039	1.037	1.040	1.035	1.024	1.025
Max.	1.072	1.078	1.072	1.0715	1.072	1.048	1.042	1.052	1.045	1.032	1.028
Q _{75%}	1.066	1.070	1.068	1.067	1.0665	1.045	1.040	1.046	1.042	1.025	1.026
Plateau Caillou – Circularité											
Q _{25%}	0.25	0.2	0.2	0.2	0.21	0.5	0.55	0.48	0.51	0.62	0.60
Min.	0.2	0.15	0.17	0.175	0.05	0.42	0.45	0.43	0.43	0.52	0.57
Mean	0.27	0.25	0.26	0.27	0.27	0.55	0.56	0.54	0.55	0.65	0.65
Max.	0.32	0.38	0.40	0.39	0.39	0.65	0.645	0.64	0.635	0.71	0.70
Q _{75%}	0.28	0.25	0.28	0.30	0.30	0.49	0.53	0.48	0.49	0.62	0.58

	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
Bassin Aigrette-Malheur – Dimension fractale											
Q _{25%}	1.055	1.052	1.052	1.058	1.057	1.040	1.038	1.040	1.030	1.30	1.028
Min.	1.048	1.050	1.049	1.053	1.053	1.030	1.032	1.035	1.022	1.023	1.022
Mean	1.06	1.08	1.06	1.08	1.08	1.042	1.040	1.043	1.038	1.032	1.032
Max.	1.070	1.077	1.075	1.068	1.069	1.060	1.050	1.056	1.050	1.038	1.041
Q _{75%}	1.062	1.068	1.061	1.063	1.065	1.048	1.045	1.046	1.0455	1.035	1.038
Bassin Aigrette-Malheur – Circularité											
Q _{25%}	0.25	0.18	0.22	0.20	0.225	0.525	0.52	0.52	0.52	0.63	0.62
Min.	0.23	0.08	0.18	0.10	0.12	0.42	0.50	0.48	0.445	0.51	0.58
Mean	0.285	0.25	0.26	0.27	0.28	0.53	0.55	0.53	0.55	0.62	0.625
Max.	0.325	0.33	0.32	0.36	0.35	0.78	0.775	0.82	0.70	0.80	0.79
Q _{75%}	0.31	0.30	0.30	0.30	0.305	0.65	0.645	0.68	0.66	0.715	0.71

	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
Cap la Houssaye – Dimension fractale											
Q ₂₅ %	1.062	1.0615	1.0625	1.064	1.062	1.02	1.018	1.017	1.019	1.015	1.01
Min.	1.058	1.059	1.059	1.057	1.058	1.015	1.011	1.012	1.013	1.005	1.006
Mean	1.065	1.065	1.0652	1.066	1.065	1.025	1.024	1.021	1.0215	1.012	1.0128
Max.	1.074	1.075	1.0745	1.077	1.075	1.032	1.031	1.0355	1.033	1.022	1.0235
Q ₇₅ %	1.068	1.068	1.069	1.70	1.070	1.028	1.030	1.027	1.025	1.015	1.014
Cap la Houssaye – Circularité											
Q ₂₅ %	0.21	0.19	0.2	0.19	0.2	0.63	0.63	0.63	0.64	0.73	0.76
Min.	0.11	0.15	0.12	0.15	0.14	0.58	0.57	0.48	0.48	0.69	0.715
Mean	0.25	0.215	0.23	0.23	0.25	0.65	0.67	0.65	0.67	0.79	0.79
Max.	0.43	0.18	0.43	0.455	0.46	0.75	0.78	0.77	0.76	0.88	0.85
Q ₇₅ %	0.30	0.24	0.27	0.28	0.30	0.69	0.73	0.72	0.74	0.86	0.84

	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
Cap la Houssaye semelle – Dimension fractale											
Q ₂₅ %	1.061	1.065	1.065	1.064	1.060	1.025	1.017	1.022	1.023	1.0056	1.011
Min.	1.058	1.063	1.060	1.060	1.055	1.018	1.015	1.015	1.020	1.002	1.008
Mean	1.0675	1.070	1.068	1.068	1.066	1.029	1.024	1.026	1.027	1.01	1.015
Max.	1.0785	1.079	1.081	1.080	1.078	1.040	1.033	1.033	1.037	1.024	1.025
Q ₇₅ %	1.072	1.075	1.069	1.072	1.070	1.034	1.032	1.032	1.033	1.019	1.018
Cap la Houssaye semelle – Circularité											
Q ₂₅ %	0.26	0.26	0.25	0.26	0.28	0.61	0.68	0.65	0.68	0.73	0.705
Min.	0.24	0.21	0.22	0.245	0.20	0.55	0.62	0.49	0.61	0.69	0.62
Mean	0.32	0.29	0.30	0.35	0.345	0.68	0.70	0.68	0.70	0.78	0.75
Max.	0.42	0.35	0.40	0.48	0.52	0.80	0.75	0.78	0.765	0.88	0.86
Q ₇₅ %	0.40	0.32	0.38	0.46	0.41	0.75	0.73	0.70	0.75	0.82	0.81

	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
Ilet du Bois Rouge – Dimension fractale											
Q ₂₅ %	1.062	1.065	1.064	1.060	1.059	1.063	1.060	1.060	1.060	1.065	1.066
Min.	1.058	1.059	1.057	1.058	1.0589	1.051	1.058	1.058	1.059	1.060	1.0615
Mean	1.069	1.070	1.068	1.0685	1.068	1.065	1.067	1.068	1.068	1.067	1.068
Max.	1.081	1.0786	1.077	1.078	1.080	1.073	1.075	1.082	1.078	1.075	1.076
Q ₇₅ %	1.078	1.076	1.072	1.077	1.078	1.068	1.072	1.080	1.077	1.072	1.071
Ile du Bois Rouge – Circularité											
Q ₂₅ %	0.18	0.13	0.10	0.15	0.11	0.21	0.19	0.18	0.185	0.18	0.19
Min.	0.155	0.11	0.09	0.1	0.08	0.18	0.17	0.16	0.145	0.1	0.15
Mean	0.19	0.18	0.16	0.18	0.19	0.25	0.25	0.235	0.23	0.24	0.24
Max.	0.22	0.25	0.25	0.26	0.28	0.30	0.34	0.32	0.31	0.32	0.30
Q ₇₅ %	0.21	0.24	0.21	0.22	0.26	0.28	0.325	0.31	0.27	0.30	0.28

	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
Pont de la rivière Bras Rouge – Dimension fractale											
Q ₂₅ %	1.062	1.065	1.064	1.060	1.058	1.062	1.060	1.060	1.0602	1.065	1.066
Min.	1.058	1.0598	1.0574	1.054	1.60	1.059	1.058	1.057	1.059	1.060	1.061
Mean	1.07	1.0705	1.068	1.068	1.065	1.066	1.068	1.068	1.069	1.0681	1.068
Max.	1.082	1.078	1.077	1.078	1.080	1.072	1.075	1.082	1.078	1.075	1.0755
Q ₇₅ %	1.078	1.077	1.071	1.0765	1.0775	1.068	1.072	1.079	1.077	1.0725	1.071
Pont de la rivière Bras Rouge – Circularité											
Q ₂₅ %	0.18	0.12	0.11	0.15	0.105	0.22	0.19	0.17	0.18	0.18	0.19
Min.	0.16	0.11	0.09	0.10	0.8	0.18	0.18	0.15	0.14	0.10	0.15
Mean	0.198	0.18	0.17	0.18	0.2	0.25	0.25	0.245	0.23	0.24	0.25
Max.	0.24	0.25	0.25	0.26	0.28	0.30	0.345	0.32	0.32	0.32	0.30
Q ₇₅ %	0.21	0.235	0.21	0.23	0.26	0.28	0.32	0.31	0.275	0.30	0.28

	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
Ilet à Vidot – Dimension fractale											
Q ₂₅ %	1.056	1.059	1.055	1.065	1.061	1.041	1.04	1.041	1.030	1.030	1.028
Min.	1.049	1.055	1.049	1.058	1.052	1.031	1.035	1.038	1.026	1.028	1.025
Mean	1.059	1.065	1.059	1.065	1.064	1.045	1.042	1.045	1.038	1.033	1.033
Max.	1.07	1.079	1.072	1.072	1.072	1.05	1.05	1.055	1.05	1.039	1.0405
Q ₇₅ %	1.032	1.071	1.061	1.068	1.069	1.048	1.046	1.048	1.0475	1.035	1.039
Ilet à Vidot – Circularité											
Q ₂₅ %	0.19	0.165	0.17	0.25	0.17	0.55	0.57	0.55	0.48	0.55	0.59
Min.	0.18	0.08	0.15	0.2	0.15	0.5	0.5	0.51	0.425	0.5	0.58
Mean	0.215	0.23	0.25	0.27	0.28	0.58	0.585	0.58	0.57	0.62	0.65
Max.	0.28	0.32	0.37	0.35	0.375	0.66	0.65	0.65	0.68	0.715	0.71
Q ₇₅ %	0.25	0.30	0.35	0.30	0.35	0.61	0.60	0.60	0.65	0.70	0.68

	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
Ilet aux Bananiers – Dimension fractale											
Q ₂₅ %	1.055	1.062	1.060	1.063	1.060	1.037	1.04	1.04	1.034	1.019	1.017
Min.	1.05	1.059	1.057	1.059	1.058	1.035	1.038	1.037	1.032	1.013	1.016
Mean	1.062	1.065	1.066	1.067	1.067	1.043	1.043	1.041	1.039	1.025	1.0245
Max.	1.075	1.072	1.073	1.079	1.079	1.053	1.048	1.049	1.051	1.0305	1.030
Q ₇₅ %	1.070	1.067	1.070	1.069	1.075	1.049	1.045	1.046	1.047	1.028	1.028
Ilet aux Bananiers – Circularité											
Q ₂₅ %	0.29	0.28	0.28	0.17	0.22	0.58	0.63	0.58	0.60	0.75	0.65
Min.	0.28	0.26	0.26	0.15	0.18	0.55	0.60	0.46	0.58	0.68	0.60
Mean	0.32	0.30	0.31	0.28	0.28	0.69	0.68	0.685	0.685	0.79	0.775
Max.	0.40	0.40	0.39	0.38	0.36	0.84	0.73	0.85	0.85	0.855	0.88
Q ₇₅ %	0.37	0.35	0.35	0.36	0.345	0.801	0.7	0.81	0.78	0.82	0.825

	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
Rivière des Galets Piton Défaud – Dimension fractale											
Q ₂₅ %	1.056	1.064	1.058	1.065	1.07	1.062	1.059	1.0565	1.058	1.0445	1.0446
Min.	1.0545	1.0625	1.065	1.062	1.067	1.059	1.058	1.054	1.058	1.0415	1.041
Mean	1.065	1.069	1.0715	1.071	1.072	1.065	1.064	1.064	1.0638	1.048	1.0475
Max.	1.078	1.079	1.079	1.086	1.078	1.069	1.060	1.0745	1.0715	1.055	1.054
Q ₇₅ %	1.076	1.075	1.076	1.0815	1.075	1.067	1.058	1.072	1.068	1.051	1.0505
Rivière des Galets Piton Défaud – Circularité											
Q ₂₅ %	0.33	0.38	0.38	0.34	0.37	0.63	0.605	0.67	0.66	0.75	0.77
Min.	0.31	0.37	0.29	0.31	0.36	0.52	0.595	0.65	0.61	0.67	0.71
Mean	0.395	0.34	0.39	0.39	0.41	0.67	0.68	0.69	0.685	0.79	0.80
Max.	0.52	0.48	0.46	0.5	0.5	0.735	0.79	0.72	0.73	0.865	0.86
Q ₇₅ %	0.48	0.44	0.43	0.44	0.48	0.69	0.74	0.72	0.71	0.85	0.82

	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
Rivière des Galets Centre – Dimension fractale											
Q ₂₅ %	1.048	1.051	1.055	1.0535	1.059	1.05	1.055	1.053	1.054	1.059	1.058
Min.	1.045	1.04	1.055	1.0515	1.057	1.048	1.053	1.0445	1.052	1.057	1.055
Mean	1.065	1.069	1.071	1.0715	1.072	1.065	1.064	1.064	1.063	1.048	1.0475
Max.	1.078	1.079	1.079	1.087	1.078	1.069	1.07	1.074	1.071	1.055	1.053
Q ₇₅ %	1.075	1.074	1.075	1.082	1.075	1.068	1.068	1.072	1.068	1.052	1.05
Rivière des Galets Centre – Circularité											
Q ₂₅ %	0.4	0.51	0.58	0.38	0.62	0.35	0.48	0.53	0.60	0.57	0.56
Min.	0.38	0.48	0.50	0.35	0.58	0.3	0.43	0.46	0.56	0.535	0.535
Mean	0.5	0.57	0.6	0.48	0.68	0.45	0.59	0.63	0.65	0.64	0.60
Max.	0.7	0.64	0.7	0.67	0.76	0.6	0.78	0.77	0.725	0.75	0.71
Q ₇₅ %	0.61	0.62	0.65	0.61	0.73	0.55	0.72	0.73	0.70	0.70	0.65

	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
Flieurs Jaunes – Dimension fractale											
Q ₂₅ %	1.065	1.070	1.076	1.069	1.070	1.067	1.067	1.067	1.0585	1.062	1.061
Min.	1.061	1.066	1.0705	1.068	1.067	1.064	1.063	1.058	1.057	1.060	1.058
Mean	1.071	1.075	1.077	1.077	1.077	1.069	1.069	1.068	1.068	1.065	1.067
Max.	1.083	1.0815	1.083	1.067	1.085	1.079	1.075	1.072	1.081	1.075	1.076
Q ₇₅ %	1.079	1.0785	1.079	1.082	1.082	1.077	1.074	1.070	1.078	1.070	1.0725
Flieurs Jaunes – Circularité											
Q ₂₅ %	0.17	0.17	0.1	0.19	0.15	0.22	0.25	0.18	0.25	0.19	0.22
Min.	0.15	0.1	0.08	0.175	0.12	0.18	0.20	0.14	0.19	0.15	0.17
Mean	0.20	0.19	0.18	0.23	0.20	0.27	0.27	0.27	0.28	0.28	0.29
Max.	0.30	0.29	0.31	0.33	0.4	0.34	0.36	0.40	0.39	0.0	0.38
Q ₇₅ %	0.23	0.25	0.28	0.28	0.3	0.32	0.30	0.37	0.30	0.38	0.325

	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
Sentier de Burel – Dimension fractale											
Q ₂₅ %	1.058	1.061	1.058	1.061	1.061	1.044	1.046	1.049	1.040	1.030	1.031
Min.	1.055	1.058	1.055	1.0695	1.058	1.043	1.044	1.040	1.039	1.0285	1.027
Mean	1.065	1.065	1.0655	1.066	1.066	1.039	1.041	1.041	1.045	1.035	1.0365
Max.	1.072	1.070	1.078	1.077	1.073	1.069	1.061	1.0615	1.056	1.046	1.048
Q ₇₅ %	1.070	1.068	1.0685	1.069	1.070	1.055	1.057	1.055	1.051	1.040	1.043
Sentier de Burel – Circularité											
Q ₂₅ %	0.35	0.31	0.29	0.24	0.25	0.54	0.57	0.523	0.54	0.62	0.67
Min.	0.33	0.29	0.24	0.30	0.29	0.53	0.5	0.49	0.5	0.6	0.68
Mean	0.38	0.38	0.37	0.36	0.39	0.58	0.61	0.58	0.58	0.68	0.69
Max.	0.46	0.48	0.48	0.415	0.5	0.62	0.69	0.69	0.68	0.75	0.72
Q ₇₅ %	0.41	0.48	0.47	0.38	0.44	0.61	0.65	0.65	0.61	0.705	0.71

	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
Ilet à Calebasse – Dimension fractale											
Q ₂₅ %	1.059	1.070	1.077	1.075	1.057	1.053	1.070	1.063	1.076	1.068	1.063
Min.	1.052	1.065	1.069	1.069	1.051	1.046	1.062	1.060	1.071	1.060	1.058
Mean	1.067	1.075	1.078	1.077	1.068	1.058	1.072	1.069	1.0785	1.075	1.068
Max.	1.078	1.081	1.088	1.086	1.0815	1.069	1.082	1.0825	1.083	1.081	1.0825
Q ₇₅ %	1.0725	1.079	1.081	1.080	1.072	1.063	1.075	1.073	1.08	1.078	1.072
Ilet à Calebasse – Circularité											
Q ₂₅ %	0.12	0.16	0.14	0.17	0.62	0.2	0.17	0.15	0.19	0.20	0.23
Min.	0.07	0.07	0.09	0.13	0.28	0.13	0.10	0.105	0.11	0.18	0.20
Mean	0.19	0.18	0.21	0.20	0.34	0.55	0.20	0.20	0.28	0.27	0.22
Max.	0.31	0.27	0.37	0.315	0.49	0.31	0.31	0.32	0.38	0.35	0.425
Q ₇₅ %	0.27	0.25	0.28	0.285	0.39	0.26	0.25	0.29	0.34	0.31	0.37

	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
Rivière Saint-Etienne – Dimension fractale											
Q ₂₅ %	1.03	1.053	1.038	1.037	1.054	1.042	1.040	1.039	1.055	1.038	1.050
Min.	1.025	1.05	1.035	1.034	1.05	1.038	1.033	1.036	1.055	1.033	1.045
Mean	1.041	1.055	1.045	1.043	1.056	1.045	1.046	1.043	1.058	1.048	1.054
Max.	1.057	1.059	1.0585	1.054	1.069	1.055	1.063	1.055	1.063	1.058	1.062
Q ₇₅ %	1.048	1.059	1.052	1.049	1.059	1.048	1.052	1.050	1.061	1.051	1.058
Rivière Saint-Etienne – Circularité											
Q ₂₅ %	0.3	0.45	0.49	0.29	0.54	0.28	0.4	0.47	0.51	0.49	0.49
Min.	0.285	0.4	0.42	0.38	0.52	0.20	0.35	0.38	0.48	0.475	0.475
Mean	0.41	0.49	0.52	0.40	0.38	0.50	0.55	0.56	0.58	0.55	0.52
Max.	0.60	0.55	0.60	0.575	0.65	0.57	0.65	0.64	0.62	0.63	0.605
Q ₇₅ %	0.52	0.53	0.56	0.53	0.62	0.45	0.62	0.62	0.60	0.60	0.55

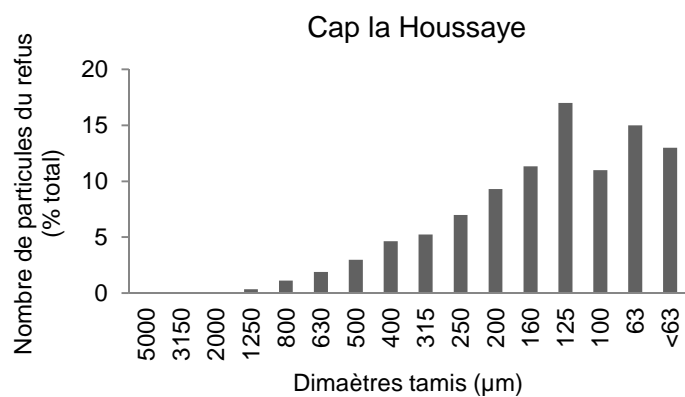
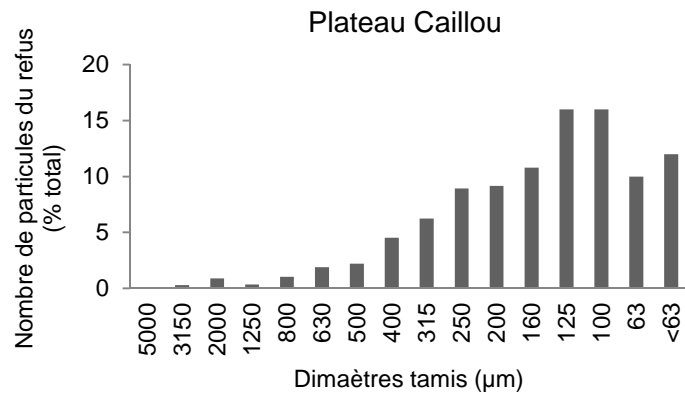
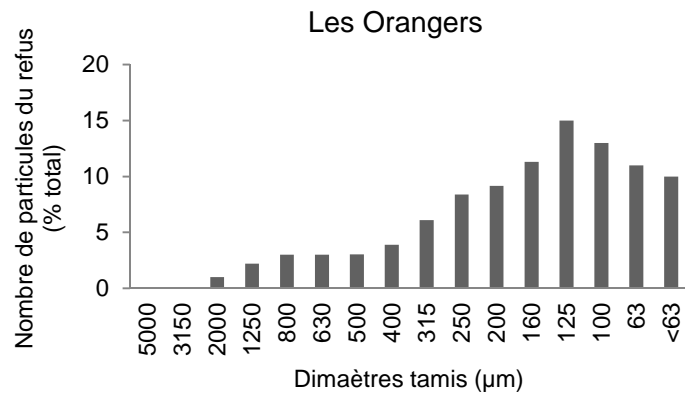
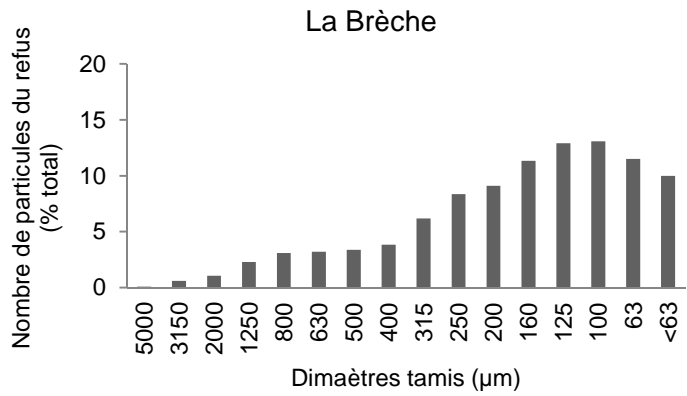
Blackhawk, Californie, USA

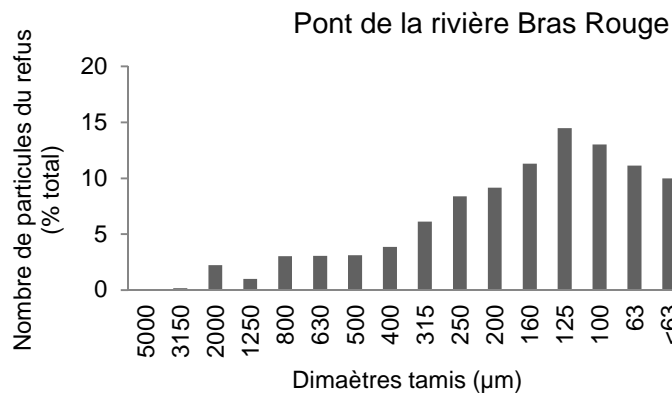
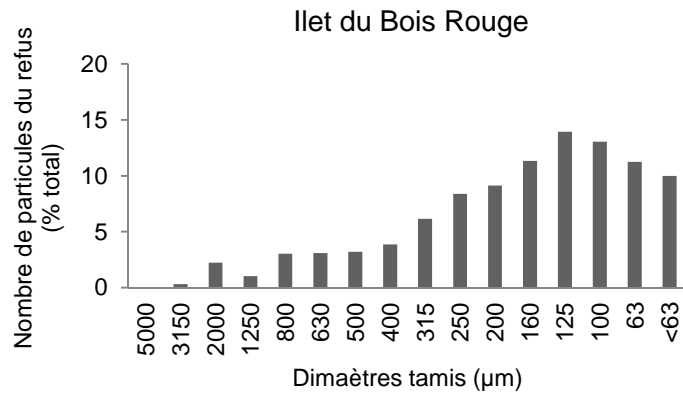
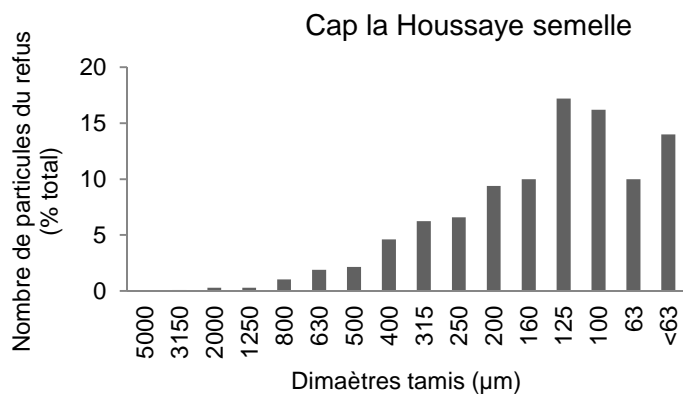
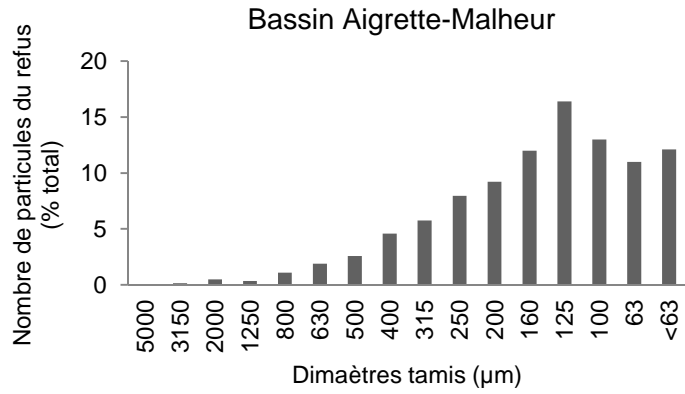
	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
BH1 – Dimension fractale											
Q ₂₅ %	-	-	-	-	-	1.029	1.028	1.030	1.032	1.034	1.012
Min.	-	-	-	-	-	1.026	1.024	1.0265	1.026	1.027	1.010
Mean	-	-	-	-	-	1.032	1.033	1.034	1.035	1.034	1.020
Max.	-	-	-	-	-	1.043	1.042	1.049	1.051	1.041	1.038
Q ₇₅ %	-	-	-	-	-	1.036	1.039	1.040	1.039	1.036	1.024
BH1 – Circularité											
Q ₂₅ %	-	-	-	-	-	0.44	0.46	0.45	0.37	0.38	0.515
Min.	-	-	-	-	-	0.40	0.40	0.405	0.32	0.37	0.50
Mean	-	-	-	-	-	0.48	0.48	0.48	0.46	0.45	0.585
Max.	-	-	-	-	-	0.55	0.54	0.53	0.59	0.58	0.645
Q ₇₅ %	-	-	-	-	-	0.515	0.5	0.5	0.54	0.51	0.62

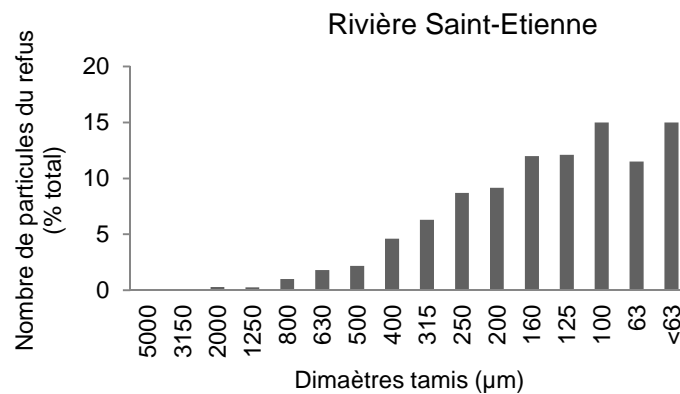
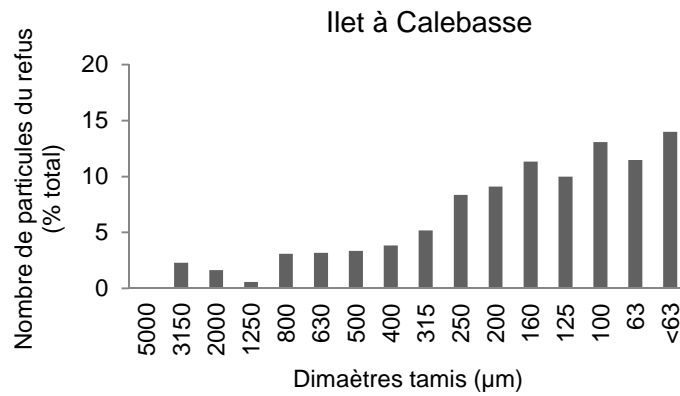
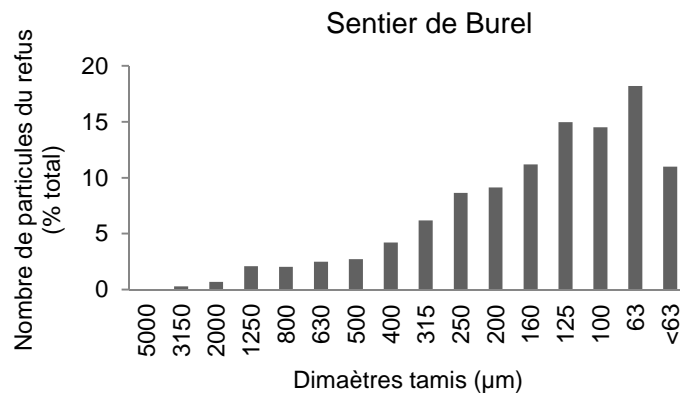
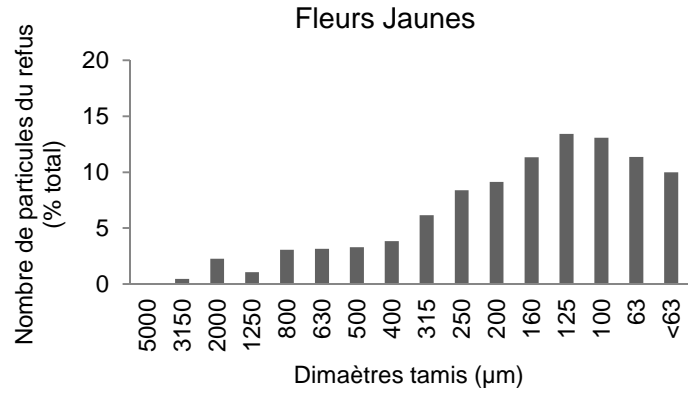
	Clastes issus des <i>jigsaw</i>					Clastes isolés de la matrice					
	500-300	300-200	200-100	100-50	50-5	50-5	5-2	2-1.25	1.25-0.5	0.5-0.1	0.1-0.08
BH2 – Dimension fractale											
Q ₂₅ %	-	-	-	-	-	1.025	1.025	1.017	1.020	1.0285	1.0125
Min.	-	-	-	-	-	1.023	1.02	1.015	1.018	1.027	1.011
Mean	-	-	-	-	-	1.028	1.029	1.028	1.028	1.031	1.016
Max.	-	-	-	-	-	1.036	1.036	1.040	1.038	1.038	1.0245
Q ₇₅ %	-	-	-	-	-	1.034	1.033	1.038	1.037	1.035	1.0215
BH2 – Circularité											
Q ₂₅ %	-	-	-	-	-	0.505	0.53	0.50	0.585	0.58	0.71
Min.	-	-	-	-	-	0.49	0.50	0.38	0.505	0.505	0.61
Mean	-	-	-	-	-	0.58	0.58	0.59	0.60	0.605	0.685
Max.	-	-	-	-	-	0.69	0.68	0.755	0.71	0.68	0.895
Q ₇₅ %	-	-	-	-	-	0.675	0.545	0.69	0.655	0.65	0.855

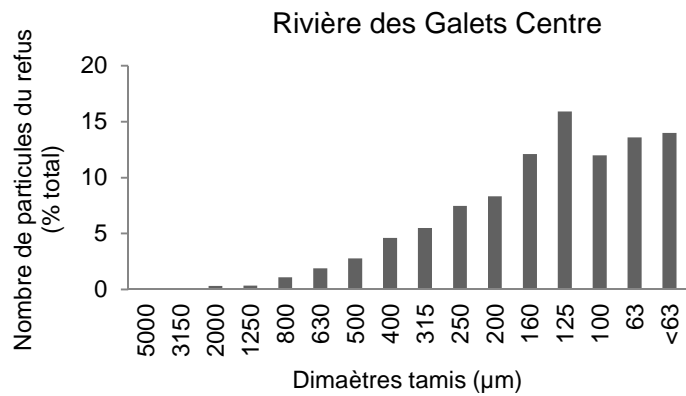
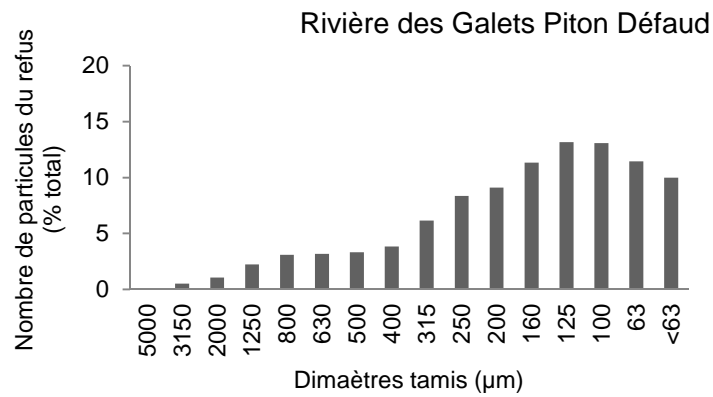
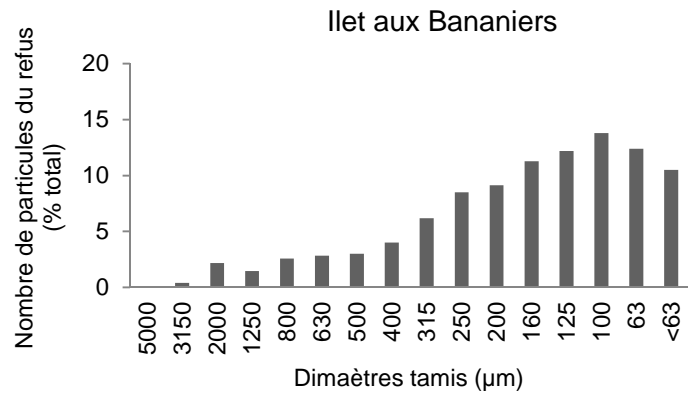
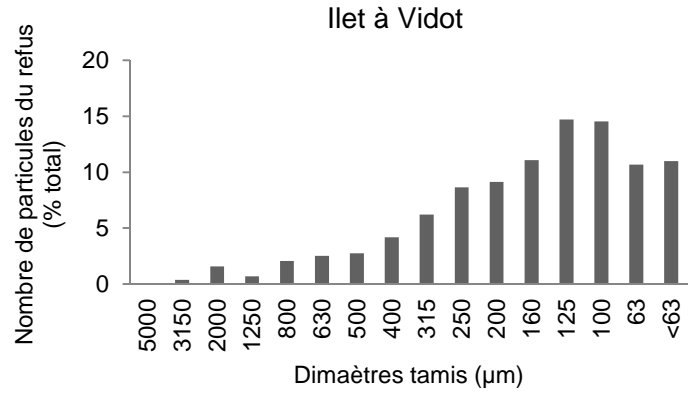
ANNEXE II

Histogrammes présentant les distributions granulométriques en nombre de particules pour chaque site d'étude.



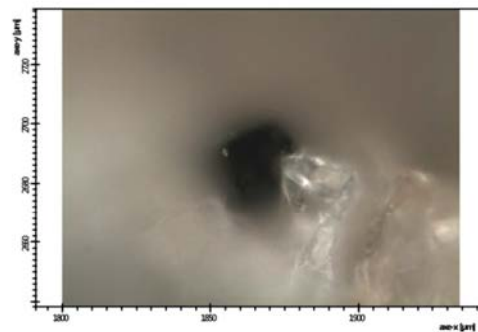
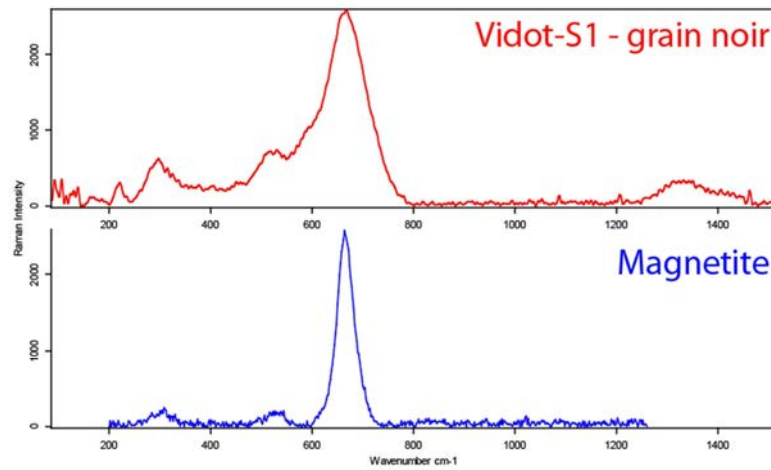




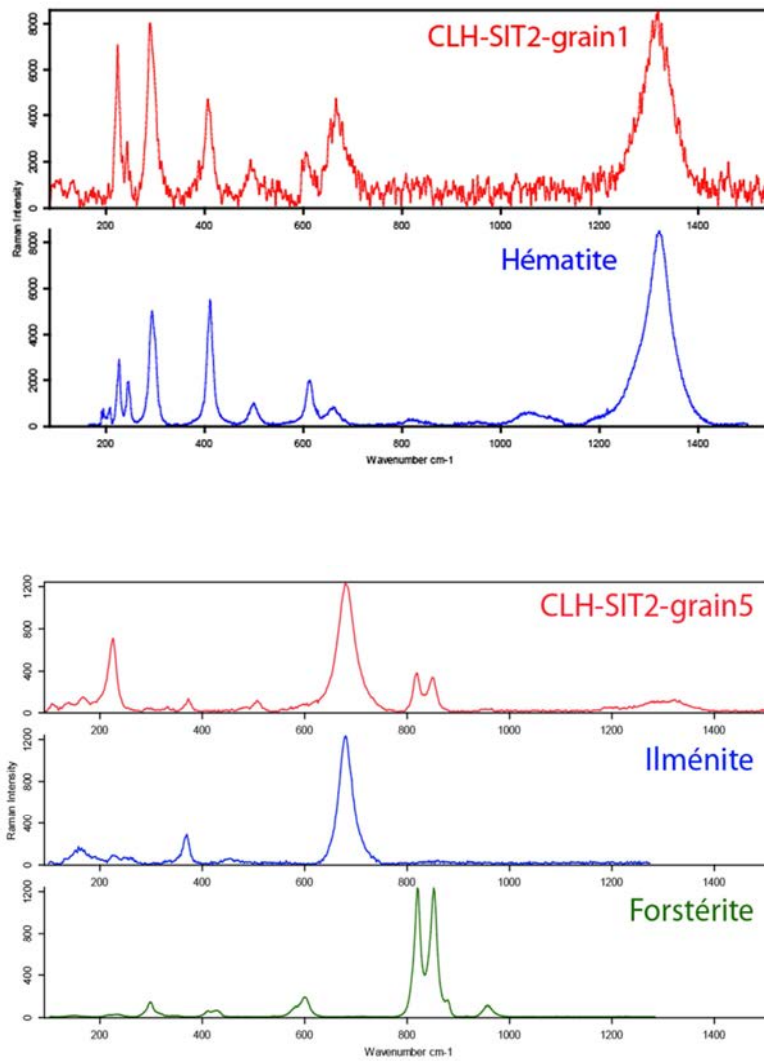


ANNEXE III
Spectroscopie Raman

Spectre Raman et photographie du cristal de magnétite, ASM 11 Ilet à Vidot



Spectres Raman, ASM 2 Cap La Houssaye (2)



Dynamique de mise en place des avalanches de débris sur les flancs aériens des volcans insulaires

– Le cas de la Réunion –

**** Hélène Perinotto Décembre 2014****