



HAL
open science

Quelques aspects sédimentaires des avalanches de débris volcaniques

Karine Bernard

► **To cite this version:**

Karine Bernard. Quelques aspects sédimentaires des avalanches de débris volcaniques. Sciences de la Terre. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2015. Français. NNT : 2015CLF22624 . tel-01330779

HAL Id: tel-01330779

<https://theses.hal.science/tel-01330779>

Submitted on 13 Jun 2016

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.

N° d'ordre (DU) : 2624

UNIVERSITE BLAISE PASCAL

U.F.R Sciences et Technologies

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES

N°838

THESE

Spécialité : Volcanologie

Karine Bernard

Quelques aspects sédimentaires des avalanches de débris volcaniques

2015

soutenue publiquement le 25 novembre 2015, devant la commission d'examen

Raphaël Paris	CNRS, LMV, Université Blaise Pascal	Examineur Président du jury
Marco Giardino	Professeur, Université de Turin	Examineur
Irena Manzella	Professeur, Université de Genève	Rapporteur
Pierre Delmelle	Professeur, Université catholique de Louvain	Rapporteur
Jean-Luc Schneider	Professeur, Université de Bordeaux	Rapporteur
Benjamin van Wyck de Vries	Professeur, LMV, Université Blaise Pascal	Directeur de Thèse

Remerciements

Six années de thèse impliquent de nombreuses et riches interactions entre les collègues que je souhaite remercier.

Merci tout d'abord à Mr van Wyk de Vries d'avoir osé me proposer en tant que structuraliste un tel sujet impliquant des corrélations structures-sédimentologie indéniables. Son dynamisme aux voyages et le professionnalisme de ses encadrements terrain (Mt Dore, Misti, Tutupaca, Meager) m'ont permis de focaliser mes développements sur les surfaces appropriées. Merci pour son attention tout au long de ces six années, malgré nos deux plannings bien chargés.

Ce terrain n'aurait jamais été rendu possible sans le soutien des organismes suivants :

Ambassade de France des Philippines , Service de Coopération et d'Actions Culturelles :

C. Merer et J.Blazy ;

Ambassade de France du Canada : D. Marty -Dessus ; et SFU : J. Clague ; G.W.Jones, K. Russel ;

IRD, réseau franco-péruvien : R. Porras Barrenechea ; JL Le Penneq ;

ANR Laharisk : J-C Thouret et al., ;

Le terrain n'aurait jamais pu se réaliser sans le savoir-faire des équipes en place notamment :

Université de Manille, Philippines : NGIS avec M. Lagmay, Tatum Miko Herrero, Mary Grace Bato et toute l'équipe sur place ;

au Canada: les collègues de SFU et P. Friele ;

au Pérou : pour le Misti : INGEMET M. Riverra. J. Marino ; l'UNSA : F. Garcia, GE. Tarqui ; pour Tutupaca : IRD : O. Roche ; INGEMET : P. Valderrama, P. Samaniego.

Merci à Jean-Claude Thouret pour son soutien épistolaire outre Atlantique lors de la préparation du poster AGU. Sa présence, nos discussions, ses relectures, la rigueur de ses corrections ont contribué à ma formation.

Merci à Raphaël Paris de m'avoir gentiment permis de tenter un test synchrotron : les conséquences sur la formation technique et scientifique ont été indéniables, impliquant en outre la rédaction d'un dossier scientifique avec Mr Schneider, que je tiens également à remercier.

Merci à toute l'équipe qui travaille tout le long de l'année au laboratoire sans que les résultats d'observations ne seraient pas envisageables. Je tiens notamment à remercier : T. Souriot pour sa patience rigoureuse lors de la préparation PC pour traiter les données synchrotron ; JM. Henot pour sa formation rigoureuse au MEB ; JL. Devidal pour ses explications et la préparation des argiles de Meager; C. Constantin aux lames minces où mes coupes 3D ont été source de nombreuses discussions pour ces faciès semi-indurés ; les collègues de la géotechnique (JC. Besson, G. Torrent et C. Merciecca) pour l'espace granulométrie dans le laboratoire de Recherche Appliquée.

Des collègues d'autres laboratoires et universités ont également participé à ma formation technique dans le cadre de cette thèse, notamment :

J. Bascou, Université de St Etienne, qui s'est lancé dans le carottage de faciès bien difficiles et de m'avoir accueilli à l'Université de St Étienne pour les mesures AMS. Son efficacité explicative et pratique ont grandement contribué à ma formation.

À l'Institut de Chimie de Clermont-Ferrand : JM. Nedelec (CNRS UMR 6296), pour la formation sur le Laser Malvern ; J. Cellier (Chimie 5, matériaux inorganiques) pour le DRX des argiles de Meager ; Merci aux secrétaires (MC Auzolle, A. Chazal, S. Sicard) pour la préparation des billets d'avion, le rapatriement des échantillons IRD ; ainsi qu'aux douaniers de Clermont-Ferrand où discussions explicatives ont rimés avec efficacité.

Et puis tout simplement merci aux étudiants et collègues enseignants-chercheurs, à ce quotidien interactif qui contribue au développement personnel et scientifique : des questions simples pendant mes cours ont tout simplement ouvert des portes de réflexions scientifiques.

Résumé : La sédimentologie des avalanches de débris implique de considérer les rapports structuraux associés. L'étude s'est focalisée sur des unités spécifiques, jusqu'alors peu étudiées tel que les rides de Tutupaca (Pérou), les lobes distaux de Pichu-Pichu (Pérou) et des Mt Dore (France), une levée latérale (Cheix, Mt Dore). La caractérisation de la transformation des avalanches de débris volcaniques s'est élargie à l'ensemble des dépôts contemporains (1733 Pardines ; août 2010 Meager) mais aussi passés (Misti, Pichu-Pichu), source de lahars meurtriers pour la ville d'Arequipa. Les syn-transformations ont été distinguées des remaniements post-dépôts.

A une approche classique de terrain – observations, structures, stratigraphie, textures sont associés prélèvements et analyses d'images des structures et des textures granulaires, outils incontournables pour les faciès consolidés. AMS et tomographie 3D ont été réalisés sur une gouge de DAD. Une hiérarchie des textures et des structures associées est établie : des brèches organisées et structurées sont corrélées à des cinématiques localisées.

Différents messages granulaires se superposent. A un état hérité (ségrégrations granulaires d'un dôme ; fracturations magmatiques et/ou hydrovolcaniques), des signatures syn-tectoniques sont produites : impact et pseudotachylite de la gouge de Perrier ; rotation cisailante et gradient cataclasique des *jigsaw-structures* ; inversion tectonique d'un lobe et faciès mélangés. C'est sous le contrôle de la tectonique d'avalanche que les variations texturales et les ségrégrations granulaires sont observées tel que la distribution granulaire croissante des *jigsaw-structures* depuis l'unimodalité extensive jusqu'à la polymodalité des zones inférieures broyées.

Les analyses de forme à différentes échelles contribuent aux classifications texturales des faciès syn-tectoniques d'avalanche (faciès mélangés, *jigsaw-structures*) tout en permettant d'extraire les populations granulaires héritées. Des arbres d'évolutions établissent des relations entre les textures héritées, les faciès syn-tectoniques d'avalanches et les rapports différentiels entre les gradients cataclasiques et d'abrasion. La température et la présence de cendres et de ponces modifient les rapports cataclase/abrasion : Tutupaca, Perrier, Le Cheix.

Les transformations contemporaines des DAD permettent de corréliser les témoignages (Pardines, Meager) aux données établies par l'analyse sédimentologique. La complexité des transformations proximales est en rapport avec des déstabilisations séquencées polyolithologiques : stades précurseurs, ruptures soudaines et transformations proximales, transformations progressives ou localisées pendant le transport. Désaturation, dilution, enrobages secondaires interviennent. Mélange et redistributions granulaires localisées dans les grabens inter-hummocks précèdent les transformations (Pampa-Blanca). Les transformations syn-transport distales dans les vallées (San Lazaro) se caractérisent par des dépôts localisés (coulées hyperconcentrées, coulées de débris), marquant des transformations discontinues telles que des dilutions rétrogressives et frontales.

Une démarche systématique est source de nombreuses données, autorisant une comparaison statistique.

Les relations structures-textures, les signatures granulaires, les rapports de formes montrent des domaines spécifiques : les DAD proximales soumises à une fracturation d'effondrement sont distinguées des DAD hybrides et des transformations avales. Les paramètres de forme, les coefficients de fractalité évoluent en fonction de la distance parcourue. L'effet thermique et les charriages frontaux modifient brutalement les textures acquises pendant le transport. Des équations communes, impliquent une récurrence de phénomènes propres aux DAD et transformations associées tels que la fracturation hydrothermale, la fracturation au sein des matrices saturées, les mélanges dilatant cataclasiques. Ce travail montre que la sédimentologie est un outil de caractérisation des avalanches de débris volcaniques. Des cinématiques localisées ont été établies tandis que les processus produits durant les différentes phases de transport et de dépôts ont été différenciés.

Abstract :

The relationships between structures and sedimentology of volcanic debris avalanches deposits are characterised with few specific units. These are the ridged unit on the Tutupaca debris avalanche (Peru) ; the distal lobe of the Pichu-Pichu (Peru) ; and the Mt Dore debris avalanches (France) including the lateral levée deposits at Le Cheix. The syn and post-emplacement transformations are studied at the 1733 landslides at Pardines (Mt Dore), Meager (2010), Quebrada San Lazaro, Rio Chili, Pichu-Pichu (Peru). Field observations, structures, lithology, textures and stratigraphy are associated through the sampling and image analysis of the structures and the granular textures. A 3D tomography and AMS are made for a DAD gouge at Perrier (Mt Dore). The organised and structured breccia are described and correlated to the localised kinematics. From the relict granular distributions, the syn-avalanche tectonic facies are produced such as gouge and pseudotachylite, cataclastic gradient, increasing distribution of the jigsaw-structures from the unimodal extensive context up to the polymodal crushing effect. The shape parameters differentiate the syn-tectonic textures (migling facies, jigsaw-structures) to those of the relict facies. Textural arborescent evolutions are established that show the relationships between the relict textures, the syn- avalanche tectonic facies and the differential proportions of abrasion and the cataclasis. The temperature, and lithologic elements like volcanic ash and pumice components change the shape parameters.

The proximal transformations are associated to the sequential destabilisations inside polylithological assemblage. The precursor stages are differentiated by the rough fracture textures and proximal transformations. During the transport, progressive and/or localised transformations are observed. Dewatering, dilution and coating of clasts are described. In the distal zones, the retrogressive and localised dilution are associated with discontinuous transformations at or near the front. These produce debris flow deposits, hyperconcentrated stream-flow deposits, and the water flow deposits, which are described.

From the data, a statistical comparison is established between structures and textures, between the granular and fractal distributions, and the shape parameters. The proximal deposit with fracturing related to the collapse are differentiated from textures relating the hybrid DAD deposits and the water transformations. A sedimentological evolution is established with run-out distance. The local temperature, and the distal frontal thrusting change strongly the textural gradient produced during the transport. From the common equations, some recurrent process appear, such as the granular distributions between the proximal deposits, the hybrid deposits and the transformations; the differences are established between hydrothermal fractures, fracturing inside the saturated matrix and dilatative and cataclastic migling. The work show that debris avalanches can be characterised by sedimentological means and that this work can provide evidence of the dynamical behaviour of such events and can differentiate processes operating during transport and deposit.

Sommaire

Remerciements	1
Résumé	3
Sommaire	6
Liste des figures et des tableaux	8
Introduction générale	12
Chapitre I : Introduction à la sédimentologie des avalanches de débris volcaniques	
Sommaire, Résumé	15
Introduction : comment définir les aspects sédimentaires des dépôts d'avalanches de débris ?	
I : Dépôts et structures des avalanches de débris	16
1/ Une stratigraphie initiale préservée: cicatrice d'arrachement, torreva, hummocks	17
2/ Gradation structurale des faciès: morphologies et structures associées	20
3/ Une désagrégation différentielle en fonction des faciès: rides, hummocks, bandes d'écoulement	24
4/ Faciès de compression	25
II : Lithologies associées aux cinématiques de déstabilisations	
1/ Des récurrences multi-échelles	27
2/ Typologie des avalanches de débris volcaniques et récurrences des dépôts associés	28
III : Sédimentologie et stades cinématiques	31
1/ Un héritage volcanique	
2/ Modalités de dépôt	32
3/ Granoclassements	37
4/ Distributions granulométriques	39
Synthèse : Une cinématique séquencée conditionne structures et faciès sédimentaires	41
Chapitre II : Méthodes sédimentologiques et Apports:	42
Comment caractériser un milieu granulaire hétérogène, les avalanches de débris volcaniques?	
Sommaire, Résumé	
I/ Rappels historiques	43
II/ Caractériser à large échelle	45
1/ Cartographie des faciès sédimentaires et cinématique	
2/ Caractériser les affleurements	
III/ Caractériser les clastes	47
1/ Sur le terrain, une description détaillée semi-quantitative	
2/ Mesurer	49
3/ Apports	50
IV/ Caractériser les matrices non consolidées.	51
1/ Granulométrie	52
2/ Comptage minéralogique et analyse de formes	57
V/ Fabriques et textures 2D et 3D des matrices consolidées	57
1/ Quantification des microtextures et fabriques 2D: lames minces et analyses d'images	
2/ Les microfabriques 3D	61
Synthèse des méthodes appliquées	68
Chapitre III : Sédimentologie des structures localisées de DAD	69
I/ Rhéologie frictionnelle : différents messages granulaires au sein d'une DAD	70
11. DAD de Tutupaca: état relictuel d'un cumulo-dôme	

1. Gradients texturaux	
2. Sédimentologie des rides	80
3. Paramètres de formes	83
4. Synthèse des résultats et apports	93
I2. Propagation latérale du lobe charrié d'Alto-Jesus et conséquences syn-tectoniques	95
1. Variations structurelles des rapports entre les faciès	
2. Sédimentologie	108
3. Synthèse des résultats : une signature syn-tectonique	120
II/ Rotation cisailante des DAD du Mt Dore et faille transformante en terminaison sud des fossés oligocènes	
II1. Rotation cisailante de la levée latérale du Cheix (< 1Ma) et implications texturales	122
1. Caractéristiques générales	
2. Relations structures-textures, marqueurs de cinématiques locales	125
3. Sédimentologie texturale	134
4. Synthèse et apports	138
II2. Organised structures, textures and localized kinematics at the base of a volcanic debris avalanche	142
<i>1. Geological setting</i>	<i>144</i>
<i>2. Analytical methods</i>	<i>146</i>
<i>3. Field observations</i>	<i>147</i>
<i>4. Sedimentology</i>	<i>153</i>
<i>5. Discussion</i>	<i>164</i>
II3 : Des réajustements 3D différenciés en confluence distale (Base de U4 Mt Dore)	170
1. Propagation latérale par rotation cisailante conjuguée	
2. Caractéristiques AMS	171
3. Réajustements granulaires 3D différenciés	175
4. Comparaisons	179
Conclusion	180
Chapitre IV : Caractériser la sédimentologie des transformations	181
Introduction	182
I/ Caractéristiques et apports	183
1. Définitions	183
2. Caractéristiques macroscopiques	186
3. Sédimentologie	194
II/ Mécanismes différentiels de transformations	199
1. Catastrophe de Pardines (1733)	
2. Coulées de débris de Meager (6.08.2010): transformations soudaines par rupture de barrage	213
III/ Transformations syn-transport	228
1. Misti, emboîtement de sous-systèmes transformés	
2. Des syn-transformations extensives, précurseurs aux lahars: lobe distal du Pichu-Pichu	254
Conclusion	
Chapitre V : Synthèse des résultats et apports	268
Introduction	
1. Une approche méthodologique différenciée	268
2. Quantifier les relations structures-textures	270
3. Sédimentologie et apports	272
4. Apport contextuel de l'analyse de forme	281
Conclusions	291
Références citées	293
Annexes	319

Liste des Figures

Chapitre I : Introduction à la sédimentologie des avalanches de débris volcaniques	13
1: Structures et faciès sédimentaires d'une avalanche de débris	13
2: Une stratigraphie initiale préservée au sein des avalanches	16
3: Structures et morphologies associées aux faciès proximaux	17
4: Caractéristiques des faciès matriciels et structures associées	20
5: Différents faciès mixtes de compression	23
6: Exemples de colonnes lithostratigraphiques des dépôts associés et faciès sédimentaires	26
7: Des caractéristiques granulaires héritées	29
8: Différents modèles de mise en place	30
9: Différents types de levées latérales	32
10: Un granoclassement caractérisable à différentes échelles	35
11: Identifier les dépôts d'avalanche de débris parmi les autres dépôts granulaires	36
12: Caractéristiques des faciès en fonction des distances parcourues	37
 Chapitre II : Méthodes sédimentologiques et Apports:	 39
Comment caractériser un milieu granulaire hétérogène, les avalanches de débris volcaniques ?	
1: Transformation par bulking dans le Rio Chili	43
2: Exemples des mégablocs et clastes du Cheix, egu 2010	47
3: Différentes échelles pour caractériser les fractions granulaires	48
4: Extrait du diagramme (Wohletz <i>et al.</i> ,1989) des variations de γ (g) en rapport avec les processus de fragmentation et transport volcanique	52
5: Identification des argiles autour des clastes de Meager	53
6: Distribution spatiale du % de matrice à la base de Perrier	56
7: Paramètres de forme et analyse d'images	57
8: Texture 2 D des clastes enrobés de l'avalanche de débris de Meager (Canada) observés sur lame mince au microscope optique et au MEB	58
9: Séparation et segmentation de 675 ponces (en 2 fois) autour de l'intruder basaltique à la base de l'unité 4 de Perrier (Blob 3D)	60
10: Réajustements granulaires 3D autour d'un intruder basaltique et orientation (base de l'unité 4 de Perrier, dossier ESRF de Grenoble 2012, annexe III)	62
11: exemple des courbes thermomagnétiques et des fabriques à la base de l'unité 4 de Perrier	64
12: Démarche de caractérisation granulaire des hétérométries des dépôts d'avalanches	65
 Chapitre III : Sédimentologie des structures localisées de DAD	
1a	
1: Localisation générale des différentes DAD	69
2: Gradient textural des mégablocs	71
3: textures locales des mégablocs	72
4: Relations textures et structures des rides	73
5: distribution structurelle des faciès	76
6: Sédimentologie des matrices	79
7: Paramètres de forme des matrices	82
8: <i>a/b</i> vs distance, transferts localisés différenciés	84
9: ellipse vs distance : relation directe à la structure de la ride	86
10: <i>a/b</i> vs ellipse, thermoclastie séquencée du cumulo-dôme	88
11: Rapports de formes et cinématiques des dunes d'ablations	90
 I2	
1: Structure et faciès d'un lobe charrié dans une paléovallée comblée	94
2: transfert latéral des rapport stratigraphiques	97
3: charriage de faciès polyolithologiques <i>bulkés</i> et mélangés	99
4: Schéma fonctionnel des cinématiques de <i>migling</i> syn-tectoniques	104
5: rapports granulaires par SPO	107

6: gradients texturaux	110
7: Caractéristiques des contacts cisailants	111
8: Sédimentologie des contacts cisailants	113
9: Paramètres de forme	115
10: une cinématique différentielle	117
II1	
1: Charriage en rotation cisailante et conséquences	123
2: Textures et structures des faciès à blocs	127
3: Formes spécifiques des mégablocs	128
4: Caractéristiques des <i>jigsaw-structures</i>	129
5: Boucles de cisaillement	133
6: caractéristiques des matrices extrinsèques/intrinsèques	135
7: Comparaisons et relations entre les faciès, les mégablocs et les <i>jigsaw-structures</i>	136
8: un rajeunissement de la DAD du Mt Dore	141
II2.	
1: <i>Geological context</i>	145
2: <i>A: the studied outcrop ; B: Sequence of events</i>	150
3: <i>The upper and lower impacted and sheared contacts</i>	152
4: <i>On the impacted point, crush, stretch, cataclase, sheared transformations</i>	154
5: <i>transformations along the sheared contacts</i>	156
6: <i>Gouge, microscopic observations</i>	158
7: <i>Microstructures inside the sandy gouge</i>	160
8: <i>Shape analysis</i>	162
9: <i>The survivor clasts (a/b > 1.4)</i>	163
10: <i>Sequence of events</i>	168
II3 :	
1 : structures d'un lobe charrié en confluence	170
2 : Oxydes de titane au MEB et courbes thermomagnétiques	171
3 : Caractéristiques de U4	174
4: Zonage des réajustements granulaires	175
5: textures des ponces avec Blob 3D	176
6: des réajustements différenciés	178
Chapitre IV : Caractériser la sédimentologie des transformations	
I	
1: Des transformations séquencées différenciées d'un point de vue spatio-temporelle	183
2: Cartographie texturale et rapport des transformations, partie ouest de la DAD du Mt St Helens 1980	187
3: Relations géométriques des transformations	188
4: Colonnes lithostratigraphiques et rapports de transformations	191
5: Relations entre le pourcentage de fines (%) et le rapport matrice/graviers	195
6: Comparaisons granulométriques des distributions et transformations	195
7: Différents champs de transformations	197
8: Autres paramètres	198
II1	
1: Volcano-tectonisme et textures	200
2: Les témoins d'une transformation en plusieurs étapes	202
3 : Niveaux de décollements et faciès transformés	204
4 : Caractéristiques du front de la ride transverse distale	205
5: Granulométrie et paramètres statistiques	209
II2	
1 : structures et géomorphologie	214
2 : Gradation structurelle des faciès du lobe frontal en confluence	216
3 : Remaniement par rupture de barrage et transformation partielle en DAD hybride	218
4 : Colonnes lithostratigraphiques simplifiées des différents faciès et transformations associées	218
5 : Sédimentologie et paramètres statistiques	221

6: Paramètres de formes	224
7: Gradient microtextural de l'enrobage d'un claste du lobe frontal	225
8 : accréation différentielle par roll-over	227

III1

<i>1: Structures and geology</i>	233
<i>2: DAD lithofacies and structures</i>	234
<i>3: a diluted tail of the matrix facies in the upper course of the Rio Chili canyon</i>	236
<i>4: progressive syn-transformations inside the Rio Chili tilted block facies: cataclase, mixing, desaturation</i>	238
<i>5: Lithostratigraphy and correlation between the DAD syn-transformations in the Quebrada San Lazaro</i>	240
<i>6: Sedimentological analysis and statistic parameters of the transformed deposits in the Qda San Lazaro</i>	243
<i>7: Grain Shape analysis in the Rio Chili canyon and the Qda San Lazaro</i>	246
<i>8: Comparison with other examples : mean values: a/b vs ellipse; sorting versus median diameter (phi unit)</i>	250

III2

1 : Transformations par effondrement d'un lobe charrié dans le bassin d'Arequipa	255
2 : Modifications des rapport stratigraphiques par charriage-extension, faciès transformés	258
3 : affleurements syn-transformations et gradient de cataclase granulaire	259
4 : Paramètres de formes des différents faciès	260
5 : Sédimentologie et paramètres statistiques	262
6 : Modèle de syn-transformation extensive	265

Chapitre V : Synthèse des résultats et apports

1: Effondrement des dépôts en rotation cisailante	271
2: des états transitoires de tri et fluidisation	274
3: bilan des paramètres statistiques	275
4: Coexistence de différentes fractions	277
5. Fractalité des données granulaires	281
6: Apport des rapports de forme	285
7: Apport des valeurs moyennes	287
8: Périmètre de rugosité et circularité de Riley	290

Liste des Tableaux

Chapitre I : Introduction à la sédimentologie des avalanches de débris volcaniques comment définir les aspects sédimentaires des dépôts d'avalanche de débris ?

1: Terminologie des faciès à blocs, morphologies et structures associées	19
2: Différents types de matrices	20
3: Récurrences de DAD et dépôts associés	25
4: Différents contextes de génération des levées latérales	32
5: Acquisition séquencée des faciès sédimentaires et structures associées (d'après Mehl <i>et al.</i>, 1999)	38

Chapitre II : Méthodes sédimentologiques et Apports

Comment caractériser un milieu granulaire hétérogène, les avalanches de débris volcaniques ?

1: Sédimentologie des avalanches de débris	40
2: Paramètres de description des mégablocs et des clastes	45
3: Calculs des indices morphométriques	47
4: un diamètre pour chaque méthode	48
5: Comparaison des méthodes granulométriques	49
6: Extrait des modes de calculs selon Gradistat (Blott <i>et al.</i>, 2001)	50
7: Comparaison des méthodes de microcaractérisation	59

Chapitre III : Sédimentologie des structures localisées de DAD

II.

- 1 : des textures différenciées en rapport avec des structures localisées 77
- 2: Evolution différentielle des clastes et matrice 91
- 3: les marqueurs granulaires, une superposition de messages différenciés 92

II.

- 1: textures et structures associées 96
- 2: textures des faciès mélangés 100
- 3: gradient textural granulométrique (b) et contraintes 101
- 4: différents types de *jigsaw-structures* 103
- 5: Comparaisons structurales et texturales 105
- 6: Résultats et apports 117

III.

- 1 : les évènements de la chaîne des Mt Dore 122
- 2 : des textures différenciées en fonction des contextes et de la nature lithologique 131
- 3: Blocs et cinématiques localisées 132
- 4 : Equations et apports 136

II2

- 1 : *Textures around an impacted point* 148

II3

- 1 : comparaison des résultats 179
- Conclusions. 1 : Résultats et apports 180

Chapitre IV :

Caractériser la sédimentologie des transformations

I

- 1: Des conditions propices à la transformation des DAD 185
- 2: Caractéristiques sédimentologiques des différents dépôts transformés 193
- 3: argiles et origines 196
- III. 1 : textures non cohésive dans les zones en extension entre les mégablocs ou à la base 207
- II2. 1 : textures 219

III1

- 1: *Définitions and textures of the transformed lithofaciès in the Quebrada San Lazaro* 231
- 2: *Sedimentary methodology* 232
- 3: *Synthesis of calculated parameters and results* 252
- Conclusions 1 : Synthèse des résultats des transformations associées aux DAD 266

Chapitre V :

Synthèse des résultats et apports

- 1: une approche méthodologique différenciée 269
- 2: Rapports de quantification 270
- 3: Structures ordonnées et textures quantifiées 271
- 4: Sédimentologie différenciée et apports en fonction des échelles considérées 273
- 5: Sédimentologie et paramètres statistiques 277
- 6: Quantification SPO des relations structures-textures localisées 282
- 7: Équations des rapports de formes et apports 284
- 8: équations communes et apports 291
- 9: apport des rapports de forme 292

Introduction générale

1/ Une problématique évidente

Les avalanches de débris volcaniques sont des processus gravitaires de grande ampleur considérés avec les coulées pyroclastiques et les lahars parmi les risques volcaniques majeurs (27%). Des phénomènes secondaires associés accentuent l'aléas tel que des tsunamis, des lahars, du magma (Siebert 1984 ; Voight *et al.*, 1997). Leur pluralité a rendu leur définition très difficile : avalanches terrestres, extra-terrestres, sous-marines, larges glissements de terrain. Cependant leur large volume (0.1 à 45 km³, Shea *et al.*, 2008), leur aire, la distance de parcours sont des paramètres géométriques spécifiques, support aux modélisations. Leurs surfaces structurales bien caractérisées sur le terrain et par les modèles (van Wyck de Vries *et al.*, 1997, 2000, 2001 ; Clavero *et al.*, 2002 ; Paguican *et al.*, 2012 ; Shea *et al.*, 2008 ; Kelfoun *et al.*, 2005, 2008) montrent une typologie morphologique et structurale. Cicatrice, hummocks (Paguican), torrevas, rides, levées latérales (Dufresne *et al.*, 2009 ; Johnson, 2011) sont caractérisés notamment dans leur modalité de formations et leur évolution spatiale : taille de hummock *vs* distance (Yoshida *et al.*, 2012). De manière unanime, il est établi que des coefficients de frictions dynamiques très faibles (Davies *et al.*, 1999 ; Legros 2002 ; Collins *et al.*, 2003) sont à l'origine de distance de transport exceptionnelle (> 100 km, Stoopes *et al.*, 1990), mettant en exergue le rapport H/L (hauteur de chute/ distance de parcours) compris entre 0.06-0.3 (Shea *et al.*, 2008 ; $H/L = 0.11 V^{0.19}$, Legros *et al.*, 2002). Des rhéologies spécifiques (Kelfoun *et al.*, 2005, Mc Kinnon *et al.*, 2008) sont considérées : rhéologie frictionnelle à la base, le long des failles ; rhéologie de Bingham au front du charriage ; rhéologie de Voellmy par rupture de barrage.

Par rapport aux dépôts, très peu de relations sont établies : bréchification spécifique à l'origine des *jigsaw-structures*, mesure de l'évolution de la taille de grain *vs* distance (Ui, 1983).

En effet des modifications rhéologiques au cours du transport sont associées à de la désintégration dynamique (Davies *et al.*, 2003) et des ségrégations granulaires spécifiques (*interfingering*, Pouliquen *et al.*, 1997 ; *breaking size wave*, Johnson *et al.*, 2011). Des transformations complexes (Smith *et al.*, 1991) en lahars modifient le H/L (Oscealo *mudflow* $H/L = 0.039$, Vallance et Scott, 1997) tandis que les post-transformations accentuent les rapports initiaux ainsi que les risques (ruptures de barrage, Capra *et al.*, 2002 ; post-transformation des Mt Dore, Vidal *et al.*, 1996).

Or de par l'absence de relaxation gravitaire, seul le stade final est fossilisé au sein des dépôts. Or les modèles, les observations directes des déstabilisations du Mt St Helens (1980) montrent différents stades successifs modifiant les caractéristiques initiales granulaires des avalanches de débris depuis l'initiation fracturante, le transport extensif, et les dépôts charriés (Glicken, 1986, 1996, 1998 ; Major *et al.*, 2005) associés aux transformations et redistributions associées. Différents modes de dépôts sont ainsi établis (Iverson *et al.*, 2001) tel que l'aggradation progressive d'un *plug flow* laminaire et *mass freezing* (Voight

et al., 1981 ; Glicken *et al.*, 1981 ; Schneider *et al.*, 1998 ; Ui *et al.*, 2000).

Ainsi face à la complexité des dépôts et leurs variations rhéologiques associées, des limites sont immédiatement proposées. De plus des états relictuels des surfaces observées (Mt St Helens) sont associés à l'absence de mémoire des conditions initiales de déclenchement (Legros *et al.*, 2002, H et L), des paléotopographies. Cependant des résultats établissent des rapports des modalités de transport sur les formes des particules (Cabalero *et al.*, 2011 ; Manzella *et al.*, 2009), reconstruisent les cônes volcaniques détruits (Lavigne *et al.*, 2013).

L'objectif de cette étude est de tenter d'optimiser une caractérisation granulaire de ces dépôts fossilisés, afin de proposer de nouvelles relations et de remonter les stades successifs depuis l'initiation jusqu'aux différents stades de transport et de dépôts. Les rapports avec les structures tectoniques et morphométriques seront considérés.

2/ Cibles étudiées : intérêts et caractéristiques générales

Les **cibles étudiées** sont marquées par la récurrence de cet aléas dans des contextes spécifiques. **¾ des volcans des Andes** sont associés à des effondrements en masse (Francis, 1994) et lahars meurtriers (Misti, Thouret *et al.*, 2001). La subduction de la plaque Nazca contribue à l'alignement de l'activité explosive de 7 volcans actifs de la cordillère Ouest des Andes péruviennes. Dans un contexte cisailant en extension, les dépôts d'avalanches de débris étudiés s'interstratifient entre des ignimbrites et des blocs et cendres pour le Misti (Thouret *et al.*, 2001) ; tandis que l'avalanche de débris de Tutupaca serait associée à une coulée pyroclastique (Samaniego *et al.*, 2015).

Une **soixantaine de déstabilisations** sont recensées dans la **chaîne volcanique des Cascades** au sud ouest de British Columbia (Canada), dont 10 à 25 (Friele *et al.*, 2008) pour le stratovolcan le plus récent, Mt Meager (2305 BP). En déséquilibre géomorphologique, les vallées fortement incisées dans le socle sont surmontées de dépôts très hydrothermalisés recouverts par des glaciers (Capricorne). Les flancs du Mt Meager sont recouverts de dépôts d'avalanches de débris volcaniques : au nord, 2360 BP, formation de Pebble Creak (Clague *et al.*, 1995), Plinth Peak, transformées en coulées de débris (Simpson *et al.*, 2005). Les déstabilisations sur le glacier du Capricorne se transforment rapidement en coulées de débris (Bobis *et al.*, 1999), à l'origine d'un risque aval considéré (Pemberton). Les transformations de l'avalanche de 2010 (Guthrie *et al.*, 2012) ont été étudiées.

Pour la **chaîne des Mt Dore** (France), une vingtaine de remobilisations (Vidal *et al.*, 1996) sont recensées au cours du dernier siècle. Une relation complexe d'extension de socle varisque sous contrainte alpine (Michon, 2000) apparaît entre le sillon houiller à l'Ouest, la faille de Limagne à l'Est et un plan de détachement lithosphérique au sud. Suite à une phase caldeirique ignimbritique (3.2-2.6 Ma, Vincent, 1980 ; Lo Bello, 1988 ; Duffell, 1999), deux déstabilisations successives vers l'Est (-1-2

Ma) sont à l'origine de dépôts d'avalanche discontinus et emboîtés dans les vallées : la levée latérale du Cheix (Cantagrel *et al.*, 1990) ; le charriage frontal de Perrier (Bernard *et al.*, 2009).

Parmi ces dépôts, seules quelques unités sous contrôle structurel ont été caractérisées :

- au Pérou, les rapports structures et sédimentologie des **rides de Tutupaca** ; la **cataclase syn-tectonique** des blocs glissés du **Misti** dans le Rio Chili et du lobe distal du Pichu-Pichu ;
- pour les **avalanches du Mt Dore** : le charriage N110 de la levée latérale du Cheix et sa propagation latérale en N30 ; la base du charriage frontal en confluence de Perrier à 35 km des Mt Dore ;
- les **transformations en lahars** du Misti au Pérou et de Meager au Canada ; les déstabilisations post-dépôts à l'origine de la destruction du village de Pardines (1733, France).

3/ Plan de la thèse

Dans un premier temps, après une brève synthèse **des caractéristiques sédimentaires** des avalanches de débris (**chap. I**), nous verrons comment **une méthodologie différenciée et circonstanciée** (**chap. II**) permet de s'adapter à l'hétérogénéité des dépôts afin d'optimiser la collecte des données et de les rendre comparables. Puis des **quantifications localisées des rapports structures-fractions granulaires** des avalanches permettront de différencier différents messages fossilisés : héritage volcanique, dynamique de désintégrations et ségrégations granulaires, précurseurs aux modifications matricielles à l'origine des lahars (Chaps. III et IV). Enfin nous verrons comment **une démarche systématique contribue à tendre vers des concepts classiques propres à la sédimentologie** (chap. V) telle que l'établissement de : classifications distinguant les effondrements proximaux des transformations par les fluides (hydrothermaux, eau), quelques équations communes concernant les signatures spécifiques entre la taille du grain et ses variations de forme.

Chapitre I : Introduction à la sédimentologie des avalanches de débris volcaniques

Introduction : comment définir les aspects sédimentaires des dépôts d'avalanche de débris ?

I : Dépôts et structures des avalanches de débris.....

- 1/ Une stratigraphie initiale préservée: cicatrice d'arrachement, torreva, hummocks**
- 2/ Gradation structurelle des faciès: morphologies et structures associées**
- 3/ Une désagrégation différentielle en fonction des faciès: rides, hummocks, bandes d'écoulement**
- 4/ Faciès de compression**

II : Lithologies associées aux cinématiques de déstabilisations.....

- 1/ Des récurrences multi-échelles**
- 2/ Typologie des avalanches de débris volcaniques et récurrences des dépôts associés**

III : Sédimentologie et stades cinématiques

- 1/ Un héritage volcanique**
- 2/ Modalités de dépôts**
- 3/ Granoclassements**
- 4/ Granulométries**

Synthèse : Une cinématique séquencée conditionnent structures et faciès sédimentaires

Résumé : Définir les dépôts d'avalanches de débris volcaniques (DAD) est rendu possible grâce aux nombreuses déstabilisations répertoriées. Aux zonages structuraux sont associés des variations texturales et granulométriques en fonction des propagations différentielles des DAD. Aux modalités de fracturation, de transport et de dépôt des DAD se superpose un héritage volcanique mis en évidence par la sédimentologie. La lithostratigraphie initiale préservée est modifiée par des contacts générés au cours du transport tels que le charriage, les levées latérales, les rides. Une typologie de DAD (co-éruptive, non éruptive) est associée à des facteurs récurrents indéniables. Des gradients texturaux sont définis tels que les faciès à blocs proximaux, les faciès matriciels distaux. Diagrammes triangulaires, histogrammes, courbes cumulatives permettent de distinguer les DAD des autres dépôts associés tels que les lahars produits par transformations.

Les granoclassements marquent un tri grossier des fractions, tandis que la coexistence de distributions granulométriques bimodales et polymodales implique de distinguer les granulométries héritées et acquises : croissance du cône volcanique, déstabilisations et fracturations, bréchifications et auto-ségrégations au cours du transport de la DAD, aggradations et dépôts en masse, remaniements postérieurs.

Chapitre I : Introduction à la sédimentologie des avalanches de débris volcaniques

Introduction : comment définir les aspects sédimentaires des dépôts d'avalanches de débris ?

Seule l'observation directe de la déstabilisation gravitaire du flanc du Mt St Helens (1980) et l'étude des dépôts associés (Glicken, 1998) ont ouvert une relation entre certains dépôts et des déstabilisations majeures de volcans, répertoriés à 288 sur 210 volcans (Dufresne *et al.*, 2009 ; Meager 2010, Guthrie *et al.*, 2012 ; Montserrat 1997, Sparks *et al.*, 2002 ; Tutupaca, Valderrama *et al.*, 2015). En effet, jusqu'à ce jour, aucun lien direct avec les mécanismes de déstabilisations et leurs faciès n'avait été clairement établi : leurs caractéristiques morphologiques et sédimentologiques contribuaient à les considérer comme des lahars, des coulées pyroclastiques voir des moraines (Ui *et al.*, 2000). Ces dépôts d'origine volcanique sont hétérogènes, mal classés, organisés en paquets glissés jusqu'à 50-100 km (Siebert *et al.*, 1987) depuis une niche d'arrachement, marqueur de la déstabilisation d'une partie du cône volcanique. Une terminologie spécifique est utilisée en fonction des caractéristiques mises en relation : dépôts et structures des avalanches de débris volcaniques (DAD), lithologies associées aux contextes de déstabilisation, sédimentologie et stades cinématiques. Par comparaison aux autres déstabilisations (avalanches rocheuses, grands glissements de terrain), les caractéristiques suivantes les différencient : distances de parcours et mobilités exceptionnelles, contexte volcano-tectonique et éruptions, volume déstabilisé et fluides associés, altérations hydrothermales, porosité des matériaux granulaires volcaniques (Davies *et al.*, 2003 ; Legros, 2002 ; Iverson *et al.*, 1998 ; Siebert, 1984 ; Ui, 1983).

I: Dépôts et structures des avalanches de débris

Les dépôts d'avalanche de débris volcaniques (DAD), marqueurs de désagrégations et de dilatations (jusqu'à 20 %, Glicken, 1986) croissantes, présentent un zonage structurel depuis l'amont en rapport avec des faciès sédimentaires spécifiques (Fig. 1) :

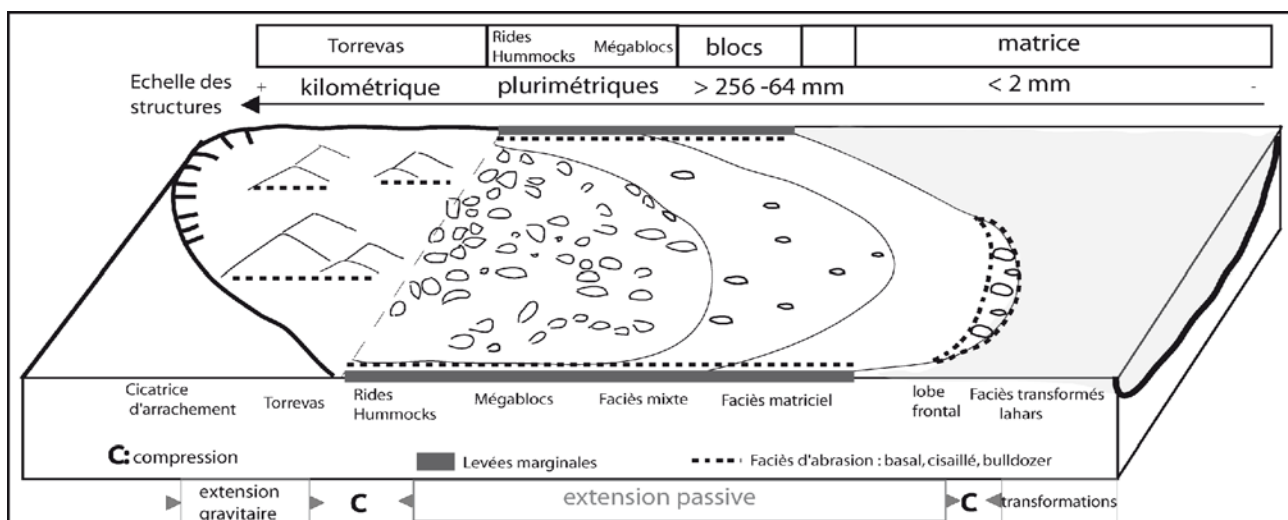


Figure 1 : Structures et faciès sédimentaires d'une avalanche de débris.

L'effondrement sectoriel soudain du cône volcanique (1/10^{ème} du volume ; Siebert *et al.*, 1995) au niveau d'une niche d'arrachement se caractérise par la libération de larges portions cohérentes glissées, séparées par des matériaux pulvérulents éventuellement associés à des fluides.

Rides, hummocks, mégablocs, blocs à fracturation croissante constituent des reliefs positifs caractéristiques. Leur nombre augmente et leur taille diminue depuis l'amont, tandis que les différents types de matrices s'accroissent (Ui, 1983 ; Siebert, 1984 ; Glicken, 1996 ; Belousov *et al.*, 1999 ; Voight *et al.*, 2002 ; van Wyk de Vries *et al.*, 2001). Cette gradation résulte :

- d'une part de la fracturation héritée et initiale plus importante au contact du plan de décollement : à Socompa (van Wyk de Vries *et al.*, 2001), l'extrusion catastrophique du substratum est associée à une fracturation intense des coulées de lave en pied de cône par rapport à la partie sommitale ;
- d'autre part de la désagrégation concomitante de ces panneaux lors de la translation différentielle de l'avalanche en extension cisailante passive.

L'eau à l'état libre et autres fluides (origine hydrothermale...) semblent peu influencer (Mars, Mc Ewen, 1989) la structure surfacique des DAD liée principalement aux blocs cohésifs glissés. Cependant sur Terre, les avalanches cohésives saturées (Mt Rainier, Reid *et al.*, 2001) et les faciès distaux transformés montrent le rôle indéniable des fluides sur les variations rhéologiques au cours du transport. Une désaturation de 95 à 45% lors du dépôt de l'avalanche du Mt St Helens (Glicken, 1996 ; Davies *et al.*, 2010) fut à l'origine de lahars distaux 6 h après l'avalanche (Major *et al.*, 2005).

Au front du charriage, un bourrelet frontal accumule les éléments les plus grossiers. Ce ressaut topographique en compression marque un partitionnement des fluides à l'origine des faciès transformés plus distaux (coulées de boue cohésives/non cohésives, coulées hyperconcentrées...).

La distribution de ces faciès varie en fonction du degré de confinement (chenalisation ou non dans une vallée), de l'avalanche considérée et de l'érosion post-dépôt. L'érosion (La Palma, Roa, 2003 ; Mt Shasta, Crandell *et al.*, 1984 ; Mt St Helens, Glicken, 1986) peut redistribuer les dépôts d'avalanche de débris en lahars progradants.

Depuis les classifications initiales (Crandell *et al.*, 1984 ; Glicken, 1986,1991 ; Palmer *et al.*, 1991), de nombreux autres faciès sont apparus au fur et à mesure de la mise en évidence de cinématiques associées : substratum et faciès matriciel basal, faciès *bulldozer* déformant le substratum (Belousov *et al.*, 1999). La recherche bibliographique s'est focalisée sur les faciès sédimentaires en rapport avec les structures, la désagrégation et les cinématiques associées.

1/ Une stratigraphie initiale préservée : cicatrice d'arrachement, torreva, hummocks

La **stratigraphie initiale** de la portion translaturée du cône volcanique est préservée au sein de grandes structures (Figs. 1 et 2) :

- **la niche d'arrachement** (Siebert, 1984) : cicatrice en amphithéâtre de formes diverses (Bernard, 2008), dont l'axe est parallèle à la direction de propagation de l'avalanche. Des striations (Mt St Helens, Ontake, Mehl *et al.*, 1999) peuvent marquer le glissement initial le long de la surface de détachement ; tandis qu'éboulis, érosion (Roa, 2003), accumulation de nouveaux produits volcaniques (dôme de lave) rendent souvent difficiles les observations stratigraphiques proximales.

- **les torrevas proximaux** (Reiche, 1937) : immenses blocs (km x 100 m) à stratigraphie préservée (La Palma, Roa, 2003 ; Mt Shasta, Crandell *et al.*, 1984 ; Socompa Ramirez, 1988 ; Nirasaki, Mimura *et al.*, 1981) pouvant constituer jusqu'à 30.5 % du volume de la DAD (Socompa, Davies *et al.*, 2010). Leur accumulation proximale à la base de la cicatrice ou du cône volcanique est liée à des panneaux glissés moins mobiles lors de ruptures rétrogressives (Mt St Helens, Voight *et al.*, 1983). Ces horsts basculés sont partiellement disloqués : on observe des failles, des glissements interbancaux, des bréchifications cisailantes (Socompa, van Wyk de Vries *et al.*, 2001) ; des fractures de Griffith associée à de la fragmentation dynamique (Davies *et al.*, 2009 ; Mc Saveney *et al.*, 2010) et des striations basales (La Palma ; Roa, 2003).

- **les hummocks A -C** (Glicken, 1991: A, faciès à blocs ; C: faciès à blocs dans un faciès mixte) : portions préservées du cône ayant glissé en horsts et grabens ; Voight *et al.*, 1981.1983, Socompa Fig. 2A) ou en raft dans un faciès matriciel (Glicken, 1986, Mt St-Helens, Guisaucon, Fig. 2B). Leur taille décroît exponentiellement en fonction de la distance parcourue (Yoshida *et al.*, 2012) :

$$A = \alpha e^{(-\beta D)}$$

A : aire de l'hummock D : distance depuis la source

α : angle interceptant la taille initiale de l'hummock et le volume déstabilisé

β : coefficient de pente de la fonction soit le taux de décroissance de la taille de l'hummock

Différents mécanismes explicatifs plus ou moins associés sont proposés :

- gradient longitudinal de désagrégation des torrevas (Francis *et al.*, 1985 ; Wadge *et al.*, 1995) ;
- gradient vertical de désagrégation du cône volcanique (Socompa, Fig. 14c ; van Wyk de Vries *et al.*, 2001) : désagrégation basale intense à l'origine des hummocks distaux ; fracturation en grands panneaux de la partie supérieure du cône à l'origine des torrevas proximaux.

Pour les hummocks, leur taille varie en fonction de :

- la géométrie de la cicatrice et de la fracturation extensive initiale (Andrade *et al.*, 2010) ;
- le gradient longitudinal d'extension associé à une densité croissante des fracturations (Paguican *et al.*, 2014) ;
- le volume déstabilisé (Yoshida *et al.*, 2012) : son accroissement augmente la taille initiale de l'hummock ;
- la distance parcourue (Yoshida *et al.*, 2012) : le taux de décroissance de la taille des hummocks est plus rapide pour les petites avalanches.

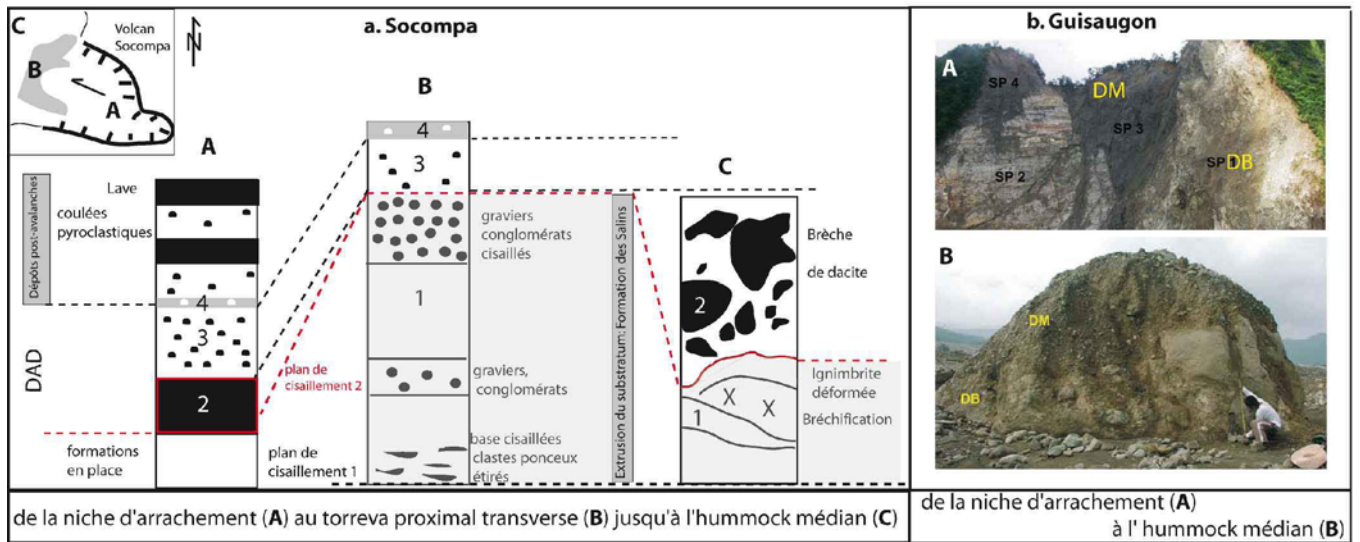


Figure 2 : Une stratigraphie initiale préservée au sein des avalanches. A : Socompa (Chili, d'après van Wyk de Vries *et al.*, 2001) ; 1 : ignimbrite ponceuse massive ; 2 : dôme de lave dacitique ; 3 : coulée pyroclastique ; 4 : couche de ponces post-avalanche ; **b :** Guisaugon (Philippines, Catane *et al.*, 2008) ; DM : faciès matriciel ; DB : faciès à blocs.

En fonction du type de déstabilisations, des déformations se surimposent aux stratigraphies observées :

* **le glissement plan ou en dièdre** de Guisaugon (2006 ; Catane *et al.*, 2008 ; Fig. 2B) préserve l'intégralité des rapports initiaux observés dans la niche d'arrachement : le contact entre faciès à blocs inférieur et faciès matriciel supérieur s'observe au sein même d'un hummock médian (type C) entouré par un faciès matriciel transformé en coulée de boue.

* **pour l'avalanche de Socompa** (van Wyk de Vries *et al.*, 2001), principe de recoupement et stratigraphie initiale bipartite (Substratum/ dépôts du cône volcanique) sont associés à une base de cône composite (Francis *et al.*, 1988). En pied de cône, deux couches interagissent (Fig. 2A) :

- **les dernières coulées de lave** recoupent les formations les plus anciennes ;
- **le substratum ductile** (ignimbrite), fortement contraint, constitue un plan de charriage basal : une déformation en un pli frontal couché puis déstabilisation jusqu'à l'extrusion (van Wyk de Vries *et al.*, 2001). La translation de la carapace supérieure (plan de charriage supérieur) sur l'ignimbrite extrudée (Kelfoun *et al.*, 2008) est associée à un gradient longitudinal d'extension et de fracturation (van Wyk de Vries *et al.*, 2001) à l'origine d'un tri longitudinal différencié des morphologies et des lithologies associées :
- **glissement de la coulée pyroclastique (3)** supérieure du torveva proximal le long d'une surface de détachement (Ramirez, 1988) depuis la niche d'arrachement puis compression au pied du cône par rotation en retour à l'origine d'une orientation transversale ;
- **bréchification des laves dacitiques (2)** des hummocks médians (C Fig. 2A) lors de l'extension

passive associée au glissement aval translationnel ;

* les **glissements séquencés** des torrevas (La Palma, Roa, 2003) présentent un ordre d'apparition des déformations : impact proximal et fracturations, glissements séquencés et dislocations associées à une friction basale cataclasique par fragmentation dynamique et striations basales (Davies et al., 2009), développement de failles au sein des strates de scories cohérentes.

2/ Gradation structurale des faciès : morphologies et structures associées

Une gradation structurale des faciès apparaît depuis l'amont (Fig. 1) : les structures et les morphologies associées aux faciès à blocs proximaux diffèrent des faciès matriciels plus distaux (Crandell *et al.*, 1984 ; Sundell, 1985 ; Aguila *et al.*, 1986 ; Glicken, 1986 ; Ui, 1983 ; Ui *et al.*, 1986 ; Ui 1989 ; Mehl *et al.*, 1999).

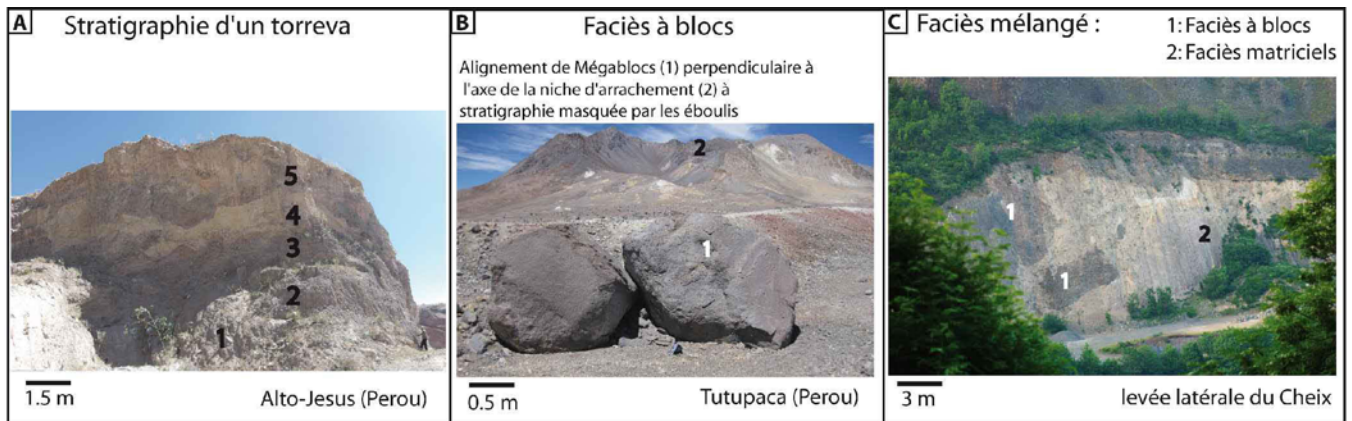


Figure 3 : Structures et morphologies associées aux faciès proximaux. A : torreva ; B : alignement de blocs ; C : levées latérales.

A : des faciès à blocs et faciès mélangés

Mono ou polyolithologiques, ces faciès proximaux et médians décroissent depuis l'amont (Glicken, 1996 ; Ui *et al.*, 1986 ; Nehlig *et al.*, 2001). Les faciès à blocs de forte cohésion, portion héritée de l'édifice déstabilisé (dôme du Parinacota, Clavero *et al.*, 2002), constituent des structures proximales épaisses à morphologies positives (Fig. 3) :

(1) les **torrevas**: pour Socompa (van Wyk de Vries *et al.*, 2001), leurs marges sont acérées, érodées, arquées sans gradient longitudinal de désagrégation; la structure (Fig. 3A) initiale est préservée ou légèrement basculée (Ollagüe, Clavero *et al.*, 2004) ;

(2) les **hummocks proximaux de type A** : décrits au Mt St-Helens (Voight *et al.*, 1981), et les Andes centrales (Ollagüe, Parinacota, Taapaca, Clavero *et al.*, 2002, 2004 ; Jocotitlan, Siebe *et al.*, 1992), ils sont de grandes tailles et de pentes fortes. Ils sont constitués de mégablocs intacts ou de faciès à blocs angulaires bréchifiés voire broyés mais dépourvus d'abrasion. Les structures suivantes sont différenciées :

- **structures héritées préservées** : fracturation prismatique d'origine thermique ; surfaces d'altération hydrothermale ; stratification interne ;

- **structures acquises** au cours des différents stades de mise en place, à orientation préférentielle : marques d'impact sur une face ; fracturation à l'origine d'arêtes angulaires, bréchifiées et dentelées, fracturations en puzzle (Taapaca, Clavero *et al.*, 2004).

(3) les alignements de blocs (Fig. 3B) parallèles ou transverses à la direction de transport (Socompa, Tutupaca) ;

(4) les levées latérales de ségrégation (Fig. 3C) en interaction avec les parois des vallées (Dufresne *et al.*, 2009) : dans les faciès à blocs (Ollague, Parinacota Clavero *et al.*, 2002, 2004), elles sont abruptes et escarpées ;

(5) les éléments isolés en zone plus distale.

Un gradient de désintégration apparaît entre les torrevas et ce type d'hummocks tel qu'à Jocotitlan (Siebe, 1992) : rides transverses proximales jusqu'aux hummocks coniques indépendants distaux.

Au cours du transport, la taille des plus grands blocs diminue tandis qu'un **faciès mixte** (Crandell, 1989 ; Siebert *et al.*, 1984 ; Glicken, 1996) apparaît en **zone médiane** par incorporation basale du substratum (jusqu'à 30%, Ollague Clavero *et al.*, 2004) caractérisé par : une surface supérieure aplanie ; un substratum incorporé plissé et basculé ; l'absence de mélange mais des injections verticales des matrices basales dans les fractures ; des structures en queue de comète marquant un tri granulaire par étirement cisailant amont des matériaux non consolidés.

Ce faciès constitue les hummocks de type B distaux (Mt St-Helens, Glicken, 1991) chenalisés dans les vallées. En effet le confinement accroît la proportion de faciès mixte (Mt St-Helens ; Bezymianny) ; les levées latérales marginales et distales (Mt St Helens, Glicken, 1991 ; Taranaki, Zernack, 2009 ; Colima, Roverato *et al.*, 2011).

La proportion de ces différents faciès varie en fonction des DAD considérées. Les DAD de Parinacota, Ollague (Clavero *et al.*, 2002 ; 2004) sont uniquement constitués de faciès à blocs : la déstabilisation d'un dôme de laves selon un gradient de vitesse moyen développerait préférentiellement des faciès à blocs et des hummocks. Faciès à blocs et faciès mélangés coexistent pour l'avalanche du Mt St Helens (Glicken, 1998) en relation avec deux modes de déstabilisation :

- **glissement rétrogressif** des blocs I, II et III préservant de larges portions cohérentes fracturées de faciès à blocs ;
- **blast** et désintégration par dilation au cours du transport à l'origine de l'accroissement des proportions du faciès matriciel ;

Les faciès mixtes sont inexistantes à Jocotitlan (Siebe *et al.*, 1992), mais prédominant pour le Cantal

(Binet, 1998).

Le tableau suivant (Tab. 1) précise la terminologie utilisée en rapport avec les structures associées.

Tableau 1: Terminologie des faciès à blocs, morphologies et structures associées.

	définitions	Morphologies et structures associées
faciès à blocs	ensemble de blocs avec moins de 30% de matrice transportés +/- intacts depuis le système volcanique déstabilisé (Glicken, 1991, Palmer <i>et al.</i> , 1991)	<i>hummock proximal A ; différents degrés de fracturations: cohérents , bréchifiés, à structures et stratigraphies héritées</i>
clastes s./	éléments issus du volcan ou incorporés, de taille variable, indivisibles par tamisage ou immersion dans l'eau (Glicken, 1991)	
Mégablocs	(> 100m Mehl <i>et al.</i> , 1999) , formes polyédrique ou subarrondies orientée, aux textures de surfaces variées : stries, abrasion, impacts. Stratigraphie +/- préservée	<i>+/- bréchifiés en zone proximale et distale, alignés, fracturations en extension; Diminution de la taille avec la distance</i>
blocs	(<100 m, Mehl <i>et al.</i> , 1999) : nature, origine et cohérence variable. Formes et textures variées: stries, failles, fracturations	<i>préservation de la structure originelle : stratification, joints magmatiques ; fracturation d'extension ; cisaillement</i>
mégaclastes	Faciès axial proximal (A, Palmer, 1991) et matriciels; monolithologique bréchifié ou stratifié (> 1 m) ; +/- enrobés par une fine matrice compressée (Zernack <i>et al.</i> , 2009)	<i>Différents stades de bréchification : crushing dans les failles entre horst et graben ; dans les faciès matriciels : jigsaw-structure (Ui, 1985) : fracturation pervasive en puzzle dilatante des clastes sans désagrégation ; désagrégation dispersive (Alloway <i>et al.</i>, 2005) ; alignements et réajustements spécifiques</i>
clastes s.s	1m-2mm, bréchifiés, angulaire à subangulaire (Ui, 1986 ;Palmer <i>et al.</i> , 1991). Au sein des faciès matriciels.	
clastes secondaires	clastes exotiques du faciès matriciel de nature variée issus de l'érosion du substratum ; le % augmente avec la distance de transport jusqu'à 50% (Mt Egmont, Nvle Zélande, Palmer, 1991)	<i>nombreuses déformations le long des interfaces cisailantes (base, faille) : brécciation, bandes de cisaillement (Mehl <i>et al.</i>, 1999)</i>

b: des faciès matriciels

Prédominantes en zone distale et dans les zones extensives proximales, ces matrices sablo-silteuses plus mobiles (Palmer *et al.*, 1991) présentent des lithologies et des **variations texturales** caractérisées par :

- leur **couleur**, fonction des proportions minéralogiques et de la lithologie initiale, de la géochimie, du degré d'altérations ;
- leur **granulométrie**: la taille moyenne des grains est fonction du degré de cataclase, de la distance parcourue, de la lithologie et des distributions granulométriques initiales ;
- leur **cohésion** fonction du % d'argiles et d'allophanes, gel de silicate d'alumine hydraté: les avalanches cohésives du Mt Rainier (Crandell, 1971) contiennent 6-7% d'argile, issues de l'altération hydrothermale, à l'origine d'une transformation proximale par désaturation en coulées de débris cohésives (DAD de 1963 ; Scott *et al.*, 1995) ; les faciès distaux enrichis en allophanes (Palmer *et al.*, 1991), issus de l'altération météoritique, deviennent plus cohésifs.
- le **% de clastes** mono/polylithologiques, de tailles et de formes variées (angulaires à subangulaires).

La lithologie des faciès matriciels caractérise les productions volcaniques précédents la déstabilisation du cône. Le tableau suivant présente les faciès matriciels et les structures associées.

Tableau 2 : Différents types de matrices.

faciès matriciels		définitions	Morphologies et structures associées
interclastique	1. Stricte	>30% de matrice, ciment composé de petites particules (< 2 mm) englobant des clastes de tailles et formes variées (Mehl et al 1999), sans stratification, ni granoclassement. issu du crushing du faciès à bloc	Faciès axial médian (Palmer et al., 1991) ; dépression interhummocks/antihummocks, sillons subparallèles ; grabens ; partie inférieure et distale ; Plissement ;
	2. riche en clastes	matrice grossière très abondante en clastes (Roverato et al., 2011), localement portée par les clastes	mélange partiel de matrices polyolithologiques (Siebert, 1984)
	3. mixte	Polyolithologique +/- riche en clastes exotiques; mélange des faciès 1+2 ; distribution bimodale avec un minimum entre 2-4 mm (Crandell, 1989 ; Siebert et al., 1995 ; Glicken, 1996)	Pas de stratification ni de cisaillement (Mehl et al., 1999) ; hummock B (Glicken, 1996) , distaux ; entre et sous les blocs , en dykes clastiques (Mehl et al., 1999)
	4. médiane à distale	enrichissement en matrice(de 30-90% à > 90%), clastes secondaires (Palmer et al 1991) et diminution des mégaclastes	levée marginale et transformations intermédiaires
5. basal		(e = mm-cm) interclastique polyolithologique : cisaillement extensif et incorporation du substratum (Uj et al., 2000) ; Faciès bulldozer	cisaillement extensif, injections en doigts de gants, schistosité, pseudotachylite ; déformation ductile par saturation du substratum (Faciès bulldozer, Belousov et al., 1999)
6. intraclastique		injecté dans un bloc fracturé	Matrice des faciès à blocs proximaux et axiaux ; En zone plus distale : injection clastique des matrices dans les jigsaw-structures ; dans les failles normales verticales de coulées de laves

Les cinématiques différentielles à la base et entre les panneaux glissés sont reconstituées à partir de la position horizontale et verticale des faciès matriciels dans les DAD (distale, basale, injectée) en rapport avec les déformations localisées (cisaillement/ *bulking* du substratum, plissement et mélange incomplet des matrices). De par leurs caractéristiques, les faciès matriciels sont à l'origine de structures plurimétriques à centimétriques (Fig. 4) :

- les faciès mixtes sont injectés dans les failles en extension des mégablocs (Mehl et al., 1999) lors du dernier stade du dépôt en extension passive ;
- la polyolithologie basale acquise par *bulking* des substratums rencontrés (ponces, argiles rouges, galets alluvionnaires de Perrier, Mt Dore) est associée à des déformations typiques d'extension cisillante passive : injections en doigts de gants de la matrice, aplatissement et élongation des clastes exotiques ductiles (argile, trachyte).

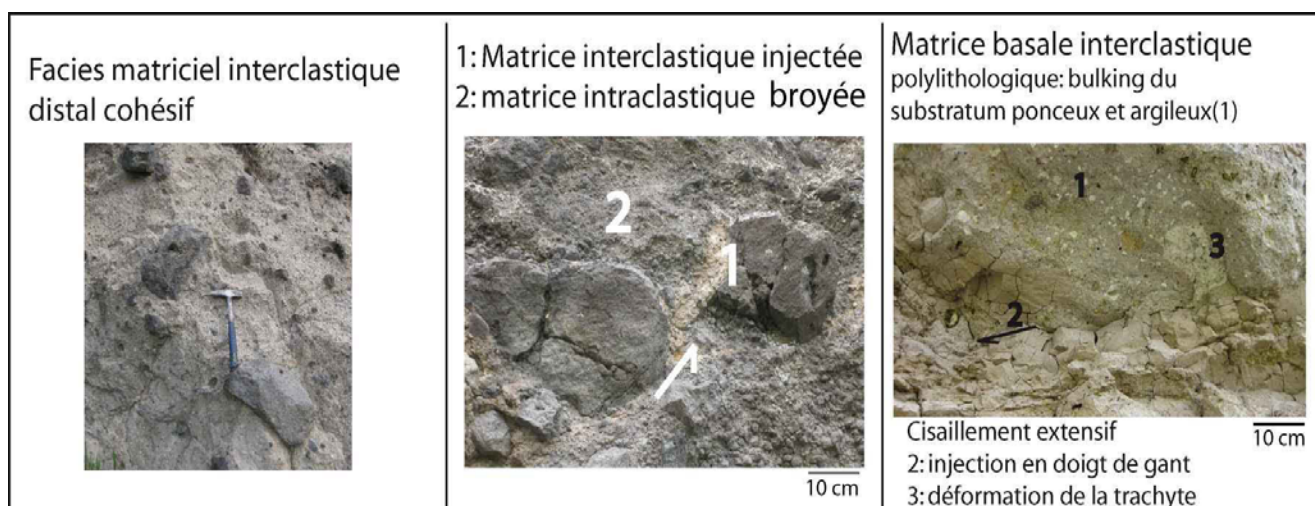


Figure 4 : Caractéristiques des faciès matriciels et structures associées (Perrier).

3/ Une désagrégation différentielle en fonction des faciès : rides, hummocks, bandes d'écoulement

Trois types de faciès, de par leurs caractéristiques physiques propres au milieu granulaire, sont associés à des structures générées par cisaillement et extension passive latérale (Glicken, 1996 ; Dufresne *et al.*, 2009) : **les rides, les hummocks, les bandes d'écoulement**. Leur déplacement sur de grandes distances est associé à des coefficients de friction dynamique inférieurs aux normales (Davies *et al.*, 1999, 2010 ; Legros, 2002 ; Collins *et al.*, 2003).

La forte compétence des **faciès à blocs**, l'angularité des clastes et une distribution granulométrique non uniforme contribuent à une forte friction (Dufresne *et al.*, 2009) à l'origine de : **rides longitudinales**, parallèles à la direction d'écoulement ; d'**alignements d'hummocks**, produit par rupture extensive d'une ride longitudinale en translation du fait d'une vitesse frontale supérieure.

Des frictions plus faibles au sein des **faciès matriciels** contribuent à une distribution plus uniforme des contraintes cisailantes d'où des **hummocks plus petits** (type B), par rapport aux faciès à blocs (type A, Glicken, 1996 ; Dufresne *et al.*, 2009).

D'autres **faciès volcaniques** (ponces, coulées pyroclastiques, matériaux hydrothermalisés) par leurs incompétences (pseudo-plasticité et pulvérulence) sont à l'origine de **bandes d'écoulement** sur substratum saturé (Dufresne *et al.*, 2009). A de faibles densités sont associées de plus faibles frictions: prédominance de petits clastes dans un milieu granulaire fragile.

Les **états reliques et/ou futures des faciès** au sein des cônes volcaniques sont aujourd'hui mieux caractérisés notamment dans le cadre de reconstitutions paléocinématiques et l'évaluation des risques de déstabilisations, cependant limités pour les volcans andésitiques de fait de leur hétérogénéité et leur fracturation importante. Différentes techniques sont utilisées :

les **observations de terrain** (géologie, néotectonique) permettent de considérer les fissures nouvellement formées à surveiller, ainsi que les déformations à grandes échelles sur le long terme ;

la géophysique est un outil classique de surveillance et de prédiction des risques :

- surveillance radar sol des déformations (Mt St-Helens, USGS) associée au GPS ;
- identification des zones de déstabilisations (Mt Rainier Finn *et al.*, 2001; Reid *et al.*, 2001) par gravimétrie, résistivité en relation avec les argilisations hydrothermales ;

les méthodes intégratives de simulations :

- reconstituent les paléocinématiques : à partir d'images satellitales multispectrales de haute résolution et/ou de photographies aériennes, la géométrie des dépôts est caractérisée. VOLCFLOW reconstitue les cinématiques à partir des topographies préexistantes et de différents modèles rhéologiques (Socompa, Kelfoun *et al.*, 2005, 2008 ; Oldoinyo Lengai, Kervyn *et al.*, 2010). Aux

observations de terrain sont intégrées des modèles analogiques et numériques (Stromboli, Casagli *et al.*, 2009 ; Tibaldi *et al.*, 2010) ;

- proposent des **cinématiques de déstabilisation** : les caractéristiques géotechniques de chacune des couches associées à des facteurs de déstabilisations (gravité, séisme, pressions magmatiques) sont intégrées dans différents modèles numériques (méthodes d'éléments finis ; équilibre limite, Pacaya Schaefer *et al.*, 2013).

4/ Faciès de compression

Les lithofaciès marginaux (Palmer, 1991) sont associés à des structures en compression (Figs. 1 et 5) à forte cohésion interne : sur de faible pente, une surépaisseur de faciès mixte interclastique ($h = 10-200$ m $L =$ plusieurs km) compose les rides transverses (Jocotitlan, Siebe *et al.*, 1992 ; Mt Shasta, Crandell, 1989 ; Rainier, Palmer *et al.*, 1991), les lobes frontaux (Crandell *et al.*, 1984; Francis *et al.*, 1988), les levées latérales, à surface supérieure aplanie.

a: Rides

a1: transversales proximales

Ces structures transversales ($h = 10-30$ m ; plusieurs centaines de mètres de long) sont préférentiellement observées :

- dans les faciès à blocs de taille et de lithologie homogène (Shea *et al.*, 2008 ; Dufresne *et al.*, 2009) mais également dans des faciès mixtes (Jocotitlan, Siebe 1992 ; Mt Shasta, Crandell 1989 ; Rainier, Palmer *et al.*, 1991) ;
- sur un substratum meuble plus ou moins saturé et donc très déformable : Ollague ; Mombacho (Dufresne *et al.*, 2009) ;
- dans les zones de transition accélération-décélération (Shea *et al.*, 2008) marquée soit par : la compression (Chaos Jumble) contre les obstacles topographiques et les fortes variations de pente à l'origine de rides par charriage ; la distension (Socompa, Lastarria, Llullailaco) où de faibles variations de pente sont associées à une propagation frontale de la contrainte compressive générant des rides séparées par des failles normales.

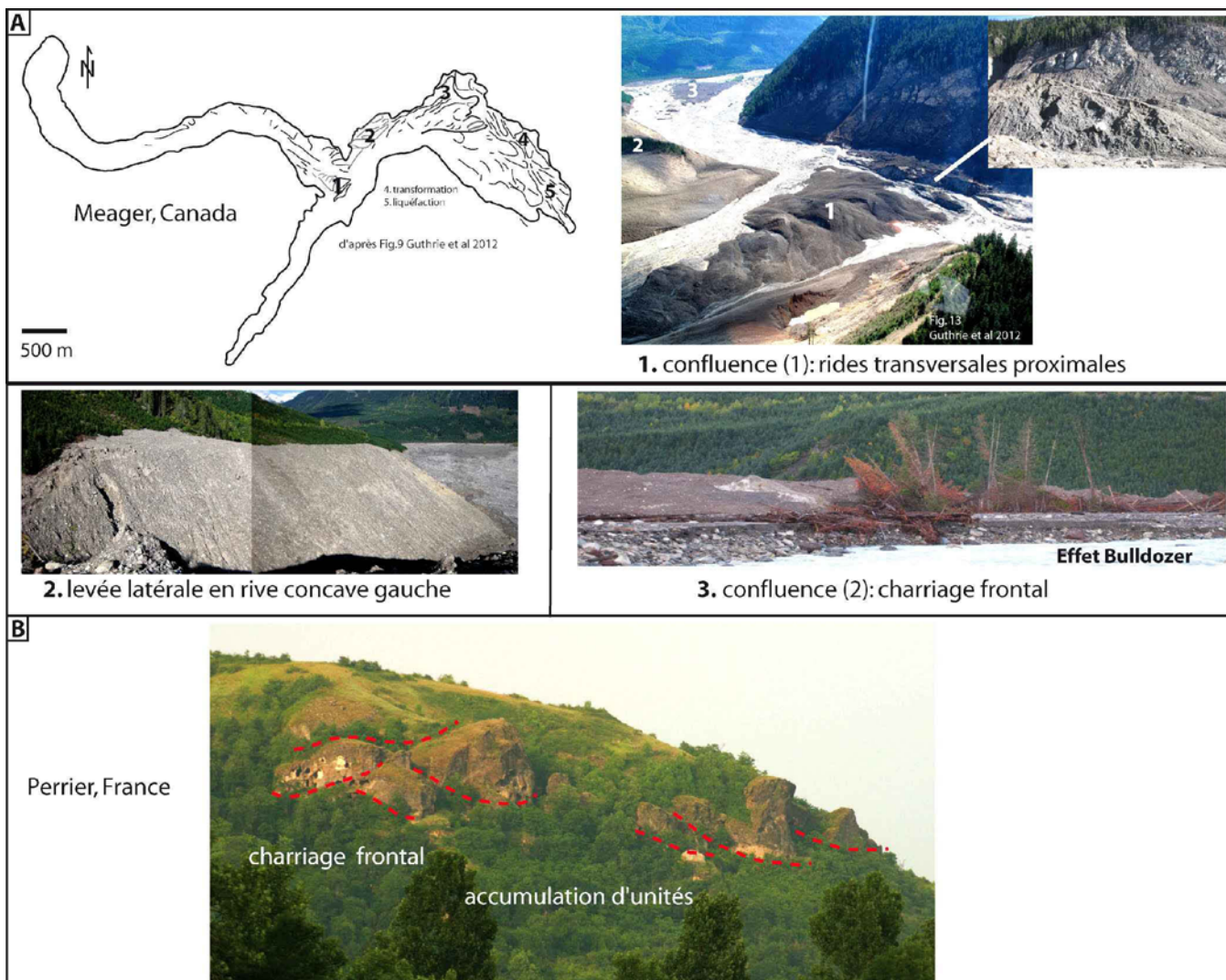


Figure 5 : Différents faciès mixtes de compression. A : Meager: 1: carte de localisation et rides transversales ; 2: levée latérale; 3: charriage frontal ; B : charriage frontal de Perrier.

A2 : levées latérales

Ces falaises latérales linéaires ($h = 10-40$ m Colima, Roverato *et al.*, 2011 ; Ui *et al.*, 2000) se forment par confinement des avalanches de débris à profil uniforme (Aucanquilcha, Chaos Jumble, Socompa, Lastarria, Llullailaco, Shea et van Wyck de Vries, 2008). La paroi des vallées contribue par :

- ses interactions (Dufresne *et al.*, 2009) au dépôt de régions mortes (Johnson *et al.*, 2012) d'écoulements de bordures tout en accentuant le confinement de la partie axiale de l'avalanche ;
- ses irrégularités (promontoires de déflexion) à des décrochements privilégiés accroissant le volume latéral (Aucanquilcha, Lastarria, Shea et van Wyck de Vries, 2008) déposé.

Elles concentrent les particules grossières au front et au sommet. Le plus grand axe des clastes est orienté parallèlement à la direction de déplacement. L'absence de rotation et une forte abrasion caractérisent la bréchification des blocs (Shreve, 1968 ; Johnson, 1970).

b : bourrelets frontaux distaux

Ces marges distales abruptes marquent un charriage cumulatif frontal de matériaux grossiers dans un contexte de dépôts en masse favorisé par :

- (1) une propagation avale des contraintes de charriage du fait de faibles variations de pentes (Shea *et al.*, 2008) ;
- (2) une décélération frontale rapide des dépôts à forte cohésion interne favorisée par des obstacles topographiques, une augmentation de la rugosité basale (Dufresne *et al.*, 2009) par contact (galets alluviaux aux confluences de Perrier, Meager, Fig. 5) ;
- (3) les éjections de blocs (Jocotitlan, Siebe *et al.*, 1992), le *bulking* du substratum : les proportions des clastes secondaires peuvent augmenter de 35% (Socompa, Wadge *et al.*, 1995) à 50% (Mt Egmont, Palmer *et al.*, 1991).

La matrice souvent cohérente est riche en argile, silt et allophanes d'origine secondaire (Palmer *et al.*, 1991). Leur présence accroît la mobilité.

La décompression frontale de ces dépôts en masse dans un contexte d'expansion latérale est associée à une extension et une désaturation à l'origine des transformations distales syn-transport (lahars, coulées de débris), tandis que les ruptures de barrages (Capra, 2007) produisent des lahars.

II : Lithologies associées aux cinématiques de déstabilisations

1/ Des récurrences multi-échelles

Différentes échelles sont à considérer pour comprendre les origines récurrentes des DAD :

- la tectonique régionale : déstabilisation de $\frac{3}{4}$ des volcans des Andes (Francis, 1994 ; Mc Guire, 2003); une centaine de DAD au Japon (Inokuchi, 1988 ; Mc Guire, 2003) ;
- la cyclicité du cône volcanique : les cycles de croissances et de déstabilisations volcaniques (Taranaki, Zernack *et al.*, 2009) produisent jusqu'à quinze DAD par édifice (Shiveluch, Belousov *et al.*, 1999 tableau 3) ;
- l'échelle du temps : en moyenne, quatre DAD par siècle (Siebert, 1992 ; Mc Guire, 2003).

L'incrémentation fonctionnelle de ces différentes échelles ainsi que l'hétérolithologie des cônes complexes sont à considérer dans l'évaluation des risques et la prise en compte des différentes échelles de récurrences à l'origine des déstabilisations (exemple des Mt Dore). Ainsi, l'approche sédimentologique ne peut omettre le système volcanique dans son ensemble.

Tableau 3 : Récurrences de DAD et dépôts associés. L: lahars; PF: coulée pyroclastique ; cl: coulée de lave

Type	Volcans	nombre de DAD	récurrences (ans)	base polygénique	sommet	associés	origine	auteurs
Bezymianny (2)	Mt St Helens (USA)	1 à 2	rare	base non exposée : L, cendres, ponces...	L	PF	Cryptodôme, blasts	Glicken, 1998
	Shiveluch (Kamtchaka)	15	30-900	non visible		PF +sols	switch SiO ₂ , haut taux de fusion+altération hydrothermale du dome de lave	Ponomarava et al., 1998, Belousov et al., 1999
	Tutupaca (Perou)	2	-	non visible	vanage éolien	PF	déstabilisation d'un dome	Valderrama et al., 2015 ; Samaniego et al., 2014
	Taranaki (Nlle Zélande)	6	10000	sol téphrique + sédiments tertiaires	L		saturation granulaire +tectonique	Zernack et al., 2009
	St Augustine (Alaska)	11	150-200	alluvions, L+ PF	alluvions+L	téphra+ PF+ tsunami	haut taux de fusion du dome+ forte activité sismique	Begetet Kienle, 1992
	Colima (Mexico)	12	2698	PF	L	Paléosols, PF	éruption magmatique	Komorowski et al 1997 ;Capra et al 2002 ; Borselli et al 2011
Bandai	Mt Rainier (USA)	3	2000	Tephra + L	L	L	Phréatomagmatisme avec altérations hydrothermales le long des dykes	Reid et al., 2001
Unzen	Chaos Crag (USA)	3		cendres+ PF	rien	L	séisme	Siebert, 1987 ; Crandell et al., 1974
Tectonique du substratum (1)	Mombacho (Nicaragua)	2	100	ignimbrite	+/- dépôts volcaniques	-	Extrusion du substratum ; altération hydrothermale	Stansell, 2013 ; Shea et al., 2008 ;van Wyk de Vries et al., 1997
	Iriga (Philippines)	2	-	sables, conglomérats	scories+ L	L	Strike slip fault du bassin de Bicot avec extrusion proximale du substratum et modifications des circulations	Paguican et al., 2012
	Socompa (Nord Chilie)	1	-	ignimbrite intercalée dans des conglomérats et graviers	pas de dépôts	extrusion du substratum ignimbritique (60%)	Faïlle normale et extrusion du substratum	Francis et al., 1985, Wadge et al., 1995, van Wyk de Vries et al., 2001
	Mt Dore (France)	4	Millions	Ponce/ignimbrite/granite/alluvions	L	cl	subsidence de caldera et fosse volcano-tectonique	Cantagrel, 1990 ; Bernard, 2008
	Cantal (France)	4	200000	cl, granite, sédiments	L	L+ cl	réactivation volcano-tectonique de failles hercyniennes N10-150	Nehlig et al., 2001 ; Leibrandt, 2011 ; Vidal et al., 2000

L'analyse des colonnes lithostratigraphiques montre une récurrence des DAD et des dépôts associés, en relation avec des conditions propices aux déstabilisations majeures.

2/ Typologie des avalanches de débris volcaniques et récurrences des dépôts associés

Différents facteurs à l'origine des déstabilisations sont susceptibles de marquer les DAD (Fig. 6).

a/ avalanches co-éruptives (Siebert et al., 1987)

Une mise en charge pré-éruptive du système volcanique par déplacement de fluides (magmatiques et/ou hydrothermaux) est associée à des déformations profondes et de surface des flancs volcaniques jusqu'à une valeur seuil, déclenchant l'avalanche de débris co-éruptive, immédiatement suivie d'une dépressurisation du système et de l'éruption. Des modifications en vitesse de déplacements, compositions magmatiques et taux de fusion sont associées (Ponomarava et al., 1998 ; Begetet Kienle, 1992, Pinel et al., 2013).

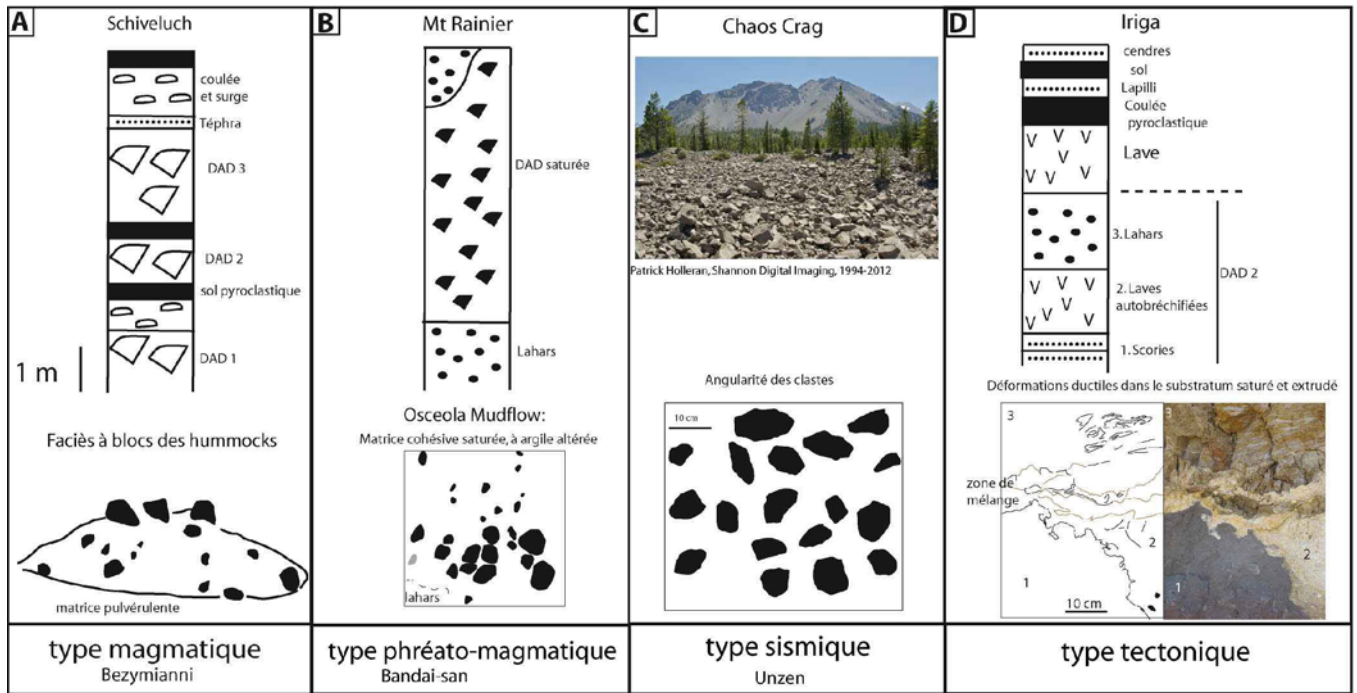


Figure 6 : Exemples de colonnes lithostratigraphiques des dépôts associés et faciès sédimentaires. A : type magmatique ; B : type phréato-magmatique ; C : type sismique ; D : type tectonique.

On distingue les avalanches volcaniques produites lors d'une éruption (Fig. 6) :

- **magmatique** (Bezymianny, Siebert *et al.*, 1987) : ce dépôt non cohésif, riche en éléments juvéniles, est interstratifié aux dépôts du blast, des coulées pyroclastiques ponceuses et lahars (Mt St Helens, Tutupaca, Shiveluch). Des cycles de croissances volcaniques associés à des variations de SiO₂ dans la chambre magmatique contribueraient à ce type de déstabilisation ;
- **phréato-magmatique** (Bandai-san, Japon, 1888, Yamamoto *et al.*, 1999 ; Siebert *et al.*, 1987) : le dépôt cohésif de volume moindre, sans éléments juvéniles, s'interstratifie dans des dépôts cendreux et lapilli. Altérations hydrothermales et transformations rapides en lahars par saturation le caractérisent : Mt Rainier (Vallance *et al.*, 1997).

b/ Avalanches non-éruptives

Elles sont déclenchées par des **facteurs exogènes** : les séismes, la saturation en fluides et la tectonique.

b1 : Les **séismes** (Unzen, Siebert *et al.*, 1987) produisent des brèches chaotiques de blocs angulaires (Fig. 6, Chaos Crag) sans dépôt associé.

b2 : La **saturation par des fluides météoritiques et hydrothermaux** (Mombacho, van Wyk de Vries *et al.*, 1997, 2001 ; Mt Rainier, Reid *et al.*, 2001) concourent à des déstabilisations **directes** par surpressions et saturations (van Wyk de Vries *et al.*, 1997) à l'origine de lahars associés (type phréatomagmatique, Siebert *et al.*, 1987) : Iriga, Cantal. Des déstabilisations **indirectes** sont également produites par **altération hydrothermale en argile** (jusqu'à 20% à Mombacho, van Wyk de Vries *et al.*,

1997 ; Mt Rainier, David *et al.*, 2008, Reid *et al.*, 2001 ; Soufrière, Salaün *et al.*, 2011 ; Meager) : les quatre DAD de la Soufrière (Guadeloupe, Salaün *et al.*, 2011) présentent des smectites produites par des systèmes sulfatés épithermaux de basse température à partir du verre. La forme initiale des clastes est modifiée : clastes altérés (Tutupaca) et/ou enrobés (Tutupaca et Meager).

b3: La tectonique du substratum (jusqu'à 5 km à Socompa, van Wyk de Vries *et al.*, 1997, 2001 ; Clavero *et al.*, 2002) et l'**extrusion basale** (jusqu'à 80 % du volume de l'avalanche, Socompa, Davies *et al.*, 2010) et/ou la liquéfaction (Iriga, Paguican *et al.*, 2012). On distingue :

1. une mise en charge initiale du substratum ;

2. une réponse du substratum à la contrainte par :

- **une réactivations des failles régionales** pré-existantes : chevauchements, décrochements et failles normales de Socompa (Francis *et al.*, 1985, Wadge *et al.*, 1995, van Wyk de Vries *et al.*, 2001) ; décrochement de Legaspi dans le bassin de Bicol (Iriga, Paguican *et al.*, 2012) ; failles varisques, N10-150 du Cantal (Vidal *et al.*, 2000) ;

- des **déformations ductiles** fonction de la lithologie telles qu'une faible cohésion de l'ignimbrite de Socompa à l'origine d'un très faible coefficient de friction dynamique (52 kPa, Kelfoun *et al.*, 2005, 2008) ; du degré d'**altération** (hydrothermale) et de **saturation** (liquéfaction, Iriga) ;

3. un passage irréversible de l'accommodation interne à la rupture, déclenchant la DAD.

Colonnes lithostratigraphiques et faciès associés à chacun de ces types d'avalanches de débris apparaissent caractérisables : coulées pyroclastiques et avalanches non cohésives pour le type magmatique ; saturation, avalanches cohésives (argiles) et transformations en lahars pour le type phréatomagmatique ; chaos angulaires sans dépôt associé pour les DAD co-sismiques ; altérations et enrobages hydrothermaux, extrusion du substratum.

c : Coexistence de facteurs

Ces différents facteurs, bien souvent précurseurs, **coexistent**. Les **séismes** sont présents dans toutes les types de déstabilisations (Mc Guire, 1996). Au sein des complexes volcaniques subsidents (ex: complexe basaltique-andésitique du graben d'Unzen, Chaos Jumble/Crags), le type de déstabilisation des dômes volcaniques dépend de plusieurs facteurs (nature, volume, intensité) :

- l'extrusion cyclique d'un dôme, marqueur d'une transition magmatique, génère des discontinuités (décrochements, Costa *et al.*, 2012, bandes cisailantes, Hall *et al.*, 2008), précurseurs à sa déstabilisation. Ces failles, sites privilégiés des circulations hydrothermales (Rissman *et al.*, 2011), sont réactivées lors d'un séisme volcano-tectonique (Unzen ; deux dômes sur cinq à Chaos Crags) à l'origine des DAD ;

- la pluie seule n'est pas un facteur déclenchant des avalanches de débris : sa transformation en vapeur le long des plans de fracturation du dôme (Matthews *et al.*, 2004 ; Taron *et al.*, 2006) et le phréatomagmatisme associé produisent des lahars et des coulées pyroclastiques (Dôme de Heisei Shinzan, 1991-95, Soufrière, Taron *et al.*, 2006 ; Chaos Jumble : deux coulées pyroclastiques du dôme A, USGS).

Ceci illustre cependant un partitionnement précurseur et différentiel des fluides depuis la base jusqu'au sommet du dôme à l'origine de la concomitance de dépôts associés aux avalanches de débris volcaniques (Tutupaca, Shiveluch, Mt St-Helens).

De telles combinaisons sont susceptibles de générer des cataclases séquencées et des distributions granulométriques différentielles. On doit distinguer :

- les **distributions granulométriques héritées** (reliques), où domine un contrôle évident de pression-température-eau/acide lié aux fluides interstitiels ;
- des **distributions granulométriques acquises** pendant l'avalanche de débris où dominant la cataclase/abrasion, la dilatance (jusqu'à 20 %, Glicken, 1996).

III : Sédimentologie et stades cinématiques

Certains faciès sédimentaires de par leurs caractéristiques sont associables à différents stades cinématiques.

1/ Un héritage volcanique

La stratigraphie des cônes volcaniques montre un **granoclassement** et **des lithologies à granularités héritées**. Par exemple l'alternance coulées pyroclastiques - coulées de lave des stratovolcans, la cinématique d'extrusion d'un cryptodôme (50 % des DAD d'origine magmatique, Mc Guire, 1996) sont à l'origine :

- **d'un granoclassement oscillatoire** verticalement mais aussi à la surface du cône volcanique tel que l'alternance de hyaloclastiques/ ponces d'origine phréatomagmatique et de coulées de laves (Fig. 7 A) ;
- **d'une distribution granulométrique initialement biphasée** : clastes fracturés des coulées de lave ou du cumulo- dôme (Fig. 7B) ; faciès pulvérulent pyroclastique ou constitutif du dôme extrudé.

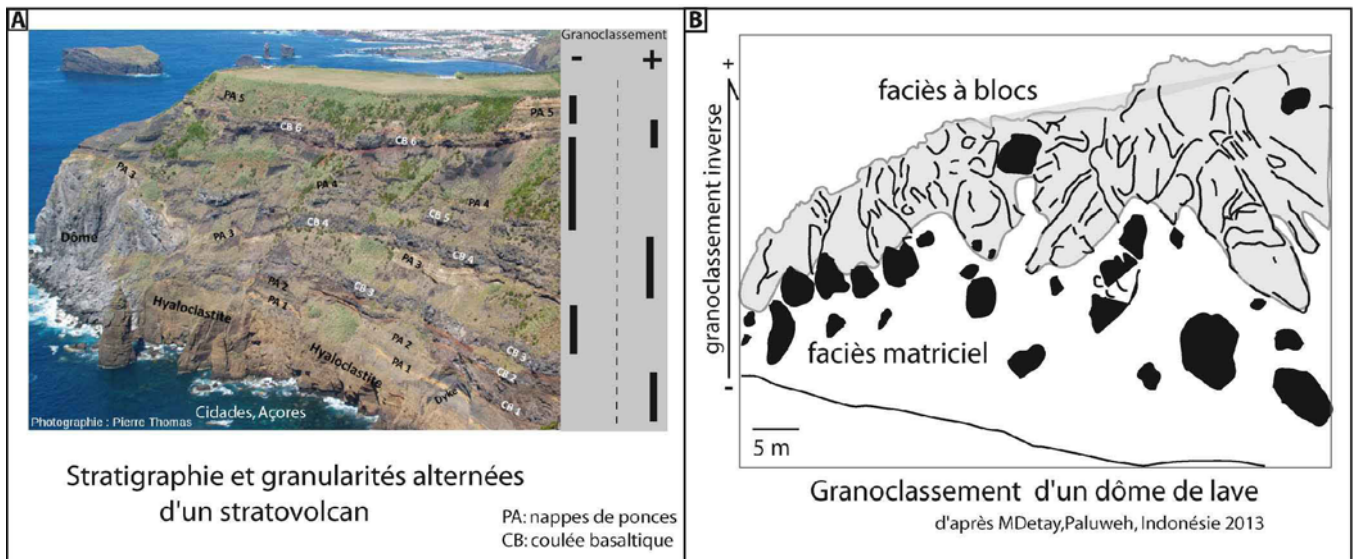


Figure 7 : Des caractéristiques granulaires héritées. A : Cidades, Açores (PThomas) ; B : Dôme de lave (MDetay, 2013).

Un héritage granulométrique supplémentaire est produit par :

- **une fracturation rétrogressive** à l'origine de fractions granulaires cataclasées et abrasées par friction interclastique le long des plans de fracturation ;
- **l'altération hydrothermale** en argile enrobant des clastes altérés.

Ce système biphasé à polymodal présentera lors d'un glissement rétrogressif de grande amplitude (Voight *et al.*, 1983) une mobilité différentielle conditionnant le rapport structure-dépôts des avalanches de débris volcaniques :

- faciès à blocs proximaux (déposés plus rapidement) à l'origine des torrevas, rides transverses, levées latérales ;
- faciès matriciels plus mobiles drapant la surface des dépôts (hummocks), se déposant dans les zones médianes en extension et contribuant à la formation des faciès transformés distaux.

2/ Modalités de dépôt

Transport et dépôt se distinguent, bien que les conditions de mise en place (Fig. 8) dépendent des modalités de transport (Ui *et al.*, 2000). Par exemple :

- lors du transport, la dilution et la lubrification par l'air/eau (Kent, 1966 ; Shreve, 1968 ; Schneider et Fisher, 1998), les fragmentations dynamiques (Davies *et al.*, 1999 ; Davies and McSaveney, 2002) contribuent à une propagation sur des distances exceptionnelles ;
- un transport différencié peut apparaître en rapport avec la typologie des faciès déposés : faciès à blocs et glissements saccadés proximaux et frontaux, des écoulements distaux continus, visqueux et des dépôts

lobés (Sandnes *et al.*, 2011) ;

- le dépôt en masse (*mass freezing*) dépend des variations des caractéristiques du bouchon de Bingham (plug-flow laminaire ; Johnson, 1970 ; Sparks, 1976 ; Voight *et al.*, 1983 ; Mimura *et al.*, 1988) : frictions et collisions intergranulaires (Bagnold, 1954, Cleary *et al.*, 1993 ; Straub 1996, 1997) , structures au sein de l'écoulement granulaire (Glicken, 1986, 1996 ; Hui *et al.*, 1986 ; Davies, 1982), échappement d'eau (effets de la goutte d'eau).

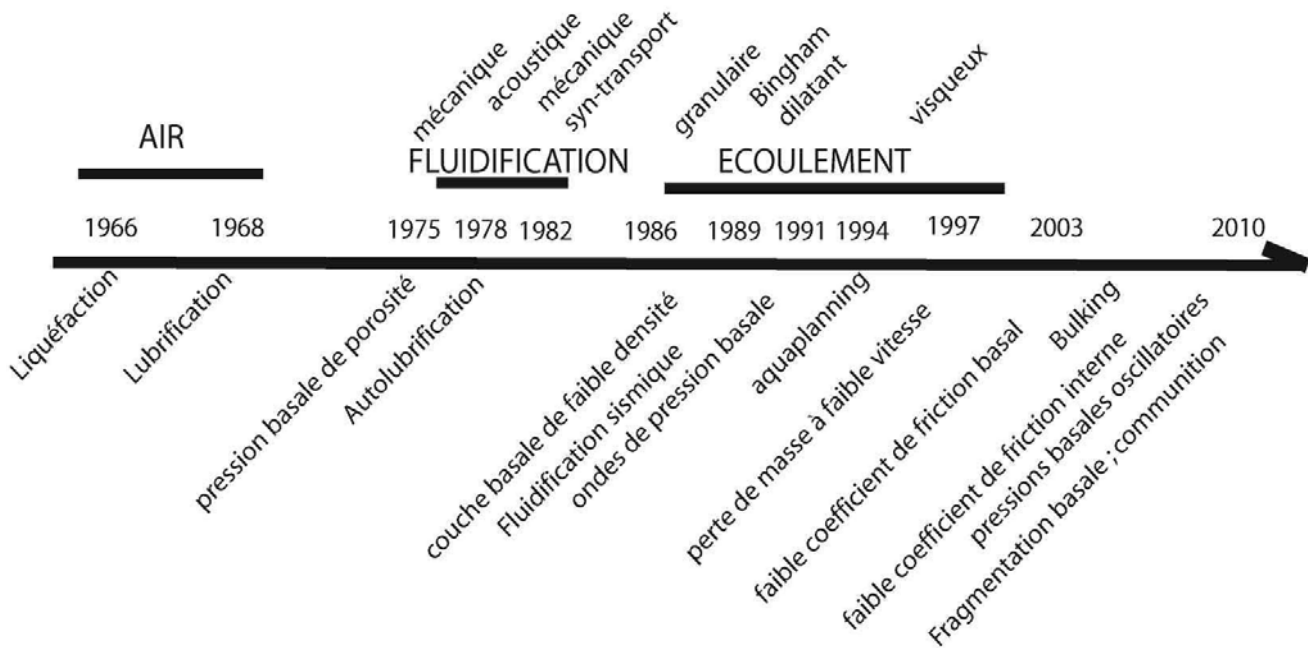


Figure 8 : Différents modèles de mise en place.

De fortes variations de vitesses sont à considérer en fonction des séquences de déformations et de mise en place depuis :

- quelques cm par an lors des fluages (Mc Guire, 2003), précurseurs à la déstabilisation ;
- quelques km.s⁻¹ lors du séisme par fracturation le long du plan de faille (Davies *et al.*, 2005) ;
- 2 km.s⁻¹ (Bieniowski, 1968 ; Davies *et al.*, 2004) lors de la propagation des fracturations dans une roche cohérente, associée à l'expansion du front de propagation, soit 50 % de la propagation des fractures soumises aux ondes de Rayleigh à 10³ m.s⁻¹ ;
- de 100 m.s⁻¹ à 150 m.s⁻¹ (Pierson *et al.*, 1987 ; Davies *et al.*, 2002 ; Mc Guire, 2003 ; Kelfoun *et al.*, 2005, 2008) lors de la rupture à l'origine de l'avalanche associée à des vitesses différentielles :

- entre la partie supérieure collisionnelle (v_s) et la base frictionnelle (v_b) : $v_b < v_s$ (Cabellero *et al.*, 2011) ;

au cours du transport :

- entre les faciès à blocs (v_1) et faciès matriciels (v_2) tel que $v_1 < v_2$ (Glicken *et al.*, 1998) ;
- une vitesse décroissante avec la distance parcourue (Clavero *et al.*, 2004) ;

En zone distale, le bulking conduit à une vitesse saltatoire (Cagnoli *et al.*, 2012, 2009) à irrégulière suivie d'une forte accélération par dilution et désaturation frontale.

La diversité structurelle des avalanches et des faciès associés implique de prendre en considération une diversité des modes de dépôts depuis l'amont, liée à différents paramètres topographiques tel que :

- la courbure du plan de glissement (Shea *et al.*, 2008) : une faible incurvation favorise un transfert distal des contraintes avec des extensions médianes et un charriage frontal (Socompa, Lastarria, Parinacota...);
- la chenalisation et les irrégularités topographiques contraignent les variations rhéologiques localisées et les transformations associées.

a/ Cinématique des grands blocs cohérents : torrevas, hummocks, lobe frontal

La structure de ces blocs met en évidence une cinématique propre en rapport avec leur position :

- glissement rotationnel des torrevas depuis la niche d'arrachement (Socompa, van Wyk de Vries *et al.*, 2001);
- glissement translationnel en cisaillement et extension des hummocks en zones proximales/médianes (Voight *et al.*, 1981.1983 ; Glicken, 1986 ; Paguican *et al.*, 2014);
- charriage des lobes frontaux en zone distale.

Leur orientation transversale marque un arrêt rapide dans un contexte compressif. En cas de non transfert de la contrainte depuis la zone proximale, des rides transverses proximales se forment (Shea *et al.*, 2008). Ces panneaux présentent :

- une forte cohésion interne mise en évidence par un faible taux de désagrégation et une stratigraphie préservée ;
- gouge, bréchification cisailante montrent un fort contact basal frictionnel ;
- fractures, failles et plissements caractérisent des réajustements granulaires au sein des panneaux.

b/ Structures et gradient latéral de dépôts alignés : hummocks, levées latérales, lobes frontaux

L'écoulement granulaire s'auto-organise par ségrégation en structures spécifiques alignées. Les vitesses différentielles au sein d'une ride glissée (longitudinalement : $v_{frontale} > v_{amont}$ (Dufresne *et al.*, 2009) ; vitesse latérale supérieure) produisent cisaillement et extension à l'origine de l'alignement d'hummocks.

Les **levées latérales** (Fig. 9) se développent par **auto-ségrégation** en zone non confinée (Kokelaar *et al.*, 2014). Par exemple, pour les levées de l'avalanche secondaire de Socompa, situées à l'amont des torrevas dans la zone de glissement (d'après les diapositives 25, Kelfoun GDR 2011), un premier stade de ségrégation facilite les écoulements granulaires médians (Kokelaar *et al.*, 2014), soit le transfert aval. La **chenalisation** dans les vallées depuis la zone proximale favorise également la formation de levées conditionnée par :

- la sinuosité et le confinement des vallées, plus fortement développés à Socompa comparé à Llullaillaco;
- les irrégularités topographiques au contact des parois des vallées : l'irrégularité des rives concaves accentue leur développement (Lastarria, Aucanquilcha ; d'après les figures de Shea *et al.*, 2008), tandis que les obstacles topographiques produisent des levées par déflexion (Socompa, Llullaillaco, Shea *et al.*, 2008 ; Kelfoun *et al.*, 2005, 2008).

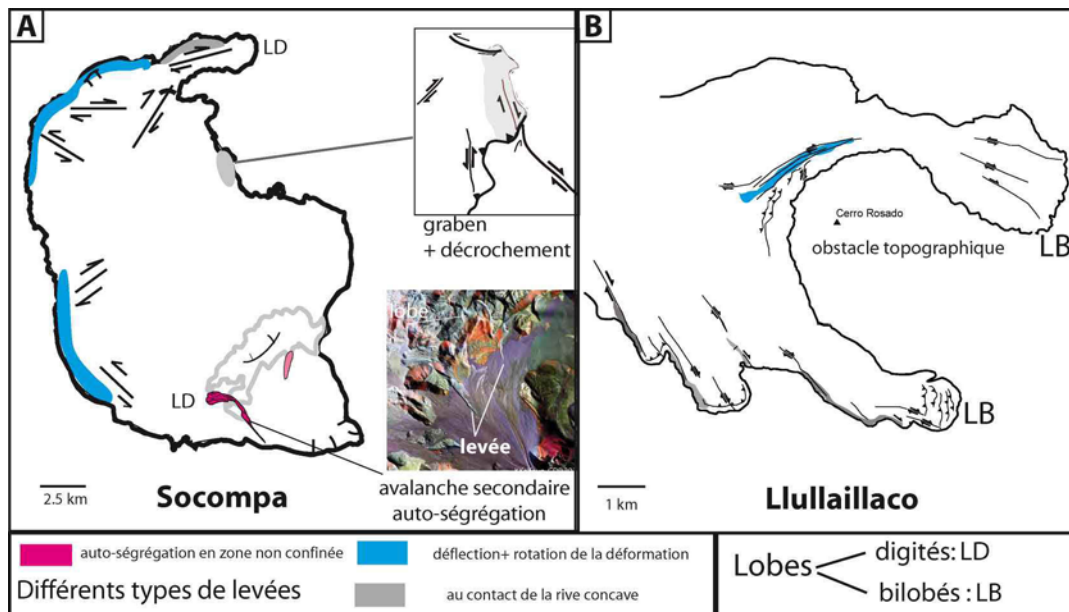


Figure 9 : Différents types de levées latérales (d'après les figures de Shea *et al.*, 2008 ; Kelfoun *et al.*, 2005, 2008, GDR 2011). **A** : Socompa ; **B** : Llullaillaco.

Le tableau ci-dessous distingue différentes générations de levées en rapport avec des contextes cinématiques spécifiques (d'après les figures de Shea *et al.*, 2008 ; Kelfoun *et al.*, 2005, 2008) :

Tableau 4 : différents contextes de génération des levées latérales.

LEVEES		contexte du dépôt	zone médiane	exemples
Type				
sans chenalisation	médiane	Auto-ségrégation	expansion érosive	Au-dessus des torrevas de Socompa
	chenalisation	parallèles aux parois	décrochements parallèles secondaires ou conjugués	charriage
au contact de petits obstacles			décrochements parallèles secondaires ou conjugués	extension
		+ graben	charriage, cisaillement, extension	rive droite de Llullaillaco
déflexion sur un grand obstacle	déflexion sur un grand obstacle	décrochement parallèle	charriage, cisaillement, extension	rive droite de Socompa
		décrochement conjugués, failles normales	cisaillement+ charriage	Llullaillaco
			rotation, plis, grabens	rive gauche de Socompa

Elles marquent :

- un **contexte extensif longitudinal** caractérisant un transfert de contraintes en relation avec une faible

courbure entre la zone de glissement et le transport aval (Lastarria, Aucanquilcha, Chaos Jumble et Crags, Llullaillaco, Socompa, Shea *et al.*, 2008) ;

- une **vitesse différentielle latérale**, entre les marges et la zone médiane, soit un contraste de résistance mécanique à l'origine d'une ségrégation granulaire (Pouliquen *et al.*, 1997) : les levées concentrent par ségrégation les particules grossières au front et au sommet (Tutupaca, Pérou), d'où une forte cohésion.

Des **dépôts lobés frontaux** (digité pour Socompa, bilobé pour Llullaillaco, Fig. 9) sont structurés par une série de cisaillements parallèles à la direction de propagation voir des charriages, marquant des vitesses frontales différentielles dans un contexte d'étalement radiaire par rapport à une extension amont de vitesse moindre. Comme les rides et les hummocks, glissements et/ou mouvements secondaires transversaux à la direction de propagation (impact de l'unité U4 de Perrier) y sont associés.

c/ Dépôt selon un gradient vertical et aggradation progressive

Les modalités de dépôts sont contrôlées par les conditions locales (Legros, 2002, pentes, substratum...). Pour un **gradient homogène de vitesse** ($v_{basale} = v_{supérieure}$, un substratum fluidifié voire ignimbrétique), une décélération rapide se traduit par un dépôt en masse (*mass freezing* d'un *plug*) à partir d'une épaisseur critique (Legros, 2002) : bien que la stratigraphie initiale soit conservée, aucun tri granulométrique propre au transfert de masse apparaît (Chimborazo, Imbabura, Taapaca, Parinacota, Bernard, 2008). Pour un **gradient vertical de vitesse** ($v_{basale} < v_{supérieure}$, exemple d'un substratum granitique), l'écoulement granulaire se structure en un glissement différentiel. Granoclassement inverse (Crandell *et al.*, 1984) et aggradation progressive (Schneider et Fisher, 1998 ; Caballero *et al.*, 2011 ; Takarada *et al.*, 1999 ; Clavero *et al.*, 2002 ; Ui *et al.*, 2000) caractérisent ce régime : supérieur collisionnel dispersif au sein des faciès à blocs/mixtes ; inférieur frictionnel quasi-statique pour les faciès plus fins (Campbell, 1989 ; Legros, 2002).

Les textures et les structures suivantes sont conservées au sein de ce «*plug-flow*» :

- pour la **base frictionnelle**, on observe des figures de rampes, gouge (Cantal, Schneider et Fisher, 1998), des déformations du substratum érodé et charrié («*bulking*», Belousov *et al.*, 1999), des microtextures inférieures tel que des microsillons parallèles, des striations (El Zagan, Caballero *et al.*, 2011) ;

- **pour les textures supérieures collisionnelles** (El Zagan, Caballero *et al.*, 2011) sont associées des fractures, des marques de percussion, une attrition des cristaux associées à des dykes clastiques.

Par conséquent, ces deux cinématiques différentielles limitent les mélanges aux interfaces, tandis que l'aggradation progressive modifie au cours du transport la masse et les rhéologies locales (Iverson *et al.*, 2001 ; Legros *et al.*, 2000 ; Cannon *et al.*, 1988 ; Van Gassen *et al.*, 1989 ; Voight *et al.*, 1994). Dans un complexe granulaire 3D, ces variations verticales et latérales doivent être considérées, d'où l'intérêt de

caractériser l'aspect sédimentaire dans ces trois dimensions.

3/ Granoclassesments

a : Granoclassesment latéral

La distribution horizontale des structures et des faciès associés révèle des fracturations et des bréchifications croissantes (Glicken, 1996 ; Belousov *et al.*, 1999 ; Voight *et al.*, 2002) : depuis l'amont, la taille des structures (torreva, ride, hummocks) et clastes associés diminue (Ui, 1983 ; Ui *et al.*, 1986 ; Siebert, 1984 ; Glicken, 1996 ; Nehlig *et al.*, 2001), le % de matrice augmente jusqu'à la transformation. En zone distale, les clastes peuvent converger vers une taille moyenne (Glicken, 1996). Latéralement, un zonage granulométrique apparaît également (Palmer *et al.*, 1991).

Les dépôts abandonnés en masse font exception par l'accumulation de matériaux grossiers sous forte contrainte cisailante tel que l'avalanche de Chimborazo (Bernard *et al.*, 2008) mais aussi les levées latérales le long des parois des vallées et les bourrelets frontaux charriés.

A une échelle plus localisée (Fig. 10), des variations granulométriques s'observent :

- les hummocks, de type faciès à blocs à granularité grossière, sont entourés de dépressions à faciès matriciels plus fins ;
- en zone distale, l'association alternée horst-faciès à blocs et grabens-faciès matriciel (Pampa Blanca) implique une structuration sous contrôle granulométrique et donc rhéologique jusqu'aux transformations en lahars.

b : Granoclassesment vertical : une contradiction apparente

Typiquement une stratigraphie à granoclassesment inverse (Francis, 1993 ; Yarnold et Lombard, 1989) apparaît : une matrice fine est surmontée par un faciès à blocs ou un faciès mixte (Crandell *et al.*, 1984 ; Socompa, Wadge *et al.*, 1995 ; van Wyk de Vries *et al.*, 2001 ; Davies *et al.*, 2010), conditions propices à de faibles taux de friction basale et à des distances de propagation exceptionnelle.

Le granoclassesment de l'unité 4 de Perrier (Fig. 10A) est globalement inverse, marqueur d'une forte contrainte cisailante : un faciès matriciel est surmonté d'une coulée de lave fracturée et d'un faciès matriciel supérieur remanié. Si on considère localement les faciès cisailés aux interfaces (faciès basal et pseudotachylite, faciès à cataclase cisailante *bulkant* du substratum tel que les argiles rouges), des granoclassesments inverses/normaux alternent verticalement, impliquant une oscillation des contraintes et des vitesses différentielles aux interfaces.

Ces **contradictions apparentes** dépendent de l'échelle considérée mais aussi :

- de la nature et de la densité des faciès (à blocs/matriciels), générant des vitesses localisées différentielles jusqu'au dépôt en masse ;
- de la prise en compte ou non des faciès intermédiaires (basal, cisailant, transformés, érosion basale du substratum) modifiant localement les granoclassesments : le faciès basal fortement cisailé concentre les fines (Davies, 1982 ; Campbell, 1989) ; les particules grossières se concentrent en zone frontale distale par érosion et *bulking* ;
- d'une stratigraphie incomplète : érosion, transformation en coulées de boue, glissements secondaires.

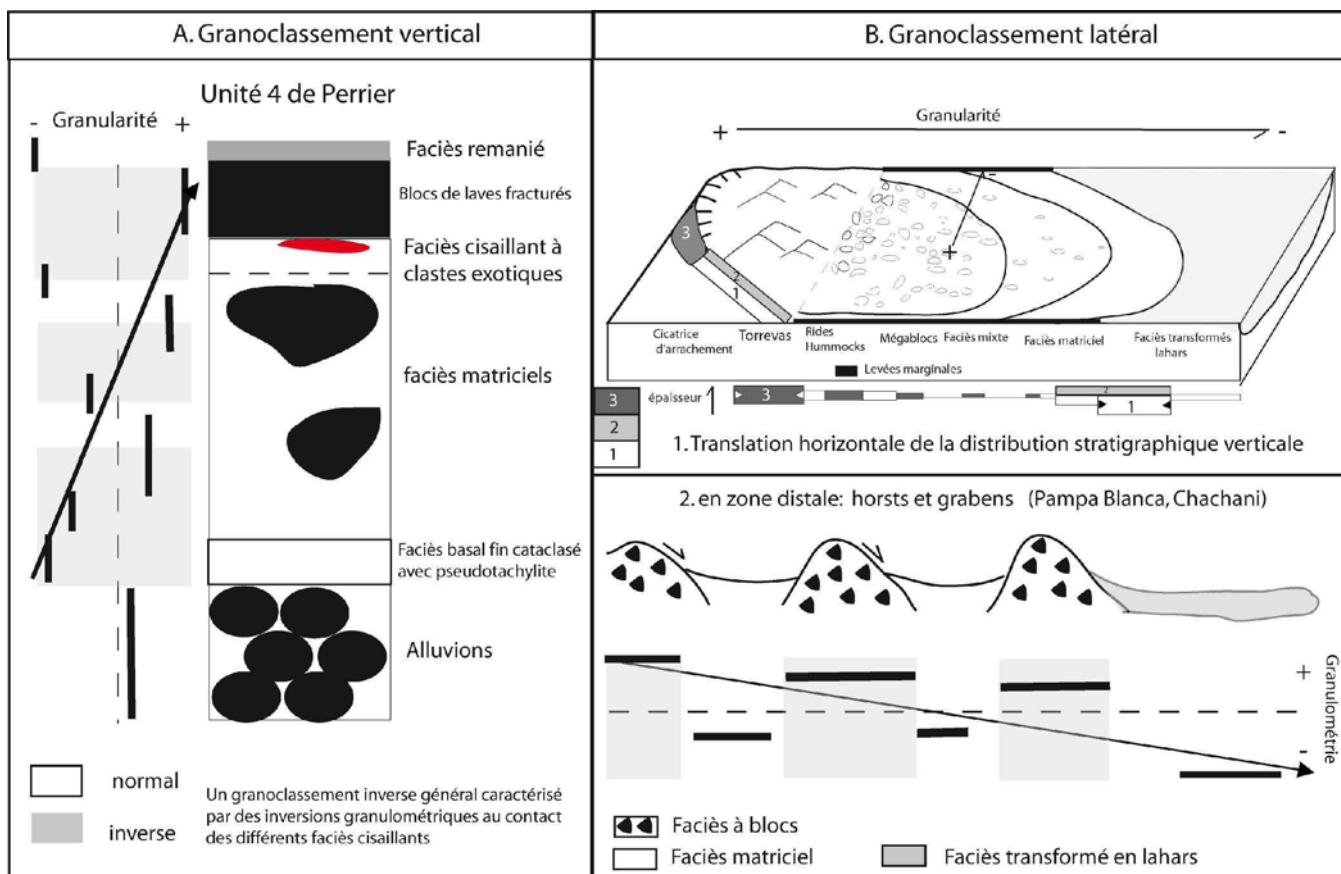


Figure 10 : Un granoclassesment caractérisable à différentes échelles. A : granoclassesment vertical de Perrier ; B : Granoclassesment latéral : 1. Translation horizontale de la stratigraphie verticale ; 2. horsts et grabens en zone distale.

c : Interprétation

L'évolution granulométrique des faciès est en rapport avec différents stades cinématiques depuis l'amont : le passage d'un faciès à l'autre selon un gradient de **vitesses décroissantes** latéralement, horizontalement et verticalement ; des **vitesses irrégulières** («*stick -slip*») à l'origine de dépôts en «*stop and go*» entre et au sein des faciès : en zone médiane, des hummocks se forment tandis que se déposent par translation avale des faciès matriciels (Fig. 10) jusqu'aux charriages frontaux oscillatoires des panneaux distaux (Perrier).

4/ Distributions granulométriques

L'étude granulométrique des différentes fractions prélevées permet d'identifier précisément la DAD par rapport aux autres dépôts et de caractériser les fractions en fonction des structures et distances parcourues.

a: Identifier la DAD parmi les autres dépôts

Différents graphiques (Fig. 11) permettent une identification granulométriques des DAD. Les diagrammes triangulaires suivants sont utilisés : graviers / sables / silt + argile (Glicken, 1998 ; Shiveluch, Belousov *et al.*, 1999) ; blocs/graviers/matrice (Shea *et al.*, 2008), sable/argile/silt (Fisher *et al.*, 1984).

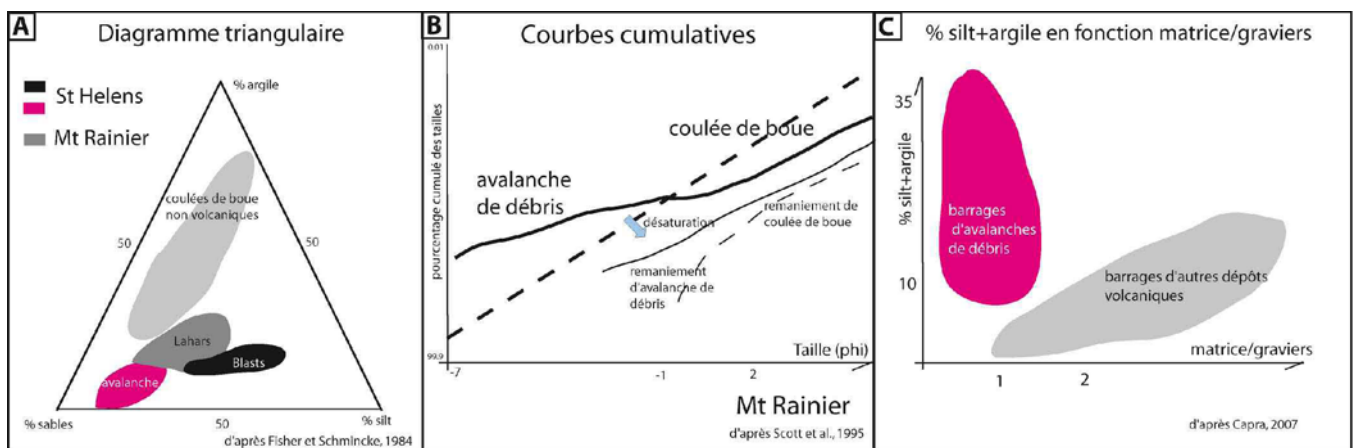


Figure 11: Identifier les dépôts d'avalanches de débris parmi les autres dépôts granulaires. **A :** diagramme triangulaire ; **B :** courbes cumulatives ; **C :** % silts et argiles vs matrice/graviers.

Les dépôts sont ainsi différenciés (Mt St-Helens, Fisher *et al.*, 1984) : les **avalanches de débris**, dépôts les plus grossiers ; les **lahars** d'origine volcanique moins riches en argiles que les coulées de boue non volcaniques ; les **blasts**, plus riches en cendres fines, silts.

Les **courbes cumulatives comparées** séparent les DAD et ses produits de remaniements : la désaturation des DAD (Mt Rainier, Scott *et al.*, 1995 ; Mt Shasta, Crandell *et al.*, 1984 ; Mt St-Helens, Glicken, 1986) telle que celle du Mt Rainier produit un dépôt aux pentes similaires à la partie fine de la courbe cumulative de la DAD initiale, soit des dépôts enrichis en sable (75%) et fines.

Le diamètre moyen, le % silt + argile en fonction du rapport matrice/graviers permettent d'identifier les caractéristiques propres aux barrages des DAD (Capra, 2007) : un grain moyen $Md < -1\Phi$; une matrice $< 50\%$; une variation des fines (10 % pour le Mt St-Helens à 35 % pour le Nevado del Huila).

b : Caractéristiques des différents faciès

Les **histogrammes** (Fig. 12) montrent une distribution :

- **bimodale** avec un minimum entre 2-4 mm en zone proximale et médiane (Glicken, 1998 ; Belousov *et*

al., 1999 ; Caballero *et al.*, 2011 ; Vallance *et al.*, 1997) : les faciès à blocs plus grossiers ont moins de 30% de matrice sablo-graveleuse à gravelo-sableuse ; les faciès mixtes à matrice sablo-silteuse, similaires aux coulées de boue (Crandell, 1989 ; Siebert *et al.*, 1984 ; Leyrit, 2000) ;

- **polymodale** en zone distale.

Ainsi les distributions granulométriques évoluent en fonction des **distributions initiales héritées** et des **distances parcourues** : une diminution du grain moyen et médian, des fractions grossières ; une évolution différentielle en fonction de la position stratigraphique des faciès : dépôt des fractions grossières et enrichissement en fines des faciès supérieurs ; enrichissement en fraction grossière (*bulking*) des faciès de base.

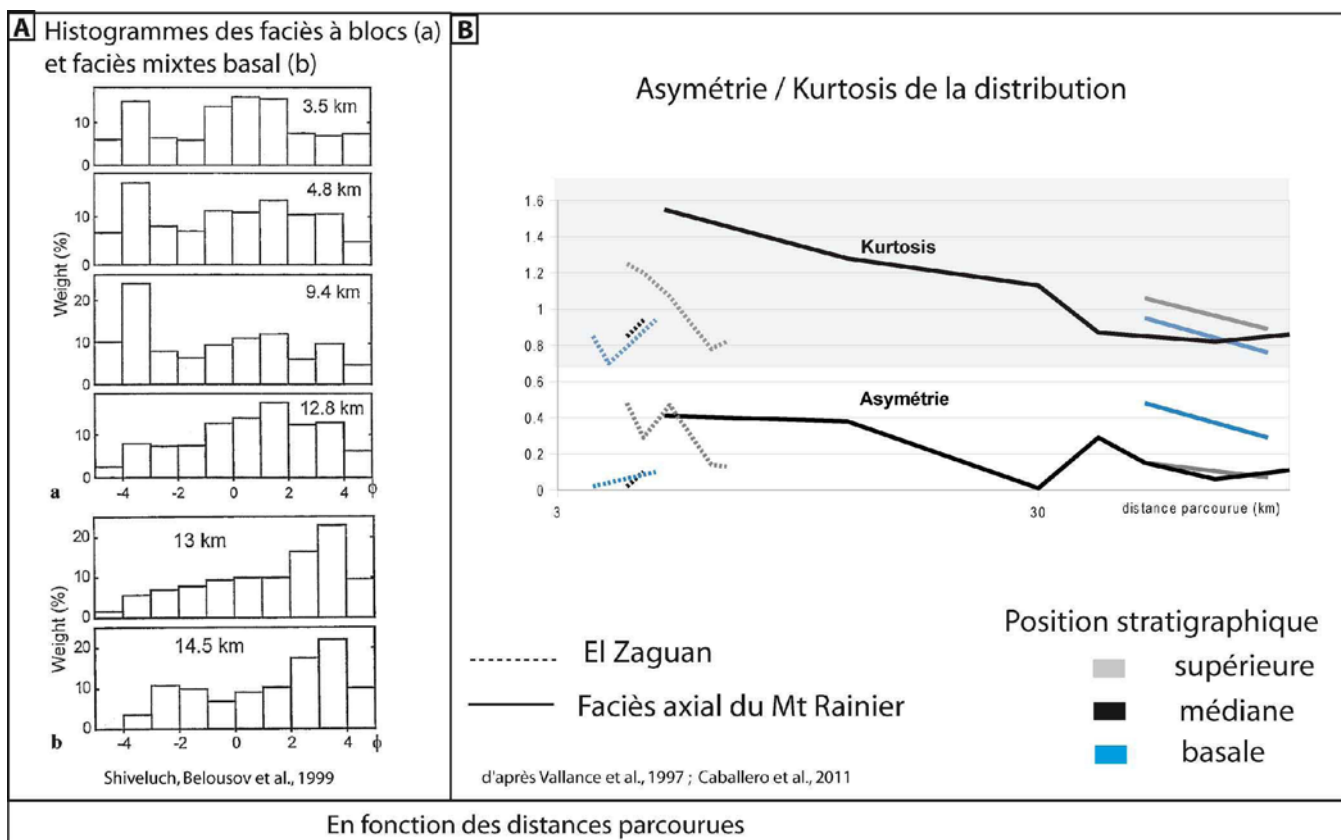


Figure 12 : Caractéristiques des faciès en fonction des distances parcourues. A : histogrammes des faciès à blocs (a) et faciès mixtes (b) ; B : Asymétrie/kurtosis en fonction de la distance parcourue.

Les **indices granulométriques** (classement, asymétrie, kurtosis, Fig. 12) sont calculés pour chaque faciès. Leurs valeurs sont comparées en fonction de leur position stratigraphique et des distances parcourues (faciès de base/médian/supérieur/ hummocks/levées latérales (Vallance *et al.*, 1997 ; Glicken, 1998 ; Caballero *et al.*, 2011). Quelque soit la distance parcourue, les dépôts sont mal classés : *sorting* σ du Mt St Helens entre 2.6-4 (Glicken, 1998) ; Shiveluch, $\sigma = 2.1-3$ (Belousov *et al.*, 1999). L'asymétrie et le kurtosis diminuent depuis l'amont pour les avalanches saturées (El Zagan, Caballero *et al.*, 2011) , Mt Rainier (Vallance *et al.*, 1997). Les faciès de base et médians de l'avalanche d'El Zagan font exception du fait d'une liquéfaction partielle.

Synthèse : une cinématique séquencée conditionne structures et faciès sédimentaires

La série continue (verticale et horizontale) des faciès sédimentaires et structures associées mettent en évidence une séquence temporelle de déformations (Mehl *et al.*, 1999), acquise et liée à des modifications des modes de transport (Palmer *et al.*, 1991) :

- pendant la **croissance** volcanique : stratification des stratocônes, fracturation et altération du dôme de lave ;
- lors de la **déstabilisation** du cône : fracturation cataclasique, altération hydrothermale, striations du plan de détachement ;
- au cours des **différentes étapes de transport** et de **dépôt** de l'avalanche : la bréchification (*jigsaw-structure*) marque le passage du glissement proximal à l'écoulement granulaire (Mehl *et al.*, 1999) ; le transport et le dépôt en masse sur de faibles pentes : friction cataclasique aux interfaces des blocs glissés (base, plans de fracturations), *bulking*...
- lors de son **évolution post-dépôt** : érosion, désaturation et crues éclairs à l'origine de la disparition des particules fines et des lahars distaux progradants, susceptibles de déstabilisations futures.

La tableau suivant présente l'acquisition séquencée des faciès sédimentaires en fonction des différentes étapes cinématiques de l'avalanche de débris volcanique.

Tableau 5 : Acquisition séquencée des faciès sédimentaires et structures associées (d'après Mehl *et al.*, 1999).

Faciès	déformations	précurseurs	initiation	transport : flot granulaire				dépôt	Post-dépôts
			glissement	proximal	median	distal	frontal		
blocs	détachements								
	failles bréchification abrasion rotation								
matriciels	cataclase								
	altération hydrothermale abrasion								
mixte	mélange								
basal	détachement								
	abrasion cisaillement érosion du substratum striation rampe								
distaux	lithification								
supérieur extensif	dyke clastique bréchification								
glissements 2d lahars	joints subverticaux fractures horizontales érosion								

Ces différentes étapes redistribuent les distributions granulométriques initiales.

Chapitre II : Méthodes sédimentologiques et apports :

Comment caractériser un milieu granulaire hétérogène, les avalanches de débris volcaniques ?

Plan

I/ Rappels historiques.....

II/ à large échelle:.....

1/ Cartographie des faciès sédimentaires et cinématique

2/ Caractériser les affleurements

a/ Sur le terrain b/ Analyse d'images

III/ Caractériser les clastes.....

1/ Sur le terrain, une description détaillée semi-quantitative

a/ Torrevas et faciès à blocs b/ Les mégablocs et les clastes

2/ Mesurer a/ Lithologie b/ Morphométries

3/ Apports

IV/ Caractériser les matrices non consolidées.....

1/ Granulométrie

a/ Tamisage à sec et diffraction laser

b/ Apports et limites des indices granulométriques comparés

c/ Diffraction aux rayons X et identification des argiles

2/ Comptage minéralogique et analyse de formes

V/ Fabriques et textures 2D et 3D des matrices consolidées.....

1/ Quantification des microtextures et fabriques 2D: lames minces et analyses d'images

2/ Les microfabriques 3D

a/ Apport de la microscopie X pour la microcaractérisation

b/ Visualisation 3D et semi-quantification

c/ AMS et fabriques magnétiques localisées

Synthèse des méthodes appliquées

Résumé: Différentes méthodes ont été employées pour caractériser les DAD à différentes échelles : cartographie structurale des faciès, observations de terrain... La lithostratigraphie des faciès polyolithologiques et les caractéristiques structurelles des affleurements mettent souvent en évidence l'absence de corrélations entre des dépôts discontinus. Une quantification texturale par analyse d'images tente de montrer les variations granulaires des DAD en fonction des structures localisées : descriptions, classifications, morphométries, statistiques sont les outils utilisés pour les faciès à blocs et les matrices consolidées. Tamisages, granulométrie par diffraction laser, analyses d'images des clastes, comptages minéralogiques, statistiques tentent d'établir les variations granulaires des matrices non consolidées. Lames minces, MEB, analyses d'images, AMS (Anisotropie de Susceptibilité Magnétique) , microtomographies tentent de caractériser les fabriques 2D et 3D des matrices consolidées.

I/ Rappels historiques

Différentes échelles (tab. 1) ont contribué à caractériser la sédimentologie des avalanches de débris volcaniques :

- à l'échelle régionale : structures et surfaces à l'aide d'images satellitales et de photographies aériennes ;
- sur quelques kilomètres, études directes des affleurements ;
- au microscope, caractérisation granulaire des clastes et de la matrice.

Celles du grain et de la matrice se limitent aux volcans suivants : Shiveluch, Cantal, Nevado de Toluca, Parinacota...(tab. 1). En effet, la polyolithologie et les hétérométries associées ainsi que l'induration diagénétique limitent les méthodes classiques dans leurs usages. D'autres approches sont envisageables : la caractérisation à grande échelle contraint les choix méthodologiques à différentes échelles, tout en limitant les corrélations.

Des méthodes peu usitées pour les avalanches de débris volcaniques (**SFT, *Sequential Fragmentation Transport, Synchrotron, lames minces 3D***) permettront de souligner l'intérêt de corrélérer les données à différentes échelles, notamment celles du grain et de la matrice, pour appréhender *in situ* les mécanismes rhéologiques à l'origine des cinématiques particulières des avalanches de débris mais aussi de remonter jusqu'aux précurseurs reliques à la fois tectoniques et volcaniques à l'origine de ces avalanches de débris.

Tableau 1 : Sédimentologie des avalanches de débris.

	TECHNIQUES	RESULTATS	VOLCANS	Bibliographie
à l'échelle régionale, de l'affleurement	morphologie, structures et géométrie : quantification et typologie des hummocks.	Différentes morphologies depuis la zone proximale jusqu'à la zone distale. Distribution, orientation, zonage; proximale = cataracte + hummocks + désintégration incomplète ; médiane de transport = levées latérales, sillons, hummocks ; frontale : extension (grabbens, dépressions inter-hummocks) ou charriage lors de la décélération ; distance de transformation	St Helens ; Philippines ; Shiveluch	Glicken 1986, 1991, 1996 ; Pagulcan et al., 2012 ; Belousov et al., 1999
	Textures : cartographie aérienne des structures et orientations associées aux variations lithologiques. orientations, taille, nature et formes des blocs		Shiveluch, Chimborazo, Socompa, Mombacho, Tashirodake, Ontake	Shea et van Wyck de Vries, 2008 ; Belousov et al., 1999 ; Bernard, 2008 ; Takarada et al., 1999
Interne	Lithofaciès : caractéristiques, distribution, orientation, délatation, rapport matrice-bloc, altération ; corrélation des colonnes stratigraphiques avec les structures (linéations, ramp structures, plis, failles).	Hétéroclitologie sauf Cantal, Réunion ; Ages, stratigraphie et paléostratification. Variations texturales des faciès et structures : axial, channelisé dans les vallées, basal, mixte, à blocs, matriciel, frontal (bulldozer) ; jigsaw structures, éfilaments ; Croissance/déstabilisation cyclique des volcans. Rhéologie- effets topographiques (chenalisation, ride)- modèles cinématiques ; plug-flow ; accretion incrémentelle, aggradation, mixing, fluidisation et rôle de l'eau, de l'air... sédimentation non uniforme , discontinue soumise aux conditions locales (paléotopographie, substratum) ; impact et tachylite, gouge, érosion, bulking, splash structures, ondulations ; dykes classiques. Corrélations avec la cinématique basale oscillatoire et cisailante	Taranaki ; Mt Egmond ; Mombacho ; Cantal, Mt Dore ; Shiveluch ; Mt Rainier ; Réunion ; Tashirodake, Ontake	Procter et al., 2009 ; Zernack et al., 2009 ; Shea et al., 2008 ; Schneider et Fisher, 1998 ; Bernard, 2008 ; Belousov et al., 1999 ; Uj et al., 1996 ; Vallance et al., 1997 ; Bachelery et al., 1996 ; Takarada et al., 1999
	Contact basal : structures associées aux variations du substratum ; plis, failles, linéations, orientations préférentielles, érosion ; lentilles cataclasées et sédimentaires, injections		Cantal ; Mt Dore ; Tashirodake, Ontake ; Perou	Schneider et Fisher 1998 ; Bernard, 2008 ; Takarada et al., 1999 ; Legros et al., 2000
non indurés	Textures, fabriques internes : variations latérales et verticales de la taille, forme et orientation du plus grand axe des blocs , du % de matrice et du rapport claste-matrice, du granoclassement en rapport avec la densité, de l'imbibition des clastes, fracturation, méthode d'Eigenvalves	Direction des paléotransports : orientation parallèle ou transverse des clastes ; distribution chaotique/ordonnée lors des chenalisations ; diminution de la taille et organisation croissante des fabriques avec la distance parcourue ; incorporation ; cataclase/abrasion ; jigsaw-structures ; évolution de la forme des clastes depuis la rupture jusqu'au dépôt ; brecciation et production de matrice, abrasion, dilution	St Helens ; Mt Dore ; Tashirodake, Ontake	Glicken, 1986, 1991 ; Uj et al., 1996 ; Schneider et Fisher, 1998 ; Bernard, 2008 ; Vallance et al., 1997 ; Takarada et al., 1999
	Comptage à la loupe binoculaire :	minéralogie nature et % de chaque fraction		Glicken, 1996 ; Belousov et al., 1999 ; Voight et al., 2002 ; Siebert et al., 2004
Indurés	cône de sable, tamisage à sec, sédimentométrie ou granulomètre laser ou photosédimentographe , SFT	granulométrie distribution-granoclasement des différents faciès ; bimodale à polymodale, mal classé, sable graveleux ; typologie des textures, caractérisations des différents stades de ségrégations ; rôle des argiles et de l'altération hydrothermale dans les transformations (dilution/bulking), origine volcanique	Mt St Helens ; Mt Dore ; Chimborazo ; Meager ; Misti ; Pichu-Pichu ; Tutupaca ; Nevado de Toluca ; Mt Rainier ; Illimani	Glicken, 1996 ; Belousov et al., 1999 ; Voight et al., 2002 ; Siebert et al., 2004 ; Caballero et al., 2011 ; Vallance et al., 1997 ; Waythomas, 2000
	densité	% des différentes lithologies et rapport clastes-matrice ; géométrie des microfractures ; gouges et fracturations des cristaux	Cantal, Mt Dore	Schneider et Fisher 1998 ; Bernard, 2008
A l'échelle du grain	Lames minces : microstructures dans les 3 directions de l'espace, comptage minéralogiques	rapport matrice-clastes ; s structures basales et internes	St Helens, Mt Dore	Glicken, 1996 ; Bernard et al., 2008
	Granulométrie : fenêtre de 1 m ² , lames minces	formes et textures	Taranaki, Parinacota, St Helens	Glicken, 1996 ; Uj et al., 1996 ; Clavero et al., 2002 ; Hu, et al., 2006
MATRICE	10 plus grands clastes par fenêtre de 1 m ²	Forme des grains : rapport fragmentation/abrasion ; typologie des contacts	Mt Dore, Cantal	Schneider et Fisher, 1998 ; Caballero et al., 2011 ; Belousov et al., 1999 ; Komorovsk et al., 1991 ; Clavero et al., 2002, 2004 ; Shea et al., 2008
	loupe binoculaire, microscope	Désintégration (splitting) passive lors du collapse et fragmentation active syn-transport puis collisionnel en zone frontale ; texture basale et régime frictionnel ; texture supérieure et régime collisionnel	Nevado de Toluca, Shiveluch ; St Helens ; Parinacota ; Mombacho ; Oltaguas ; Cantal	
MATRICE	microtextures et MEB : typologie des microfractures : hackly structures ; fractures conchoïdales, ouvertes, clivages ; marques de percussion ...	Fracturation et origine ; stades de transformations	Cantal ; Mt Dore ; Pichu-Pichu ; Nlle Zélande	Palmer et al., 1991 ; Schneider et Fisher 1998 ; Bernard, 2008 ; Bernard, K. et al., 2010
	3D Synchronon	Microfracturations et cinématique différenciée sans rotation	Mt Dore, Cantal, Perrier, Pichu-Pichu	Schneider et Fisher, 1998
MATRICE	% à l'affleurement et sur lames minces	15-30 % de smectite hydrothermale : porosité fermée, angle de friction (5-12°) et contraintes de cisaillement réduites ; gonflement-retrait et subsidence pré-avalanche (10-100 ans) ; modifications rhéologiques : viscosité, forces répulsives..	Castla, Meager	Opfergelt et al., 2006
	granulométrie et identification par spectrométrie, diffraction aux rayons X (XRD)	Structure interne de l'enrobage matriciel des clastes au cours des transformations et modifications des cinématiques induites	Meager	
MATRICE	MEB : rapport matrice-clastes au cours de différents stades de transformations	direction et sens de transport, une organisation croissante de la matrice avec la distance parcourue, fabrique des matrices basales cisailées ou injectées dans les dikes, relations géométriques clastes-matrice	Cantal, Nirrasaki, Mt Dore	Schneider et Fisher 1998 ; Mimura et al., 1982
	AMS et fabrique magnétique de la matrice : mesure de la susceptibilité d'anisotropie magnétique (K1.K2.K3)+ statistiques de Jelinek	réajustement par effet d'arche autour d'un claste	Perrier	
MATRICE	3D Synchronon			

II/ Caractériser à large échelle

L'étude générale des DAD comprend plusieurs étapes : cartographie et études des affleurements.

1/ Cartographie des faciès sédimentaires et cinématique

Cartographier la surface des DAD, à partir d'images satellitales et/ou de photographies aériennes, est classiquement utilisé (Meager, Guthrie *et al.*, 2012 ; Socompa, Francis *et al.*, 1988 ; Pichu-Pichu...), pour distinguer les caractéristiques des dépôts en rapport avec leurs structures : zones proximales grossières à zones distales enrichie en matrice. Différents supports complémentaires sont utilisés : cartes géologiques, observations de terrain.

Cette démarche d'investigation peut apparaître plus limitée dans le cadre de dépôts discontinus érodés, tel que les DAD des Mt Dore (-1 à -2Ma, Cantagrel *et al.*, 1990). Mais associées aux MNT et à une cartographie de l'encaissant, des cinématiques localisées apparaissent (Chap. III). Ces données deviennent alors corrélables aux paramètres sédimentologiques (% de matrice, densité, substratum, paléopentes, densité et limites d'Atterberg, Chap. III).

2/ Caractériser les affleurements

a/ Sur le terrain, l'accès direct a grandement facilité les observations, les mesures ainsi que l'échantillonnage. Après un tour d'horizon de quelques jours des dépôts, les sites d'intérêt ont été sélectionnés afin de répertorier les éléments suivants :

- localisation, hauteur, orientation ;
- stratigraphie, lithologie et structures associées : identification et caractéristiques visuelles des différentes couches et granoclasses associés ; discontinuités, injections..., réalisation de colonnes lithostratigraphiques et schémas des affleurements ;
- nature, orientation et caractéristiques des principaux clastes (voir III) ;
- échantillonnages adaptés pour analyses ultérieures au laboratoire.

b/ Analyse d'images. Les photographies des affleurements sont ensuite numérisées et dessinées à l'aide du logiciel *Adobe Illustrator* pour constituer un archivage numérique. En effet les structures et les surfaces des affleurements granulaires non consolidés sont très facilement remaniées par :

- l'érosion et les déstabilisations secondaires : Perrier, le Cheix (Mt Dore) ;
- les productions volcaniques : Mt St-Helens 1983-2005 (USGS) ;
- les ruptures de barrages des avalanches de débris (Capra, 2006).

Les faciès sédimentaires associés à l'orientation préférentielle de formes des clastes ont été caractérisés par analyse d'images quantitatives à l'aide du logiciel **SPO 2003** (Orientation Préférentielle de Forme, Launeau *et al.*, 2003) afin de distinguer selon une palette de couleur et directement sur le schéma de l'affleurement (Fig. 1) : des **roses de direction**, histogrammes en coordonnées polaires, du plus grand axe des clastes ; **la rugosité**, rapport entre l'aire de l'ellipse du moment d'inertie et l'aire de la forme moyenne (ou aire moyenne des clastes) ; la distribution du rapport de formes.

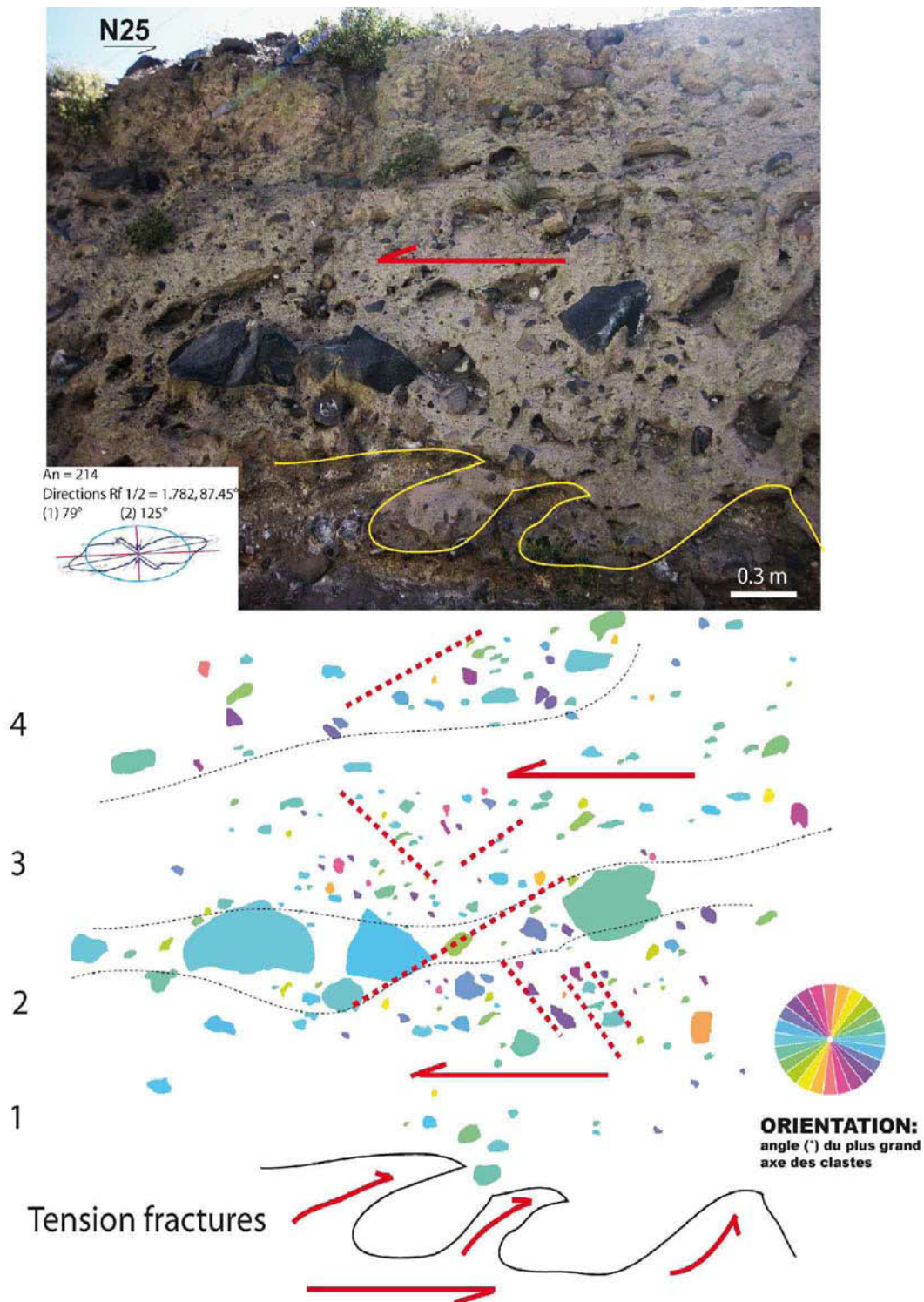


Figure 1 : Transformation par bulking dans le Rio Chili (Misti, Pérou), Bernard, K., et al., 2012.

Ce logiciel a également été utilisé de manière plus classique pour caractériser les lames minces et en complémentarité des résultats d'AMS.

Exemples : dépôts des avalanches de débris du Mont Dore (Cheix, Perrier) ; de Meager (Canada) ; du Misti et du Pichu-Pichu (Pérou).

III/ Caractériser les clastes

Leur localisation dans l'avalanche est souvent en rapport avec des structures particulières (rides, hummocks, exemple Alto-Jesus, Pérou) mais peut également s'insérer dans des faciès matriciels (Cheix, avalanches de débris du Mont Dore), accentuant l'hétérométrie initiale du dépôt. En fonction des tailles, on distingue dans les faciès d'avalanches de débris (Crandell *et al.*, 1984 ; Glicken, 1991 ; Nehlig *et al.*, 2001) :

- en zone proximale : **des torrevas**, blocs glissés de plusieurs kilomètres ayant préservé leur stratigraphie initiale ; **des faciès à blocs** (plusieurs mètres) plus ou moins fracturés ; **des mégablocs (> 1 m)** ;
- en zone distale, dans les faciès matriciels, les **clastes**, plus faiblement fracturés ou complètement démantelés sous la forme de *jigsaw-structures*.

Leur caractérisation implique des démarches adaptées à leur taille.

1. Sur le terrain, une description détaillée semi-quantitative

a/ Torrevas et faciès à blocs

Taille et forme générale s'observent facilement en images aériennes (Socompa), tandis qu'une démarche stratigraphique s'impose sur le terrain : lithologie, stratigraphie, granoclassement permettent de distinguer les différentes unités jusqu'à l'établissement d'une colonne lithostratigraphique. Une étude à différentes échelles des déformations (plis, fracturations, tailles, géométries, inclinaisons, plongements, espace entre les blocs) met en évidence des cinématiques locales propres aux mouvements gravitaires proximaux, premier stade cataclasique de l'avalanche de débris. L'analyse semi-quantitative d'images (**SPO, orientation préférentielle des formes**, Launeau *et al.*, 2003 et Image J) précise les éléments ainsi définis tels que:

- corrélation stratigraphie-structures montrant des réajustements typiques des milieux granulaires au sein de structures ordonnées ;
- la bréchification et son rapport avec l'analyse granulométrique des matrices interstitielles cataclisées et abradées (Alto-Jesus, Pérou).

b/ Les mégablocs (> m) et les clastes

Caractériser les mégablocs de Socompa, d'Iriga, des Monts Dore implique dans un premier temps de les observer ensemble puis de manière individualisée. La description analytique est réalisée progressivement jusqu'à l'échelle centimétrique :

1. Vers une vue d'ensemble : insérer l'élément observé dans une cinématique d'ensemble de l'avalanche de débris.

2. Les groupements de mégablocs se caractérisent cartographiquement à partir de vues aériennes associées à des observations de terrain, où les rapports des blocs les uns par rapport aux autres et structures associées sont évalués.

3. L'environnement des clastes (< m) est également caractérisé sur quelques mètres. En effet, textures et structures observées sont souvent insérées dans un «tissu» cinématique structuré, générant des conditions propices à leur développement. De plus, les matrices en contact sont la mémoire du rapport cataclase/abrasion ayant généré cette forme. Cataclase du claste et enrichissement proximal de la sphère matricielle cataclasée (Pichu-Pichu, Pérou ; le Cheix, Mt Dore) sont alors caractérisables.

4. Les textures propres à chacun des mégablocs et/ou des clastes sont répertoriées en distinguant l'aval, de l'amont, mais aussi leur position par rapport aux autres blocs. Les caractéristiques suivantes sont mesurées (tab. 2) : les surfaces, les bordures, les fracturations, le degré d'abrasion et d'altération, les caractéristiques de la matrice. Les variations texturales depuis l'amont peuvent être présentées de manière statistique : taille du plus grand bloc, nombre et taille des stries, angularité...

Tableau 2 : Paramètres de description des mégablocs et des clastes.

DECRIRE	
Les groupements	localisation
	hauteur depuis la base de l'affleurement
	orientation du plus grand axe
	positionnement : groupés, alignés, isolés
	description des rapports et structures associées
	structures : fracturation, jigsaw-structures, démantèlement
	lithologie, couleur
taille	longueur, largeur, hauteur
surface	inclinaison
	forme : convexe, concave, tabulaire
	état : lisse, striée, impactée
bordure	convexe, concave, émoussée, faillée
	impactée, rectiligne, ondulante
fractures	diacalse, étirement, cataclase, <i>jigsaw-structures</i> , impact
abrasion	éclatement localisé, broyage, détachement d'éclats
matrice au contact et interstitielle	compaction, cataclase
	Granularité, sédimentologie
altération	héritée : altération hydrothermale
	diagénétique
	syn-transport

4. Identifier les textures propres aux **remaniements postérieurs** est incontournable tels que : l'altération mécanique par la glace et le polissage par l'écoulement des rivières (Mont Dore) ; les effets du souffle d'une avalanche pyroclastique secondaire (Tutupaca, Pérou) : déplacement du bloc et impact ; glissements secondaires et cataclase des clastes.

Des formes caractéristiques et des structures propres apparaissent sur de nombreuses avalanches de débris. On distingue les structures :

- **héritées** : altération hydrothermale des clastes, figures de refroidissement ;

- **acquises** en fonction des lithologies initiales :

- la fracturation des laves se caractérise par des textures spécifiques : surfaces polyédriques avec peu de traces de chocs mais une concentration des cataclases telles que des *jigsaw-structures* avals en queue de comètes ;

- des déformations ductiles au sein des clastes argileux.

L'ensemble de ces descriptions sont complétées par des analyses d'images semi-quantitatives (SPO et Image J), des analyses granulométriques, des observations à la loupe binoculaire et au MEB (voir V).

2. Mesurer

Tous les clastes étudiés sont photographiés et décrits de manière semi-quantitative.

a/ Lithologie

Un comptage minéralogique est réalisé par classe de taille afin d'établir des statistiques sur les fractions lithologiques en présence : %, moyennes, médiane, minimum et maximum. Le comptage concerne les blocs mais aussi les fractions tamisées de 50-2mm (jusqu'à 100 grains).

b/ Les morphométries

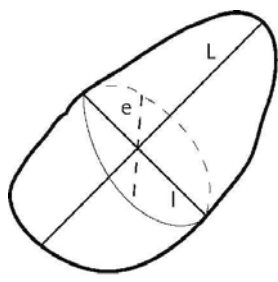
Les mesures suivantes sont réalisées pour les **blocs dans des matrices non consolidées** (Socompa, le Cheix, Meager) :

- la densité : masse de l'échantillon à l'air (M1), masse de l'échantillon dans l'eau (M2) ;

- la forme du claste : mesure de trois axes caractéristiques (L : longueur ; l : largeur ; e : épaisseur).

Les calculs suivants sont alors réalisés (Tab. 3) :

Tableau 3 : Calculs des indices morphométriques.

Densité	Rapport de forme	Indice d'aplatissement (Cailleux et Tricart, 1959)	Sphéricité (Krumbein, 1941)	
$M_1 / (M_1 - M_2)$	L / l e / l	$(L / l) / 2e$	$\sqrt{(le / L^2)}$	

En fonction des lithologies, un histogramme des fréquences peut être établi depuis l'amont jusqu'à l'aval ainsi que des diagrammes comparatifs (aplatissement en fonction de la sphéricité /de la dissymétrie). Le diagramme de Zing (l / L en fonction de e / l) et triangulaire (Triplot, Graham, 2000) permettent de comparer les différentes formes ainsi mesurées.

3/ Apports

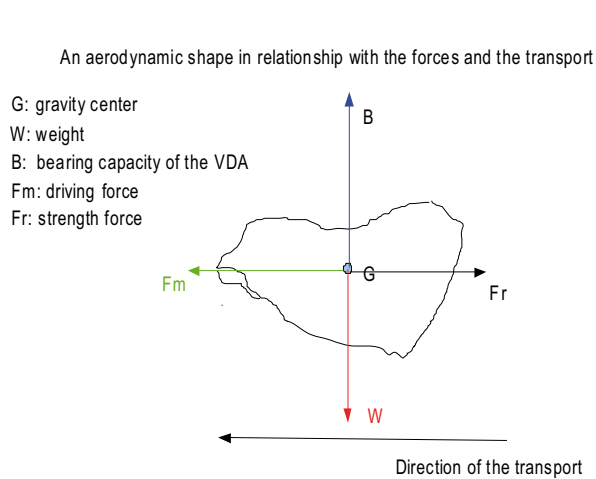


Figure 2 : Exemples des mégablocs et clastes du Cheix (Bernard, K., et al., 2010). 1 : bloc polyédrique abradé ; 2 : alignement des plus grands clastes dans la partie supérieure ; 3 : blocs et matrice.

Par exemple, au niveau de la levée latérale du Cheix, les mégablocs, de forme polyédrique et aérodynamique, s'orientent parallèlement aux parois de la vallée. Ils présentent des surfaces polies et/ou striées. Des *jigsaw-structures* œillées en aval du bloc caractérisent la fracturation extensive en contexte cisailant. Il apparaît au sein des avalanches de débris étudiées :

- une **récurrence** des variations de formes, des fracturations extensives : formes polyédriques, *jigsaw-structures* ;
- des **textures héritées** des phénomènes volcaniques précédents le déclenchement de l'avalanche:

refroidissement et hydrothermalisme du faciès à blocs du Cheix (Mt Dore) ;

- des **textures propres** aux réajustements localisés au sein du matériel granulaire : fracturation du bloc le long du plan de faille ;
- des **textures secondaires** associées secondairement à l'avalanche : impacts des mégablocs de Tutupaca (Perou) par l'écoulement pyroclastique.

IV/ Caractériser les matrices non consolidées

Des différences texturales nettes conduisent à un traitement sédimentologique différentiel au sein d'une même avalanche : analyse d'images des faciès à blocs proximaux et morphoscopie, prélèvements classiques pour les faciès matriciels distaux et transformés. Cette dualité peut apparaître au sein d'un même affleurement (exemple du Cheix). La sédimentologie des avalanches de débris implique une caractérisation granulaire multi-échelles :

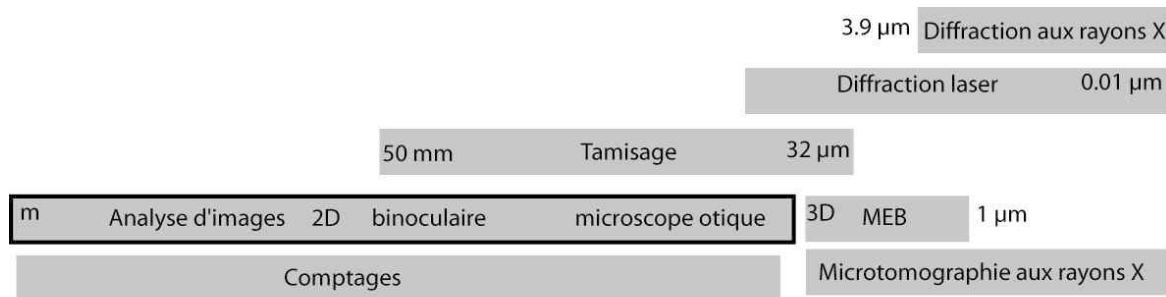


Figure 3 : Différentes échelles pour caractériser les fractions granulaires.

Les distributions granulométriques obtenues sont souvent difficiles à corrélérer. En effet chaque méthode, basée sur des techniques qui leur sont propres, définit spécifiquement la dimension des particules : tamisage et diamètre nominal, sédimentométrie et diamètre équivalent à une sphère, analyse d'images et diamètre de Féret.

Tableau 4 : un diamètre pour chaque méthode.

Méthodes	Définition du diamètre D
Tamisage	Diamètre nominal du rayon intermédiaire : côté du plus petit carré de l'ouverture de maille au travers de laquelle la particule peut passer
Sédimentométrie	Diamètre équivalent à une sphère (< 63 µm) calculé à partir de la vitesse de chute (loi de Stokes, Krumbein <i>et al.</i> , 1938) de la particule
Microgranulométrie à diffraction laser	Diamètre nominal du rayon maximal calculé à partir de l'image de diffusion et selon le modèle de Fraunhofer/Mie: l'angle de diffraction est inversement proportionnel à la taille de la particule (Mc Cave <i>et al.</i> , 1991)
Analyse d'image	Diamètre de Féret : distance entre deux tangentes parallèles aux côtés opposés de la particule

Par cette approche multiméthodique, des difficultés peuvent alors apparaître : conversion pour corrélérer les distributions granulométriques entre elles ; impossibilité de distinguer l'hétérométrie initiale d'origine volcanique, acquise au cours de la fragmentation, induite et générée pendant le transport et ou le dépôt. De plus, l'hétéromorphie des clastes polyolithologiques, propres aux avalanches (ponce subarrondie, cendre vacuolaire polyédrique...), limite non seulement la précision de la taille du grain mais aussi la notion de diamètre moyen des particules.

1/ Granulométrie

L'objectif est d'établir la répartition quantitative de chaque classe dimensionnelle de l'échantillon prélevé et d'en comparer les résultats. Une granulométrie à sec sur colonne de douze tamis à maille décroissante (50 mm à 32 µm) a été classiquement réalisée (AFNOR.1996.NF P 94-056) sur les dépôts de Meager (Canada), Tutupaca, Misti (Pérou) et une partie des Mont Dore (France) et du Pichu-Pichu (Pérou). Les fractions < 63 µm, ont été analysées au diffractomètre Laser Master Size Malvern, les faibles quantités obtenues (< 10 g) limitant l'usage de la sédimentométrie. Ces fractions mésoscopiques, plus importantes dans les faciès transformés tel que Meager (Canada), ont été identifiés par diffractions aux Rayons X car considérés comme modificateurs des rhéologies au cours des différents stades de transformations.

Tableau 5 : Comparaison des méthodes granulométriques.

	Tamisage à sec	Diffraction laser
taille	> 63 µm-50 mm	< 63 µm. 0.01-3500 µm
Principe	Mesure le poids du refus du tamis à 10 ⁻¹	Théorie de Mie : des photo-diodes mesurent l'intensité du faisceau laser en fonction de l'angle diffracté au contact de particules diluées dans l'eau
Granulométrie	Répartition des masses en fonction des maille du tamis	% de volume cumulé pour chaque classe de particules en équivalent sphérique
Échantillon	Tout l'échantillon est mesuré	Quelques grammes d'une suspension ultrasonée et agitée sont mesurés afin d'obscurcir la cellule de comptage autour de 10
Méthodologie	AFNOR.1996.NF P 94-056	Analyse polydisperse par le logiciel Malvern Master Size
Lavage	Entre chaque échantillon, les tamis sont minutieusement lavés et séchés	Entre chaque mesure, 2 rinçages à l'eau distillée de la pompe Nettoyage régulier de la lentille à l'alcool
erreur	Relative sur le poids d'une fraction < 2%	< 0.5-1%
logiciel	Gradistat (v8Blott.2001) : distributions granulométriques et calculs des indices granulométriques selon Folk et Ward (1957)	
archivage	Archivage des refus pour analyse ultérieur (comptage minéralogique, analyse de formes, MEB...)	Perte de l'échantillon mesuré

Différentes **représentations graphiques** associées permettent une vue d'ensemble de la distribution :

- des **tableaux de comparaison** entre les matrices : % de graviers, sables et silts ;
- des **diagrammes ternaires ou triangulaires** (Flint, 1960) pour caractériser et comparer des dépôts mal classés: la composition des matrices mal classées des avalanche de débris est représentée et comparée par le % de sable, graviers et silt ;
- des **histogrammes/courbes de fréquences et des courbes cumulatives comparées**: % des fractions obtenues en fonction du diamètre du grain d (mm ou phi = - log₂ d).

Apport : Ces graphiques ont permis de distinguer :

- différents stades de transformations dans la Quebrada San Lazaro (Chapitre 4) lors du remaniement de l'avalanche de débris : coulées hyperconcentrées, coulées de débris non cohésives, dépôts torrentiels ;
- le tri longitudinal et les transformations associées à la surface de l'avalanche de débris de Meager (Canada).

b/ Apports et limites des indices granulométriques comparés

Le logiciel Gradistat (Blott *et al.*, 2001) sur Excel permet de calculer des **paramètres statistiques** et de **formes** selon la méthode géométrique de Folk (phi; Folk et Ward, 1957) basée sur la lecture graphique des percentiles des courbes cumulatives : P₅, P₁₆, P₅₀, P₈₄, P₉₅.

Tableau 6 : Extrait du mode de calcul selon Gradistat (Blott *et al.*, 2001).

Mean		Standard Deviation			
$M_G = \exp \frac{\ln P_{16} + \ln P_{50} + \ln P_{84}}{3}$		$\sigma_G = \exp \left(\frac{\ln P_{16} - \ln P_{84}}{4} + \frac{\ln P_5 - \ln P_{95}}{6.6} \right)$			
Skewness		Kurtosis			
$Sk_G = \frac{\ln P_{16} + \ln P_{84} - 2(\ln P_{50})}{2(\ln P_{84} - \ln P_{16})} + \frac{\ln P_5 + \ln P_{95} - 2(\ln P_{50})}{2(\ln P_{95} - \ln P_5)}$		$K_G = \frac{\ln P_5 - \ln P_{95}}{2.44(\ln P_{25} - \ln P_{75})}$			
Sorting (σ_G)		Skewness (Sk_G)		Kurtosis (K_G)	
Very well sorted	< 1.27	Very fine skewed	⁻ 0.3 to ⁻ 1.0	Very platykurtic	< 0.67
Well sorted	1.27 – 1.41	Fine skewed	⁻ 0.1 to ⁻ 0.3	Platykurtic	0.67 – 0.90
Moderately well sorted	1.41 – 1.62	Symmetrical	⁻ 0.1 to ⁺ 0.1	Mesokurtic	0.90 – 1.11
Moderately sorted	1.62 – 2.00	Coarse skewed	⁺ 0.1 to ⁺ 0.3	Leptokurtic	1.11 – 1.50
Poorly sorted	2.00 – 4.00	Very coarse skewed	⁺ 0.3 to ⁺ 1.0	Very leptokurtic	1.50 – 3.00
Very poorly sorted	4.00 – 16.00			Extremely	> 3.00
Extremely poorly sorted	> 16.00			leptokurtic	

Les indices calculés à partir des quartiles permettent de prendre en considération 90% de la distribution, comparée à un modèle de distribution gaussienne :

- **l'indice de classement** ou tri (*sorting*, Standard Deviation) montre la dispersion des tailles par rapport

à la moyenne ;

- **l'asymétrie** (*skewness*) évalue la déviation de la courbe par rapport à une distribution gaussienne. L'asymétrie vers les grains grossiers caractérise les matrices d'avalanches de débris et permet de les distinguer des faciès transformés ;
- **l'acuité** (Kurtosis) caractérise la forme du sommet de la courbe et donc le rapport entre le classement aux extrémités et le classement au centre de la courbe.

Cependant les **distributions polymodales** des dépôts d'avalanches de débris (bimodales à trimodales), caractéristiques du remaniement, relativisent ces valeurs moyennes, notamment :

- **le mode** : diamètre moyen de la classe la plus fréquente ;
- **la médiane** : diamètre du grain au centre de la distribution ;
- **l'écart-type** : dispersion des tailles autour du mode ou de la moyenne.

Pour ces distributions polymodales, le logiciel **SFT** (*Sequential Fragmentation Transport*, (Wohletz *et al.*, 1989 ; Bernard, 2008 ; Taddeucci *et al.*, 2002, 2001; Mackaman-Lofland *et al.*, 2014), en considérant de manière interactive les caractéristiques de chaque sous-population au sein de la distribution, paraît plus adapté. Pour un même échantillon, comptage minéralogiques et tamisages permettent d'identifier différentes sous-populations lithologiques (ponces ; clastes andésitiques). En plus des valeurs moyennes de la distribution, il calcule pour chaque sous-population :

- **le mode (phi) ou diamètre médian** : taille modale de la courbe de distribution des populations ;
- **la fraction** en poids de chaque sous-population identifiée par rapport à l'ensemble de l'échantillon ;
- **la dispersion (γ)** : la forme de la courbe de la sous-population (largeur + asymétrie) caractérise le processus volcanique relique conservé dans la DAD.

Cet ajustement méthodique par rapport aux distributions polymodales permet pour chaque sous-population de la comparer à une distribution gaussienne ; de présenter des statistiques de distribution propres aux effets volcaniques hérités (fragmentation/transport) comparés à ceux de l'avalanche, par exemple les processus gravitaires proximaux, la cataclase frictionnelle aux interfaces.

La **dimension fractale** de chaque échantillon tamisé a été calculée graphiquement à partir des distributions granulaires en double coordonnées logarithmiques pour $R^2 > 0.9$ (Suzuki-Kamata *et al.*, 2009, annexe II).

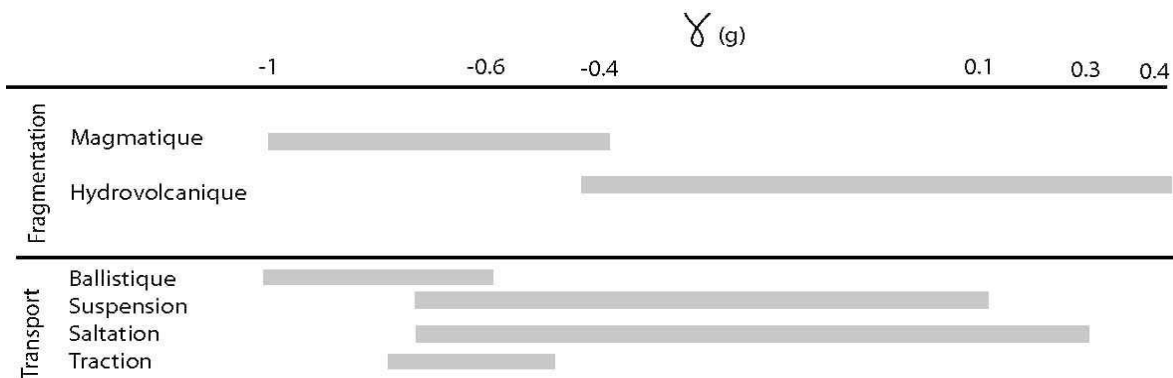


Figure 4 : extrait du diagramme (Wohletz et al., 1989) des variations de $\gamma(g)$ en rapport avec les processus de fragmentation et transport volcanique.

Apports : la comparaison graphique des **indices granulométriques** permet d'établir des relations :

- **sur la distribution générale à partir des paramètres de Folk et Ward :**

par exemple, le tri en fonction de la moyenne ou de l'asymétrie, l'asymétrie en fonction de l'acuité ou de la moyenne permettent de regrouper les dépôts entre eux, d'identifier les faciès remaniés et/ou transformés des dépôts d'avalanches de débris, d'établir des équations.

- **entre les différentes sous-populations par comparaison des paramètres SFT :**

déviations/fraction/gamma en fonction du mode propre aux sous-populations identifiées, fraction en fonction de la dispersion.

c/ Diffraction aux rayons X (DRX) et identification des argiles

Cette méthode rapide, précise et non destructive a uniquement été appliquée à l'enrobage argileux des clastes de l'avalanche de débris de Meager.

L'extraction des argiles (< 2 μm) par décantation et centrifugation s'est réalisée selon le protocole suivant :

- **lavage** de la fraction < 63 μm par centrifugation à l'eau distillée jusqu'à complète disparition du surnageant ;

- **sédimentométrie et siphonage** : les fractions lavées sont placées dans un bécher d'eau distillée (250 cm^3) et agitées pendant une heure. A l'arrêt, au bout d'une sédimentation de trois minutes, la fraction à prélever est siphonnée à une profondeur de 3,8 cm selon la **loi de Stokes** :

$$V = \frac{2(\rho - \rho_0)r^2g}{9\eta}$$

V : vitesse de sédimentation des particules (m.s^{-1}) r : Rayon des particules (m)

ρ : densité des particules ρ_0 : densité de l'eau distillée

$\rho - \rho_0$ = différence de masse volumique entre la particule et l'eau distillée

η : viscosité de l'eau distillée (Pa.s)

g : accélération de pesanteur (m.s^{-2})

- **lavage du prélèvement** par centrifugation à l'eau distillée jusqu'à complète disparition du surnageant ;
- réalisation de trois frottis argileux par échantillon, soit trois **lames orientées** :

lame normale, dite à l'état naturel, séchée à l'air ;

lame glycolée : gonflement à l'éthylène glycol pendant 24h pour maximiser les distances interfoliaires, l'éthylène glycol prenant la place de l'eau entre les feuillets ;

lame chauffée à 450°C pendant 40 minutes afin que les distances interfoliaires soient minimales (disparition de l'eau).

Principe de la mesure DRX : l'échantillon argileux polycristallin est soumis à un faisceau incident de rayon X de longueur d'onde λ , qui est diffracté d'un angle 2θ à l'interface d'une famille de feuillets silicatés. Pour λ donné et selon la relation de **Bragg**, la distance interréticulaire d entre deux feuillets est calculée :

Relation de **Bragg**

λ : longueur d'onde du rayon X

Θ : angle de Bragg mesuré, incidence du rayon X sur la famille de plan

$$2d_{hkl} \sin \theta = \lambda$$

hkl : indice de Miller de la famille de plans considérés

d_{hkl} : équidistance entre deux plans consécutifs d'une même famille

Les essais ont été effectués avec un diffractomètre Phillips X'PERT PRO (J. Cellier, *Institut de Chimie de Clermont-Ferrand, Chimie 5, Matériaux Inorganique LMI-Chimie 5*) selon les conditions de travail suivantes : radiation $K_{\alpha 1}$ et $K_{\alpha 2}$ de l'anode de cuivre ; longueur d'onde $\lambda_{K\alpha 1} = 1,5405 \text{ nm}$; $\lambda_{K\alpha 2} = 1,5444 \text{ nm}$.

La figure de diffraction produite, diffractogramme ($I = f(\theta)$), est ouverte à l'aide du logiciel **X'Pert Data Viewer** : une série de pics, caractérisés par leur position 2θ et leur hauteur relative I en % par rapport au pic le plus grand, est répertoriée. Intensité et position 2θ des pics sont comparées aux fiches indexées dans une banque de donnée (ICDD, *International Centre for Diffraction Data*). Les argiles constituées de plusieurs familles de plans et donc de plusieurs θ sont ainsi identifiées (smectite, illite, kaolinite, chlorite) ainsi que les minéraux associés (quartz, albite).

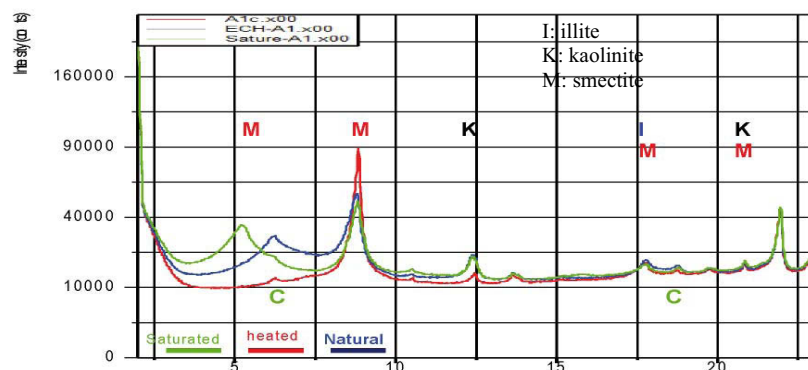


Figure 5 : Identification du mélange argileux autour des clastes de Meager.

Apport : les clastes de l'avalanche de débris de Meager (Canada) et ses transformations : le choix du tamisage à sec a permis de conserver les distributions granulométriques initialement acquises. Un second tamisage par voie humide a mis en évidence les conséquences des différents stades d'enrobage des clastes sur les répartitions granulométriques, confirmées par des observations au microscope optique et au MEB. Les argiles responsables ont été extraites et identifiées par analyse XRD.

2/ Comptage minéralogique et analyse de formes

Comme pour les clastes (voir III.2), après identification des lithologies, un comptage minéralogique est réalisé pour chaque fraction pesée de 50 à 2 mm puis numérisée pour une analyse de forme sur Image J (Rasband, 2010 V.1).

V/ Fabriques et textures 2D et 3D des matrices consolidées

L'objectif est de caractériser à l'échelle microscopique les formes et les contacts des clastes afin de les mettre en rapport avec les cinématiques macroscopiques observées. En effet, la dynamique des milieux granulaires est contrôlée pour partie par la forme des particules : l'angularité augmente la résistance au cisaillement, la sphéricité favorise le déplacement (Saint-Cyr *et al.*, 2009 ; 2011). A cet effet, les prélèvements ont été ciblés à la base des avalanches, au contact des fractures, sites privilégiés de réajustements tels que la pseudotachylite de Perrier, les injections en doigt de gant de la base étirée par cisaillement (DAD chenalisées du Pichu Pichu et de Perrier), à l'interface claste-gangue argileuse pour la surface de la DAD de Meager. Les valeurs obtenues sont comparées aux prélèvements réalisés au sein des paquets glissés et au niveau des surfaces supérieures.

1/ Quantification des microtextures et fabriques 2D : lames minces et analyses d'images

La matrice semi-consolidée est orientée et prélevée avec précaution sur les sites d'intérêt pour subir une imprégnation à la résine d'époxy au laboratoire avant découpage à la scie circulaire. Trois lames minces orientées sont réalisées sur les blocs ainsi obtenus, afin de pouvoir passer du 2D au 3D au niveau des textures et microstructures associées.

a/ Observations au microscope optique et analyses semi-quantitative 2D

Ces lames minces sont scannées puis observées à la loupe binoculaire et au microscope optique (Leica, Laborlux 12 pols) en LPNA et LPA au grossissement 10 et 40. Elles sont numérisées à l'aide du logiciel Motic Images Plus v2 : une lame mince comporte, en fonction de sa taille, 31 à 275 imagettes

adjacentes géoréférencées (3 X 3 mm, 1027 X 768 pixels et de 280-587 Ko).

L'**observation qualitative** est un point de départ incontournable à la démarche semi-quantitative. Elle permet d'identifier les fractions minéralogiques mais aussi de sélectionner des zones d'intérêt. Par exemple, pour la base de l'unité 4 de Perrier, l'abondance de la matrice, jusqu'à 50 %, limite les contacts frictionnels entre les clastes, mais est le support de microréajustements granulaires de type **effet d'arche** autour d'un claste argileux injecté depuis la base suite à un impact.

Les logiciels **Adobe Illustrator** et **Gimp 2.6** permettent de préparer les imagerie avant analyse semi-quantitative avec **Image J** (Rasband, 2010), logiciel libre écrit en **Java**, tel que :

- le réajustement de la luminosité et du contraste afin d'accroître la netteté de l'image ;
- l'identification et l'extraction manuelle et/ou automatique des clastes en fonction des textures ;
- l'élimination des particules incomplètes en bordure de l'imagette ;
- la calibration de l'image à moins de 300 Ko.

Les microstructures granulaires (adapté de Jang et Frost, 2000 ; Fig. 6), notamment la schistosité basale de l'unité 4 de Perrier, ont été mises en évidence par le calcul de la distribution spatiale du taux de matrice et l'orientation des clastes. Sur image J, les clastes binarisés apparaissent en noir pour les quartz, les feldspaths et la matrice argileuse en blanc. Les minéraux accessoires, tel que les ferromagnésiens, les clastes argileux n'ont pas été pris en considération. L'aire occupée par les clastes et le taux moyen de matrice ont été calculés avec Image J. Les valeurs obtenues sont reportées dans une grille géoréférencée en XY (Fig. 6) pour chaque microphotographie étudiée. Entre les points de même valeur (taux de matrice de 0,1 à 0,5), des isolignes sont tracées, mettant en évidence une microségrégation par bandes de la matrice et des clastes, confirmant les caractéristiques macroscopiques de la schistosité basale observée à l'affleurement.

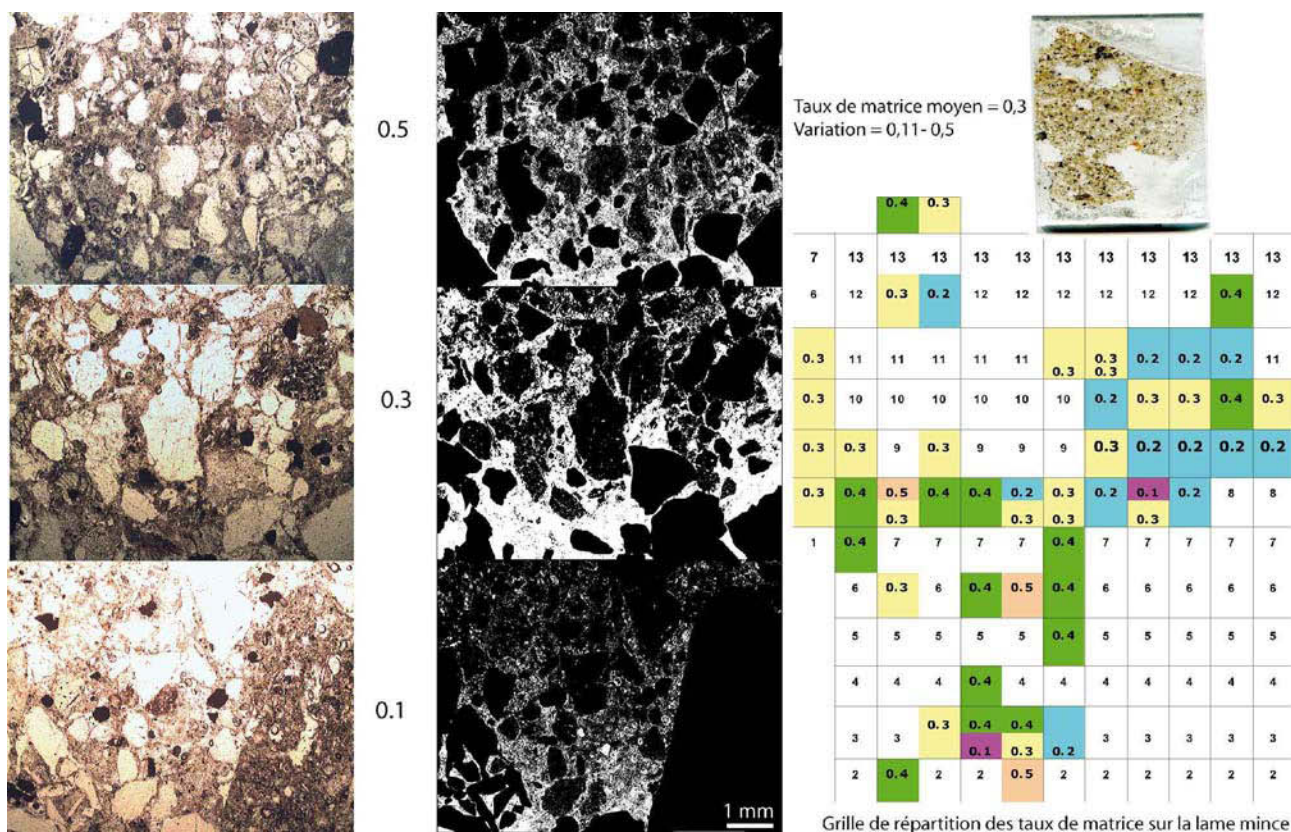


Figure 6 : Distribution spatiale du % de matrice à la base de Perrier (Bernard, K., et al., 2011).

Trois paramètres de formes (Fig. 7), considérés comme les plus adaptés (Simon *et al.*, 2008, norme ISO 13322-1 ; 2004) ont été calculés à partir des résultats obtenus par analyse de Fourier à l'aide du plugin "Gold morph" (Crawford et Mortensen, 2009) sur image J : les résultats tests ont été comparés (fenêtres de 10 cm², clastes de Socompa observés à la loupe binoculaire, lames minces ; annexe I).

Le diamètre de Férét (1931), distance entre deux tangentes parallèles au contour du claste, permet de caractériser l'anisotropie de forme de la particule, rapport d'aspect RA : $RA > 1,4$ a permis d'isoler les clastes survivants (Cladouhos, 1999) de la gouge à la base de l'unité 4 de la DAD de Perrier.

Deux paramètres de formes propres aux contours ont été choisis afin de caractériser les effets du rapport cataclase/abrasion aux interfaces:

- la sphéricité de Riley (*Riley circularity* ; Folk, 1974, 1955 ; Riley, 1941) est considérée comme la plus adaptée, sauf pour les particules trop irrégulières (Blott et Pye, 2008). Cependant cette formule approxime le 3D en considérant la sphéricité du cercle inscrit ;
- la rugosité du périmètre (*Perimeter Roughness*), qui suit le contour exact de la particule calculé par analyse de Fourier.


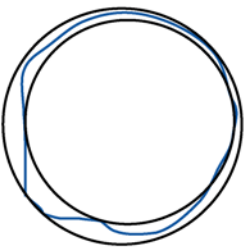
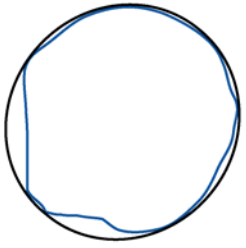
Diamètre de Féret	Sphéricité de Riley	Périmètre de rugosité
$RA = F_{min} / F_{max}$  <p>RA: rapport d'aspect F_{max}: diamètre maximal de Féret F_{min}: plus grand axe perpendiculaire à F_{max}</p>	$\Phi_o = \sqrt{(D_i / D_c)}$  <p>Φ_o: Sphéricité du cercle inscrit D_i: diamètre du cercle inscrit D_c: diamètre du cercle circonscrit</p>	$P_r = P / P_c$  <p>P_r: Périmètre de rugosité P: Périmètre P_c: Périmètre convexe</p>

Figure 7 : Paramètres de forme et analyse d'images.

L'**orientation** ou l'**angle de Féret** est l'angle entre le diamètre de Féret et l'horizontale. Les roses de direction réalisées à l'aide du logiciel **Rose 2.1** (Thompson, 2001) présentent les orientations recalculées par rapport à l'axe vertical (90- angle de Féret). Le test de Rayleigh, calculé à l'aide du logiciel **EZ-ROSE** (Baas, 2000) , vérifie l'hypothèse d'uniformité (distribution non préférentielle) pour un nombre de mesures > 15 à l'aide des paramètres suivants : azimut (M), longueur du vecteur moyen (R), écart-type circulaire (Sb), concentration de la population vectorielle (K), secteur de confiance pour le vecteur moyen général (d(5%)).

Les résultats sont présentés sous la forme de **courbes** (sphéricité et/ou rugosité en fonction de la taille, de la distance) amenant à proposer des équations, en rapport avec les textures et les structures observées, notamment : la gouge de Perrier, les rides de Tutupaca, les *jigsaw-structures*, les levées latérales.

b/ Microstructures et microtextures 2D au MEB

Afin de préciser des microstructures mises en évidence au microscope optique, des lames minces ont été observées au MEB (Microscope électronique à balayage, Jeol JSM-5910 LV, LMV), les compositions minéralogiques ont été identifiées de manière concomitante par micro-analyses EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*, diode Si(Li), système Spirit). Des microflux cisailants de matrice ont été observés entre les clastes basaltiques broyés de la pseudotachylite de Perrier ; autour des clastes enrobés de l'avalanche de débris de Meager, où différentes couches apparaissent.

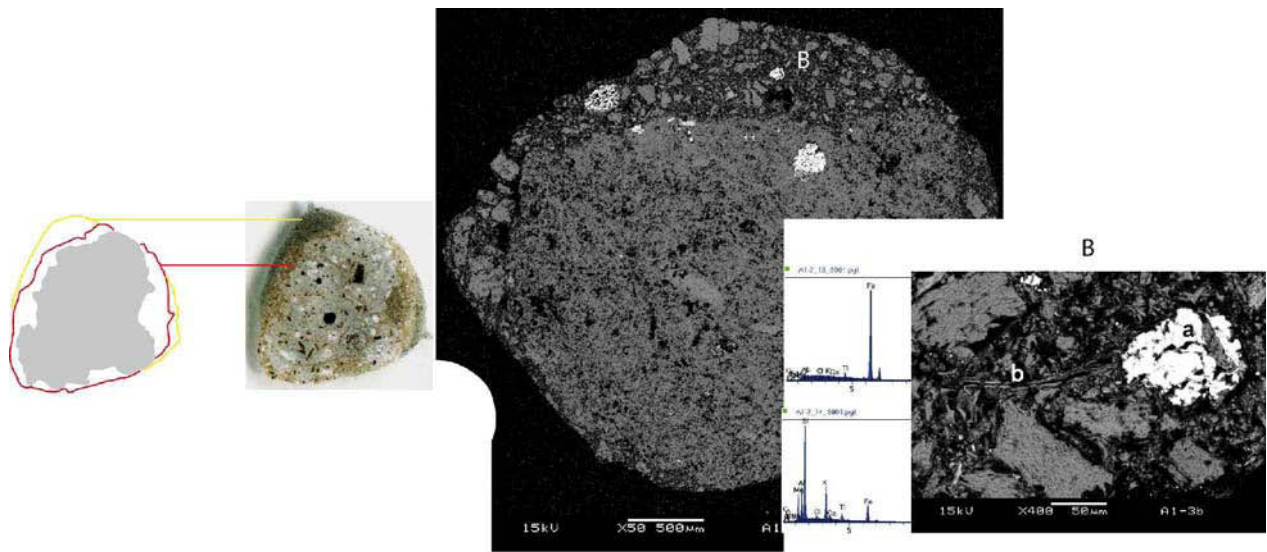


Figure 8 : Texture 2 D des clastes enrobés de l'avalanche de débris de Meager (Canada) observés sur lame mince au microscope optique et au MEB.

Exemple des clastes de la DAD de Meager (Canada). Au microscope optique, deux couches enrobent le claste: une couche argileuse caractérise un premier enrobage, puis une couche plus sableuse marque la transformation distale de la DAD de Meager. Au MEB, la couche d'argile révèle un flux cisailant cataclasique d'origine hydrothermale (effet de la température sur la forme) autour du claste. Leur composition est évaluée par EDS, tandis que l'orientation de leurs plus grands axes est réalisée avec Image J (même méthode que pour les lames minces).

2/ Les microfabriques 3D

Intérêts. Par rapport aux cinématiques d'ensemble de grandes amplitudes caractéristiques des avalanches de débris, les marqueurs de déformations au sein des faciès matriciels sont non seulement localisés, mais également limités voir minimisés du fait même des capacités d'absorption et de réajustements différenciés des contraintes au sein des milieux granulaires. MEB, microtomographies et AMS caractérisent ces microfabriques 3D, marqueurs de microréajustements jamais observés jusqu'à présent.

a/ Apport de la microscopie X pour la microcaractérisation

L'exoscopie au MEB caractérise la surface des clastes. Une classification microtexturale (tableau 1) apparaît telle que la typologie des microfractures caractéristiques de la base et de la partie supérieure des DAD (Schneider et Fisher, 1998 ; Belousov *et al.*, 1999 ; Caballero *et al.*, 2011). Ces clastes, triés à la

loupe binoculaire, sont nettoyés aux ultrasons, placés dans un aliquot d'epoxy dégazé sous vide. Le polissage de la surface de l'aliquot permet d'amener la surface des clastes à observer avant métallisation par vaporisation de carbone.

Une microtomographie a été réalisée à l'**ESRF** (*European Synchrotron Radiation Facility*) de Grenoble, source de rayons X intense, sur la ligne de lumière ID19 (1994,150 m, Boller *et al.*, 2010) pendant un shift réservé par R. Paris (LMV). Cette investigation non destructive est exceptionnelle sur ce matériel: en effet la matrice brute semi-consolidée hétérogène est très fragile et n'a fait l'objet d'aucune préparation préalable tel que le durcissement à la résine d'epoxy. 3584 images ont ainsi été acquises. Suite à ces premiers résultats, un dossier (annexe III) a été présenté en 2012 avec B. van Wyk de Vries, R. Paris, J.L. Schneider.

Tableau 7 : Comparaison des méthodes de microcaractérisation.

	MEB	Microtomographie de haute résolution
Principe	Balayage d'un plan par un faisceau rétrodiffusé	Scan d'un volume sur ID19 : ligne topographique et diffraction haute résolution à partir d'un rayonnement X monochromatique à flux élevé de photons à cohérence spatiale (Peyrin <i>et al.</i> , 1997 ; 2010)
Échelle	µm	Résolution élevée 0.3 à 40 µm ; résolution intercoupe : mm
Objet étudié	Matrice non consolidée: plot de clastes, triés préalablement au binoculaire et nettoyés aux ultra-sons	échantillon de matrice semi-consolidée hétérométrique et hétérolithologique à différents coefficients d'absorption orienté de 4 X 4 cm, épaisseur traversée de 500 µm
Principe	Image séquentielle formée à partir de la rétrodiffusion des électrons sur l'échantillon	Image volumique de la microstructure de l'objet en rotation
Résultats	Topographie des surfaces: microtexture de surface et compositions chimiques	Calcul d'une image numérique non destructive en 3D
Logiciels	Image J (Rasband, 2010)	Image J (Rasband, 2010), Quand 3D, Blob 3D (Ketcham, 2005)
Informations	Caractérisation des surfaces	Microstructures et textures internes en 3 D
Apports	Structures d'impacts à la surface des clastes	Effet d'arche 3D autour d'un claste basaltique intrusif à la base de l'unité 4 de l'avalanche de Perrier

Ces deux techniques s'appliquent sur des objets différents : la surface des clastes, les matrices semi-consolidées enrobant les clastes. Non complémentaires, elles permettent d'acquérir des microtextures 3D semi-quantitatives de surface et intrinsèques, à opposer à l'apport textural 2D.

b/ Visualisation 3D et semi-quantification

Un **prétraitement rapide** de la pile d'images 2D est réalisé avec Image J :

- chargement et calibrage de la pile d'images au niveau :

- de son format (*Images Stack, format tiff*) : limité à 313 Ko, soit 160 images, en rapport avec la mémoire vive disponible ;
- des distances (*Properties*) : au sein de l'image 3 cm (1922x 1922 pixels) et du pixel (1.0156 mm/pixel) ; entre deux coupes optiques (0,01 mm) ;
- la pile d'images est ensuite convertie en 8 bits ;
- la zone à étudier est sélectionnée (*Clear Outside*) ;
- les caractéristiques de l'image sont améliorées : correction de la luminosité et des contrastes (*Enhancing Brightness and Contrast*) ; mesure des valeurs de gris (*Thresholding*) ; emploi éventuel d'un filtre.

La **reconstruction 3D** à partir des isosurfaces est réalisée à l'aide de plugins écrits en Java 3D tel que : avec *Volume Viewer* (Barthel, 2006 ; 2014), les surfaces et volumes 3D de l'objet sont visualisés (zoom, rotation) ainsi qu'une série de coupes transversales ;

Image J3 D Viewer (Schmid, 2007) représente un volume 3D manipulable directement avec la souris.

La description **semi- quantitative 3D** est réalisée sur des zones très réduites (jusqu'à 313 Ko soit 160 imageries de 199 Ko (504 x 406)) avec **Blob 3d** (Ketcham, 2005) pour l'analyse texturale et **Quant 3 D** (Ketcham *et al.*, 2004, 2005 ; *user guide*, 2008) pour l'**orientation 3D des microfabriques**.

b1: Analyser les textures 3D. Le logiciel **Blob3d** (*User's Guide, tutorial 2011, Ketcham, 2005*) permet de reconstituer la distribution 3D des clastes en fonction de leur lithologie (basaltes, ponces...) et de leurs caractéristiques volumétriques calculées (volume, forme...).

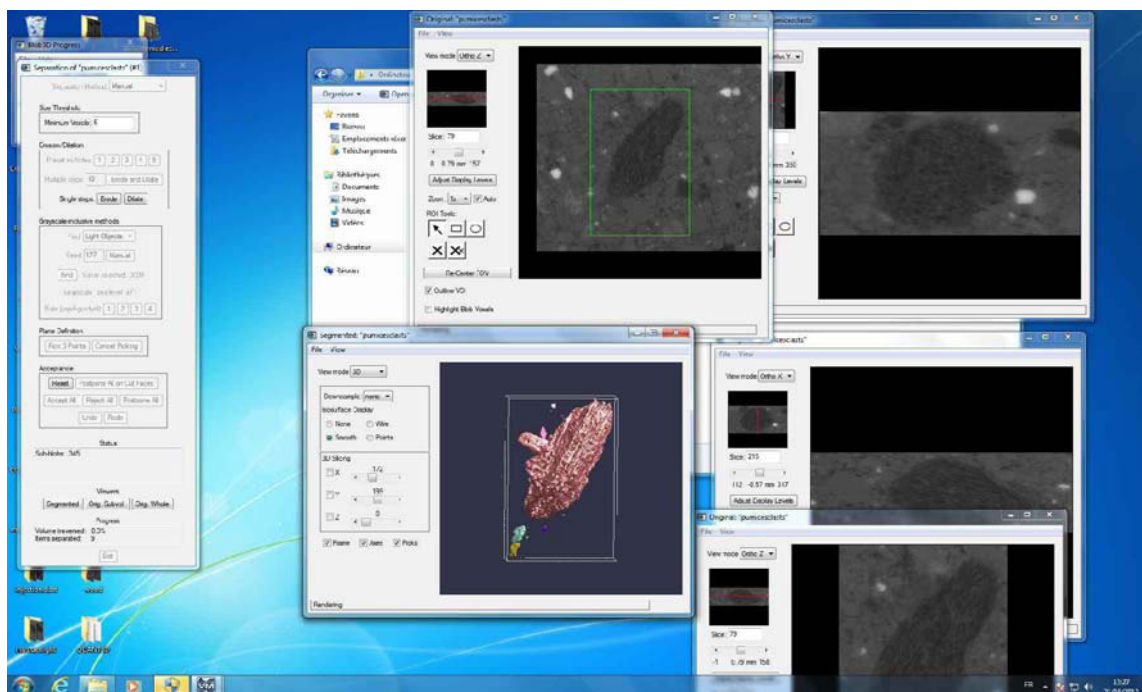


Figure 9 : Séparation et segmentation de 675 ponces (en 2 fois) autour de l'intruder basaltique à la base de l'unité 4 de Perrier (Blob 3D).

Etape 1 sur Image J : sélection de zones d'intérêt réduites (512 x 512 pixels \Leftrightarrow 3 cm) à partir d'une pile d'images contiguës (un maximum de 296 sur les 3584 en format tiff) converties en échelle de gris (8 bits).

Etape 2 sur Blob 3D, les actions suivantes sont réalisées :

1 : Calibrer les distances (*Properties*) : taille du pixel (1,0156 mm/pixel) ; distance entre deux coupes optiques (0,01 mm) ;

2 : Lister les composants (un maximum de 7) à **extraire**. Pour simplifier la matrice est égale à 0 par défaut. Pour chaque manipulation, un seul type de claste est caractérisé (basalte ou ponce) ;

3 : Découper le centre de l'image en un cylindre plus petit afin d'enlever le fond noir et l'effet des pixels en bordure de l'image ;

4 : Segmenter (binarisation) par seuillage:

Dans un premier temps, les caractéristiques de l'image sont améliorées par rapport au claste à extraire: ajustement de la luminosité, augmentation des contrastes, des contours, réduction du bruit de fond par ajout de filtre (moyen, gaussien 2D/3D). Une fenêtre de segmentation permet de visualiser les effets de chacun de ces réajustements et de les comparer aux images originelles. La correction est jugée efficace après vérification de l'effet du filtre sur l'ensemble de la pile d'images.

Puis à partir de l'histogramme de distribution des niveaux de gris, un voxel est assigné en fonction de la lithologie du claste à étudier (matrice clastique : 0-40 ; ponces : 33-255 ; basaltes : 0-75). L'image est ensuite binarisée (*Grayscale to binary Filters*).

La segmentation étant imparfaite, une **séparation manuelle** (Fig. 9) des agrégats de clastes (un maximum de 500) est réalisée :

- afin d'alléger les heures de manipulation, le choix d'un minimum de voxels élimine les plus petits clastes, dont la faible résolution ne permet pas une identification ;
- la sélection des blobs se réalise à partir de la comparaison de leurs isosurfaces 3D avec les coupes 2D (x,y,z) des images originelles.

Les agrégats de clastes sont individualisés par trois points définissant un plan. Chacun des blobs ainsi séparé est accepté ou rejeté à partir de la comparaison avec les images 2D.

5: Extraire : les clastes ainsi séparés sont ensuite extraits et les valeurs suivantes sont calculées : volumes, surfaces, rapports de forme associés au meilleur ellipsoïde de surface (*Best-Fit ellipsoid*), longueur et orientation du plus grand axe, longueur et orientation du plus petit axe, les contacts.

6: Visualiser en 3D les isosurfaces des clastes extraits identifiés par leur numéro, leurs coordonnées spatiales et leur nombre de voxels.

B2 : Quantifier les fabriques 3D (Fig. 10) : Quant3d écrit en IDL (*Interactive Data Language*, Ketcham *et al.*, 2004, 2005 ; *user guide*, 2008) produit des roses d'orientation 3D à partir des directions

et plongements des vecteurs propres (u_1, u_2, u_3), soit la distribution en étoile de : la longueur moyennes des intercepts (*mean-intercept length*, MIL) ; des volumes (*star volume distribution*, SVD) ; des longueurs (*star length distribution*, SLD).

Les variations du degré d'anisotropie (DA), de l'index d'isotropie (I) et de l'index d'élongation (E) (Benn, 1994) sont présentées selon un profil vertical.

A partir d'une fenêtre de dialogue unique, les étapes suivantes sont effectuées :

- **téléchargement** et **caractéristiques** d'une pile d'images contiguës (8 bits échelle de gris en tiff) : espace entre les pixels et les images, orientation (ordre, direction, inclinaison), délimitation du volume d'intérêt (VOI : totalité des images ou sélection d'une sphère ou d'un rectangle). Un fichier de données est créé ;
- **choix de la méthode de seuillage** : Iterative (R.C 1978 ; T.1979), FWHM (valeur de gris moyen compris entre le maximum et le minimum) ;
- **orientation** de la section : aléatoire ou uniforme pour 513 données ;
- **calculs statistiques** des roses d'orientation 3D.

Ainsi, en fonction des choix et des hétérolithologies granulaires, les résultats obtenus peuvent varier.

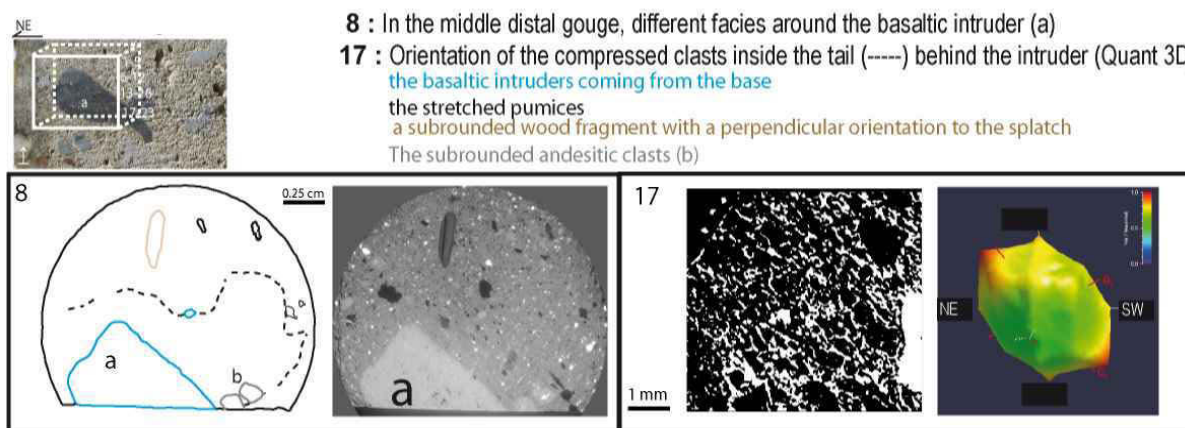


Figure 10 : Réajustements granulaires 3D autour d'un intruder basaltique et orientation (base de l'unité 4 de Perrier, dossier ESRF de Grenoble 2012, annexe III).

c/ AMS et fabriques magnétiques localisées

L'AMS, **Anisotropie de Susceptibilité Magnétique en champ faible**, de la matrice permet d'accéder à sa déformation interne acquise lors du dernier stade de transport, peu observable sur le terrain. L'objectif est de corrélérer localement les fabriques magnétiques et les structures associées de la DAD de Perrier (Mt Dore) :

- à la base d'une coulée de boue (U1) : autour d'une argile rouge cisailée ; le long d'une schistosité matricielle, après une ride d'impact ;
- autour d'un point d'impact à la base de l'avalanche de débris supérieure (U4) développant

pseudotachylite, gouge et remaniement basal saltatoire des clastes.

Des échantillons de matrice proximale, distale et intermédiaire (7 à 15 échantillons) ont été carottés, orientés à la boussole et redécoupés à l'université de St Étienne (Bascou, LMV, UMR-CNRS6524) aux tailles standard (soit 60 échantillons de 10 cm^3 , $h = 2.22 \text{ cm}$, diamètre = 2.5 cm).

Des **analyses texturales complémentaires** ont été réalisées pour l'unité 4 : MEB, tomographie, lames minces selon trois directions.

Principe (Tarling, Hrouda, 1993) : lors de l'application d'un champ magnétique \mathbf{H} (A.m^{-1}), l'AMS mesure l'aimantation induite \mathbf{J} (A.m^{-1}) d'une centaine de grains proportionnelle à k , susceptibilité magnétique sans dimension telle que :

$$\mathbf{J} = k \cdot \mathbf{H}$$

Les comportements magnétiques des minéraux constitutifs de la roche contribuent à une orientation préférentielle ou fabrique magnétique acquise lors du dernier stade de transport.

Deux **sources magnétiques** sont distinguées :

1. les minéraux magnétiques :

- **diamagnétiques** (quartz, calcite, feldspaths), de susceptibilité faible et négative : l'aimantation induite proportionnelle au champ appliqué est de même direction mais de sens inverse ;
- **paramagnétiques** (phyllosilicates, olivine, pyroxène, amphibole riches en Mn, Fe, Co, Ni, Cu), de susceptibilité positive : l'aimantation induite s'oriente dans la direction et le sens du champ appliqué ; elle dépend de la température et non du champ ;
- **ferromagnétiques** (magnétite, titanomagnétite, goethite, hématite, sulfures de fer), de susceptibilité forte : leur aimantation spontanée (= rémanente) à la base du paléomagnétisme croît avec le champ appliqué.

2. la matrice polyphasée (diamagnétique, paramagnétique et antiferromagnétique).

Courbes thermomagnétiques, identification et apports (Fig. 11). Le chauffage permet d'identifier les minéraux magnétiques en relation avec leurs occurrences mais aussi d'interpréter les fabriques «anormales», tel que l'obliquité des fabriques par rapport à la direction de raccourcissement (Souque, 2002) au niveau des écailles de charriage : c'est le cas de la base de l'avalanche de Perrier.

Sous un champ fort, l'évolution de la susceptibilité magnétique k est mesurée en fonction d'une température croissante jusqu'à 700°C , puis décroissante jusqu'à température ambiante. L'augmentation de la température agite les particules et diminue l'aimantation rémanente. Les **courbes thermomagnétiques** obtenues (Cureval 8, Chadima, Jelinek, website 2014 ; Hrouda, 1994 ; Hrouda *et al.*, 1997), non totalement réversibles lors du refroidissement, impliquent des transformations minéralogiques pour une température donnée. Dans le cas de Perrier, une susceptibilité moindre implique une diminution par transformations et/ou dégradations minéralogiques acquises lors du

chauffage tel que l'oxydation.

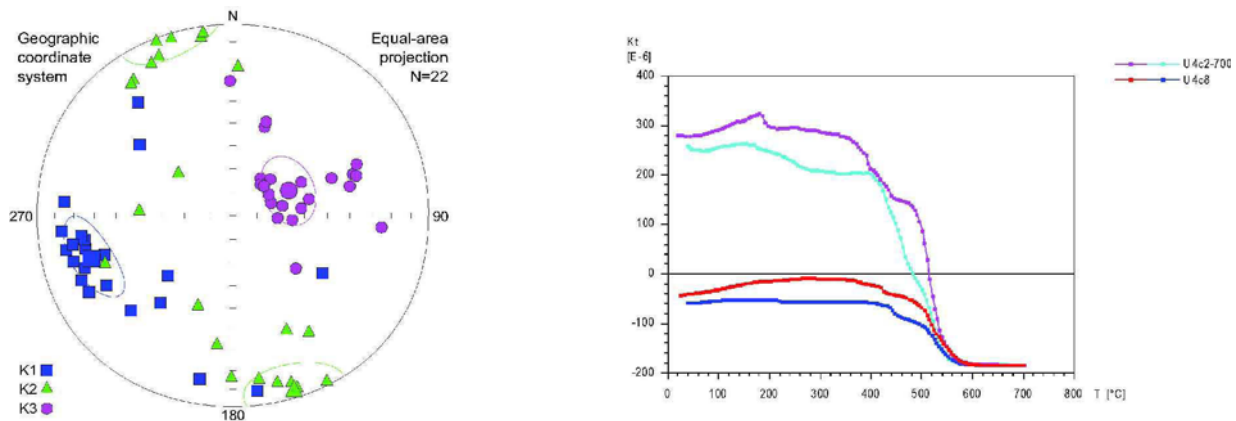


Figure 11 : exemple des courbes thermomagnétiques et des fabriques à la base de l'unité 4 de Perrier.

Les fabriques magnétiques sont obtenues selon la démarche suivante :

- **mesures** de la susceptibilité magnétique de 58 échantillons avec le Kappabridge Agico MKF1-FA/A (Agico KLY-3, *User's Guide*, 1998) ;
- **calculs** avec le logiciel *Anisoft 4.2* (Jelinek, 1981) :
 - des trois axes (direction ; plongement) de la fabrique magnétique représentés dans un **ellipsoïde équi-aire** en projection sur l'hémisphère inférieur avec :

$$K_{\max} (\text{axe maximum}) > K_{\text{int}} (\text{axe intermédiaire}) > K_{\min} (\text{axe minimum}) ;$$

- des **diagrammes**

* **P-Km** : Susceptibilité moyenne $K_m = (K_{\max} + K_{\text{int}} + K_{\min}) / 3$

Degré d'anisotropie $P = K_{\max} / K_{\min}$

* **U-P** : Paramètre de forme différencié: $U = (2K_{\text{int}} - K_{\max} - K_{\min}) / (K_{\max} - K_{\min})$

si $0 < T < 1$, l'ellipsoïde est alors aplati (*oblate*) ;

si $-1 < T < 0$, l'ellipsoïde est allongé (*prolate*).

- des **linéations magnétiques**: $L = (K_{\max} / K_{\text{int}})$

- des **foliations magnétiques**: $F = (K_{\text{int}} / K_{\min})$

- des **erreurs**: valeurs à +/- σ = déviation standard

Ces microfabriques matricielles ont été **corrélées** à d'autres mesures : directions de 156 ondulations basales et des cavités laissées par les bois charriés en U1 ; du plus grand axe des clastes à l'affleurement, au microscope optique et en tomographie (U4). Ces résultats corrélables aux déformations localisées se limitent d'un point de vue statistique pour un apport effectif à plus grande échelle, notamment celle des paléodirections.

Synthèse des méthodes appliquées :

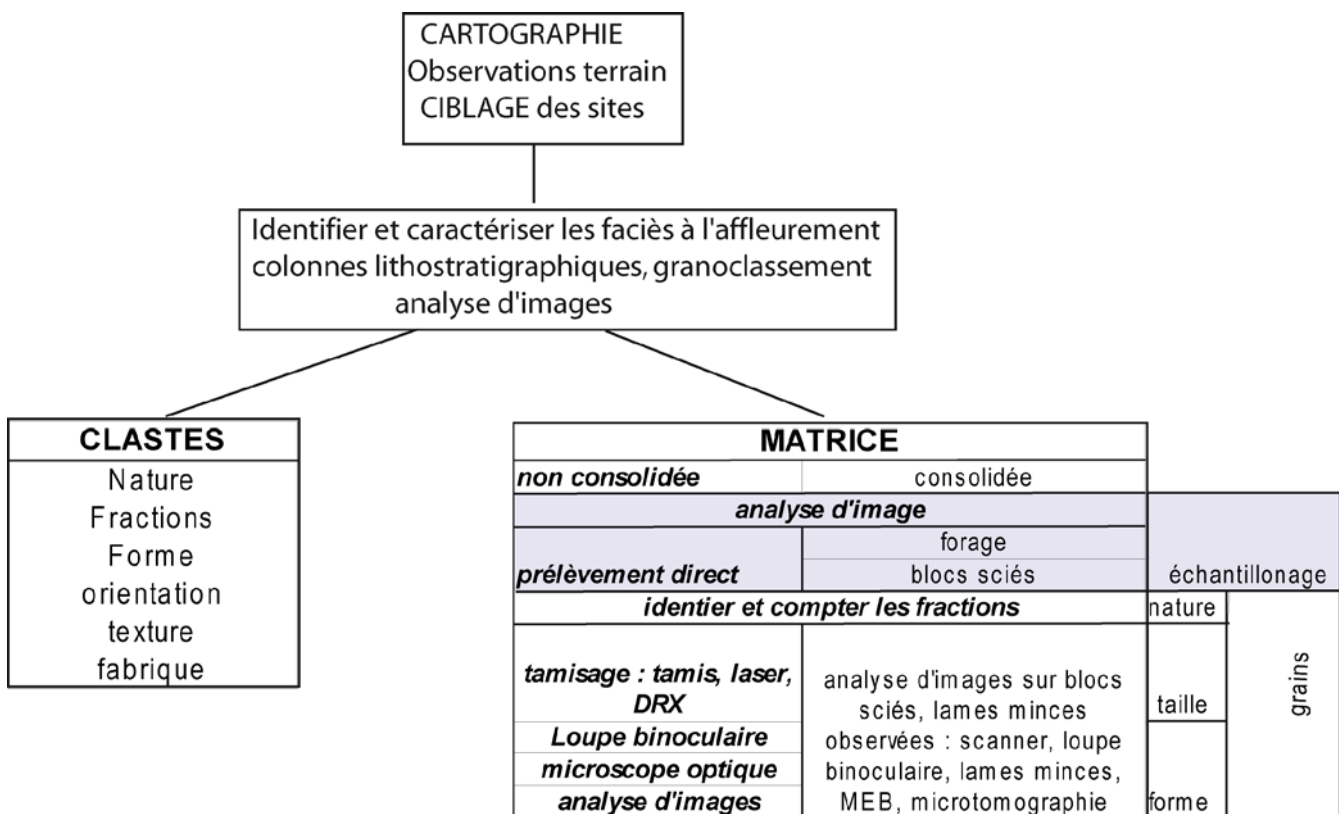


Figure 12 : Démarche de caractérisation granulaire des hétérométries des dépôts d'avalanches.

Limites : Une approche méthodologique circonstanciée apparaît. La microcaractérisation n'est pas généralisable sur l'ensemble des dépôts d'avalanches. Elle révèle des variations d'état de la matrice propre aux microcinétiques de ces milieux granulaires hétérogènes. Cependant, l'étude de terrain, l'analyse d'images, les prélèvements, le tamisage des matrices non consolidées ont été réalisés de manière systématique. En effet pour caractériser l'hétérogénéité de surfaces, seules quelques méthodes ont été appliquées sur des sites d'intérêt évident mais réduit (< 100 m) : DRX et enrobage des clastes de Meager ; microtexture de la pseudotachylite de Perrier par MEB et microscope optique ; microtomographie et structures 3D autour d'un intruder à la base de Perrier.

Par conséquent, les résultats méthodologiques sont ponctuels, associés strictement aux observations macroscopiques localisées et à la démarche d'investigations associées et non généralisables.

Chapitre III : Sédimentologie des structures localisées de DAD

Plan

I/ Rhéologie frictionnelle : différents messages granulaires au sein d'une DAD

1. DAD de Tutupaca : état relique d'un dôme
2. Propagation latérale du lobe charrié d'Alto-Jesus et conséquences syn-tectoniques

II/ Rotation cisailante des DAD du Mt Dore et faille transformante en terminaison sud des fossés oligocènes

1. Rotation cisailante de la levée latérale du Cheix (< 1Ma) et implications texturales
2. Organised structures, textures and localized kinematics at the base of a volcanic debris avalanche
3. Des réajustements 3D différenciés ²²en confluence distale (Base de U4 Mt Dore)

Résumé : Quatre DAD ont été étudiées sur trois volcans, Tutupaca et Pichu-Pichu (Pérou), Mont Dore (France), se caractérisant par :

- une fracturation proximale : Tutupaca, Le Cheix (Mt Dore) ;
- un faciès intermédiaire chenalisé en fond de vallée précédant les transformations: Alto-Jesus (Pichu-Pichu), bourrelet frontal de Perrier (Mt Dore).

En raison de leurs caractères discontinus, seuls quelques affleurements ont été quantifiés : rides de Tutupaca, affleurements des carrières d'Alto-Jesus et du Cheix, pseudotachylite de Perrier.

La cohésion des matrices, sauf pour Tutupaca, a généralisé l'usage de l'analyse d'images à l'affleurement afin de quantifier les rapports granulaires observés en fonction des structures localisées.

Le tableau suivant résume les méthodes employées et les résultats associés :

	Méthodes employées	Apports
Tutupaca	Observations, cartographie, lithostratigraphie, analyse d'images des mégablocs, des rides, classification texturale, composition minéralogique, granulométrie, statistiques, analyse des forme des blocs, des clastes matriciels	Des marqueurs granulaires, une superposition de messages différenciés
Alto-Jesus	Observations et analyse d'images des affleurements, classifications texturales et rapports stratigraphiques, quantification des paramètres de formes, sédimentologie de structures cisailantes	Une signature syn-tectonique
Le Cheix	Cartographie, analyse d'images des affleurements, des mégablocs, stratigraphie, classification texturale, mesures de densités, analyse de forme	Rotation cisailante d'une levée latérale, rapports structures-textures, cinématiques localisées
Perrier	Cartographie, analyse d'images des affleurements, lames minces, MEB, AMS, tomographie	Réajustements différentiels 3D autour d'un point d'impact à différentes échelles et pseudotachylite

I/ Rhéologie frictionnelle : différents messages granulaires au sein d'une DAD

II. DAD de Tutupaca : état relique d'un dôme

Tutupaca est l'un des sept volcans actifs du Sud du Pérou (Manrique *et al.*, 2012, 2014). Plusieurs DAD y sont observées dont une (1802 AD, Valderrama *et al.*, 2015 ; Samaniego *et al.*, 2015) caractérisée par des rides et un dépôt pyroclastique (Shiveluch, Belousov, 1999). La sédimentologie tentera de caractériser les différents mécanismes de ségrégations granulaires observés en surface.

1. Gradients texturaux

a. Un gradient textural longitudinal

Plusieurs unités à surfaces différenciées sont répertoriées (Fig. 1). Latéralement, d'**anciennes DAD** peu étendues dans les dépôts hydrothermaux épais forment des bourrelets frontaux proximaux (3 Fig. 1), des levées latérales (6 Fig. 1). Les bourrelets frontaux cisailent la coulée de lave au contact, tandis que la partie supérieure a préservé des mégablocs impactés et cisailés. Les levées latérales présentent une extension cataclastique de la coulée supérieure (6 à 6'. Fig. 1). La DAD centrale (5 Fig. 1) est constituée par des lobes de rides : leur orientation proximale est transversale à la cicatrice puis en rotation cisailante en zone médiane.

Un effet topographique net marque la virgation de toutes les DAD vers l'aval Est (Fig. 1). Le cours de la rivière (2 Fig. 1) en est modifié. Un contrôle structural des dépôts apparaît.

De l'ensemble de ces DAD, une **stratigraphie proximale** à granoclassement inverse apparaît :

- une base épaisse hydrothermalisée charriée en levée latérale disparaissant en E (Fig. 2) ;
- une coulée de lave fracturée, étirée et cisailée jusqu'en D ;
- un faciès supérieur rougeâtre pyroclastique jusqu'en F.

Cette stratigraphie proximale s'interstratifie en DE, la zone C étant marquée par l'accumulation de dépôts pyroclastiques tandis que la rivière accumule les dépôts cendreux remaniés et stratifiés.

Un **gradient textural** (Figs. 2.3) des mégablocs est observé et quantifié par SPO (208 mégablocs, Fig. 2) mettant en évidence un transfert latéral différencié :

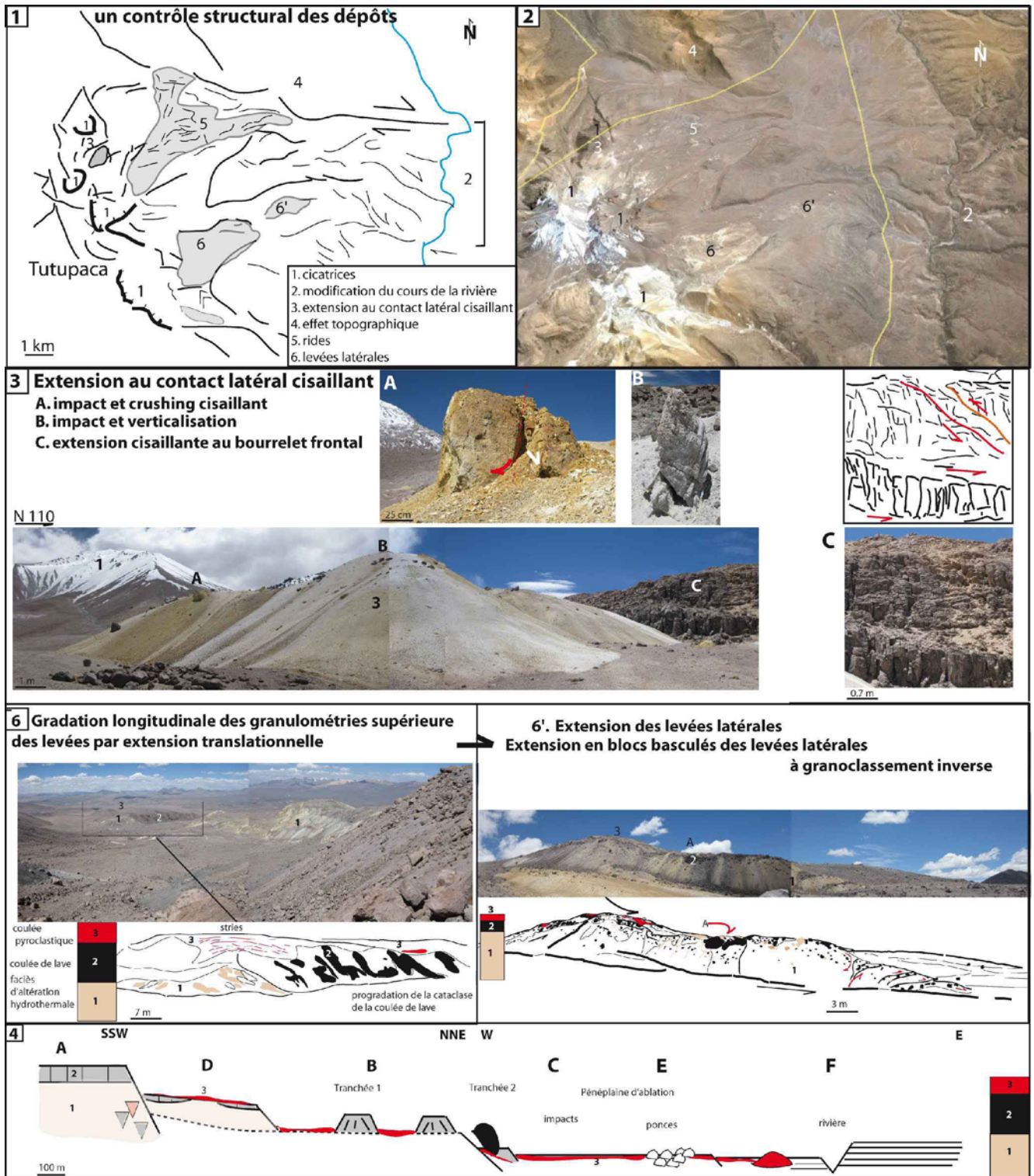


Figure 1: Localisation générale des différents DAD. 1. Carte schématique des DAD ; 2. Observation sur Google Earth des surfaces ; 3 : Bourrelet frontal ; 5: rides de Tutupaca ; 6. levées latérales proximale ; 6'. extension de la levée latérale ; 4. Coupe schématique : A : sous la cicatrice ; B : au pied du volcan ; CD : au niveau des levées latérales ; E : pénéplaine d'ablation ; F : rivière.

A : sous les cicatrices (Fig. 2A) : effondrement en masse de mégablocs de lave impactés verticalement à face planaire, fracturations dentelées et *jigsaw-structures* ;

B : au pied du volcan (Fig. 2B), des mégablocs à orientation transversale à la cicatrice et parallèle aux sillons à faces arrondies, aux cassures conchoïdales subarrondies, striés à la base. Ces mégablocs rougeâtres peuvent apparaître envoyés dans les sillons ;

CD : au niveau des levées latérales (Fig. 2CD), des mégablocs reliques présentent une extension supérieure de type jigsaw à face subangulaire tandis que des blocs subarrondis ou fracturés s'amoncellent en pied de talus ;

E : des mégablocs impactés dont les textures marquent la partie interne du dôme, associés à des placages de blocs de ponces subarrondis (Fig. 2E). Distalement à proximité de la rivière, cette zone impactée est suivie d'une surface pénéplanée de mégablocs subarrondis arasés tandis que des cendres remaniées à stratifiées constituent le lit de la rivière.

Le rapport a/b vs ellipse (3. Fig. 2) montre des domaines bien différenciés associés à un tri de plus en plus marqué distalement. La fracturation proximale A détermine les valeurs maximales ($a/b = 65.18$; ellipse = 13.94), dans lesquelles vont s'inscrire les autres domaines plus distaux. B compris entre 3.34-1.14 (a/b) et 0.5-8.57 (ellipse) évolue selon une régression exponentielle d'équation (2. Fig. 2) :

$$(1) \quad f(x) = 1.537x^{0.172} \quad (R^2 = 0.17)$$

D de par sa fracturation de translation extensive associée à une accumulation en pied de talus se rapproche de A au niveau des variations de l'ellipse (1.4-15.2) tout en ayant des rapports a/b moindres (3). E évolue selon une régression exponentielle d'équation :

$$(2) \quad f(x) = 1.217 \times 1.069^x \quad (R^2 = 0.314) \text{ avec } a/b = 1.1 \text{ à } 4.7 ; \text{ ellipse} = 0.7 \text{ à } 9.6.$$

Il caractérise le tri distal par un fluide gazeux, propre aux coulées pyroclastiques. Les deux courbes ainsi obtenues se recoupent au point X avec $a/b = 2.3$, ellipse = 9, valeurs maximales en-dessous desquelles se situent la majorité des points. A une échelle moindre (Fig. 3), la fracturation localisée des mégablocs conduit à des champs déterminés de a/b vs l'ellipse:

- **en zone proximale A** (Fig. 3A), latéralement sous la cicatrice, la fracturation des mégablocs impactés est marquée par un fort rapport a/b (35) et par une évolution exponentielle de type (Fig. 3B) :

$$(3) \quad f(x) = 11.57.1.2^x \quad (R^2 = 0.24), \text{ évolution proche de la zone B (Fig. 2),}$$

caractérisée par l'alignement transverse des mégablocs ;

- **l'extension en jigsaw des mégablocs** (Fig. 3C) en zone proximale et sur la partie supérieure des levées latérales conduit à un étalement linéaire de l'ellipse jusqu'à 18 avec un rapport $a/b < 5$. En zone proximale, les valeurs de l'ellipse sont plus faibles (< 8.5).

Ces gradients texturaux marquent le transfert latéral d'une organisation verticale marquée par une évolution différenciée thermiquement : une partie supérieure froide et cataclasée localisée en zone proximale ; une partie inférieure chaude et abrasive déposée distalement.

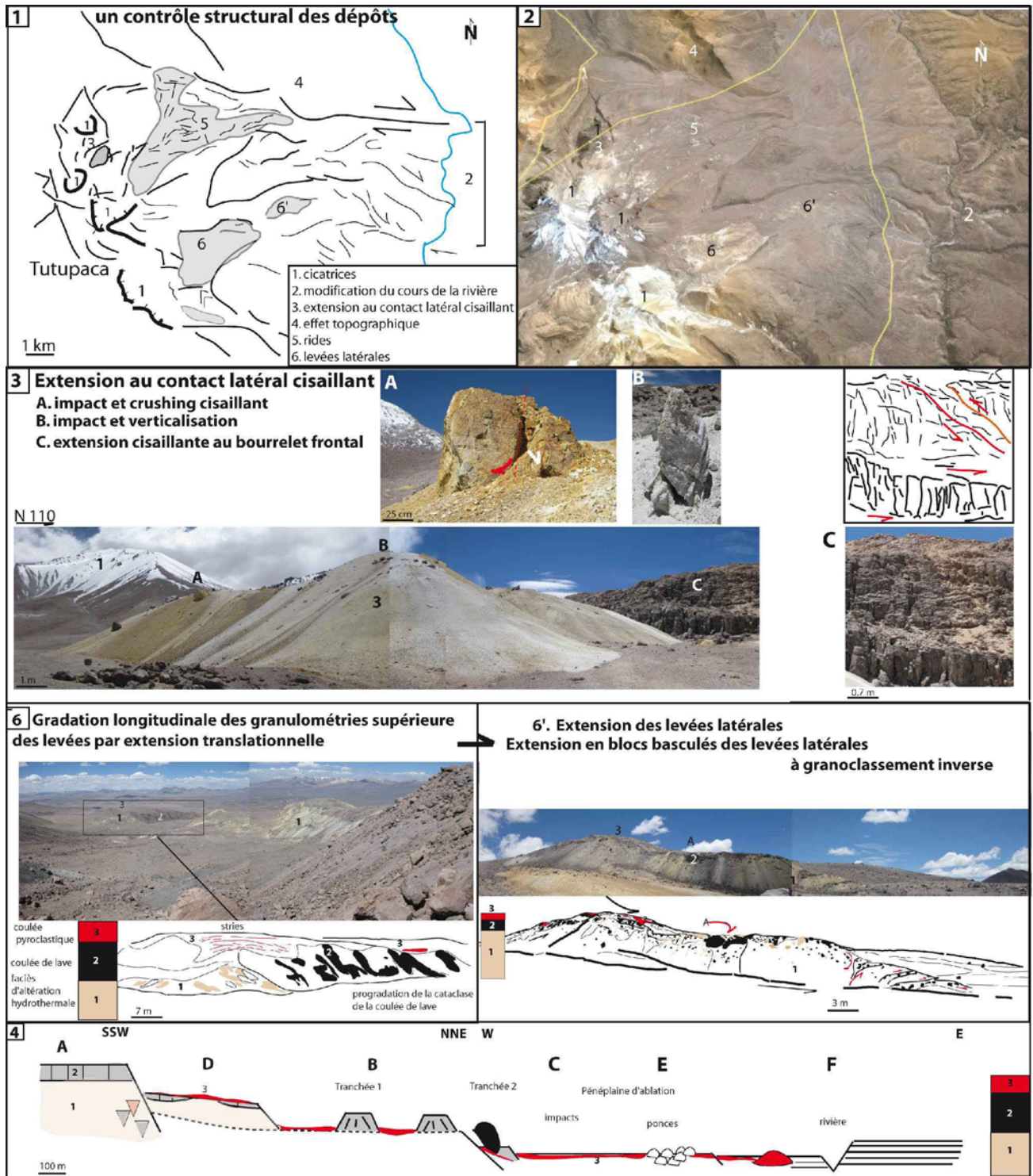


Figure 2 : Gradient textural des mégablocs. 1. Carte texturale ; 2. a/b vs ellipse ; 3. Tableau des paramètres de forme moyens ; A : effondrement ; B : alignement ; CD : extension cisailante ; E : impact.

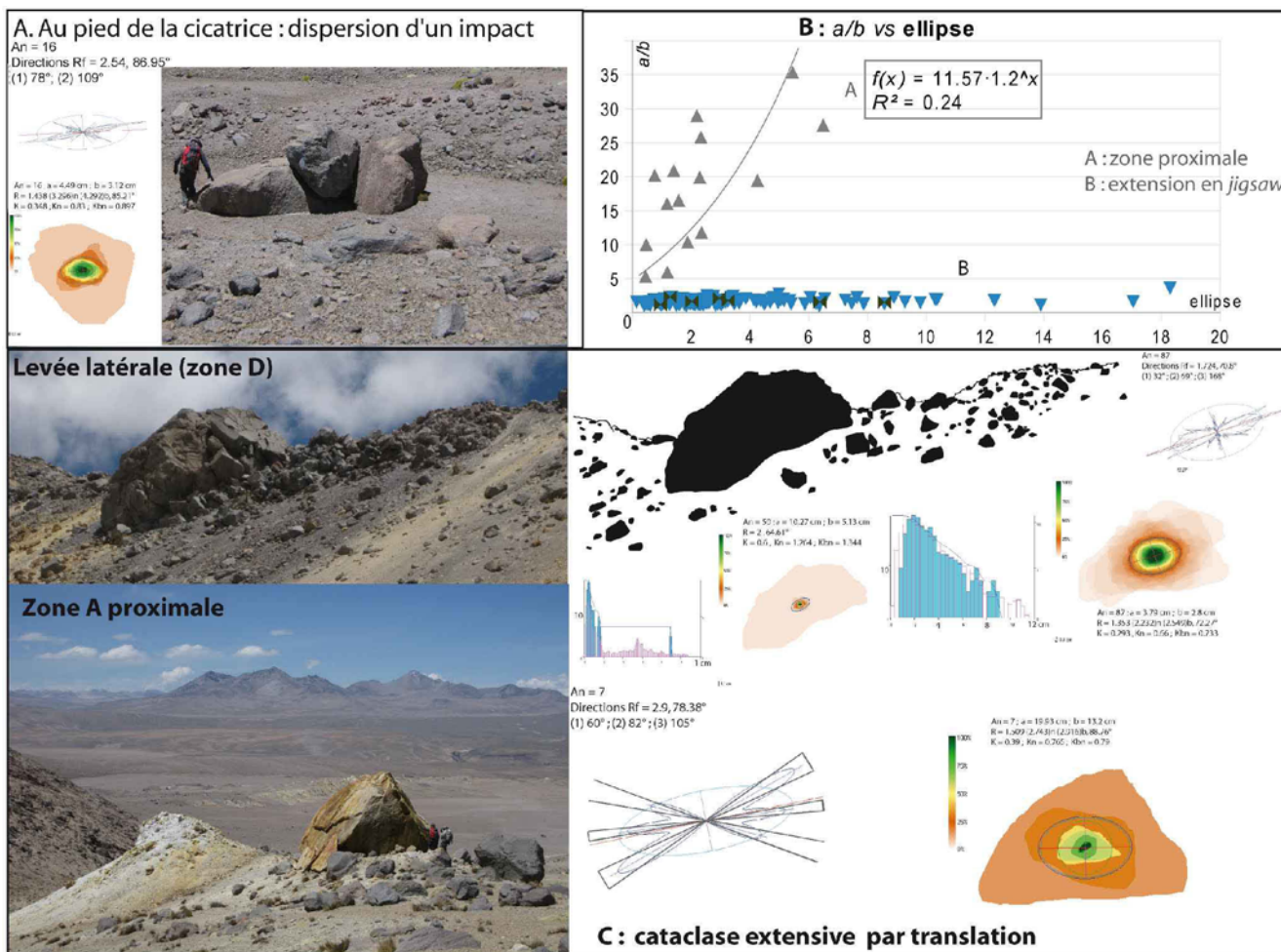


Figure 3 : textures locales des mégablocs. A : dispersion proximale d'un impact ; B : a/b vs ellipse ; C : cataclase extensive par translation.

b. Textures localisées des rides

La propagation latérale de la DAD et sa virgation Est sont marquées par des rides d'orientations divergentes (Fig. 4) :

- en zone proximale B, des rides transversales (tranchée 1, N100) à la niche d'arrachement (A Fig. 2.1) accumulent les fractions grossières au sommet (2 Fig. 4B) tandis que les sillons présentent des fractions triées autour de mégablocs envoyés (1.3 Fig. 4B). Les sillons amont (1 Fig. 4b), marqués par l'ablation, concentrent les mégablocs subarrondis ; en aval, les sillons (3) sont marqués par un tri des fractions les plus fines.

- en zone distale, sous une cicatrice secondaire, les rides longitudinales (N20) sont remaniées : sur une surface pénéplanée, se développent des bandes colorées alternées marquant un tri lithologique cisailé en dextre (N100-110) face au relief volcanique, saupoudré par le faciès inférieur hydrothermalisé. L'ensemble des dépôts présente cette virgation avale vers la rivière. La gradation texturale suivante est observée :

- (1) au contact des mégablocs isolés, impactés et abrasés, une surface blanchâtre à jaunâtre est étirée de manière lenticulaire. La face amont du mégabloc présente une série de structures d'impact et de striations différenciées. Cette texture s'oppose aux surfaces subarrondies et abradées des mégablocs oxydés de la tranchée 1 ;
- (2) des bandes grises cataclasées s'étirent, de nature similaire à la lave fracturée de la cicatrice (Fig. 1) ;
- (3) un saupoudrage pyroclastique rouge se développe en larges bandes.

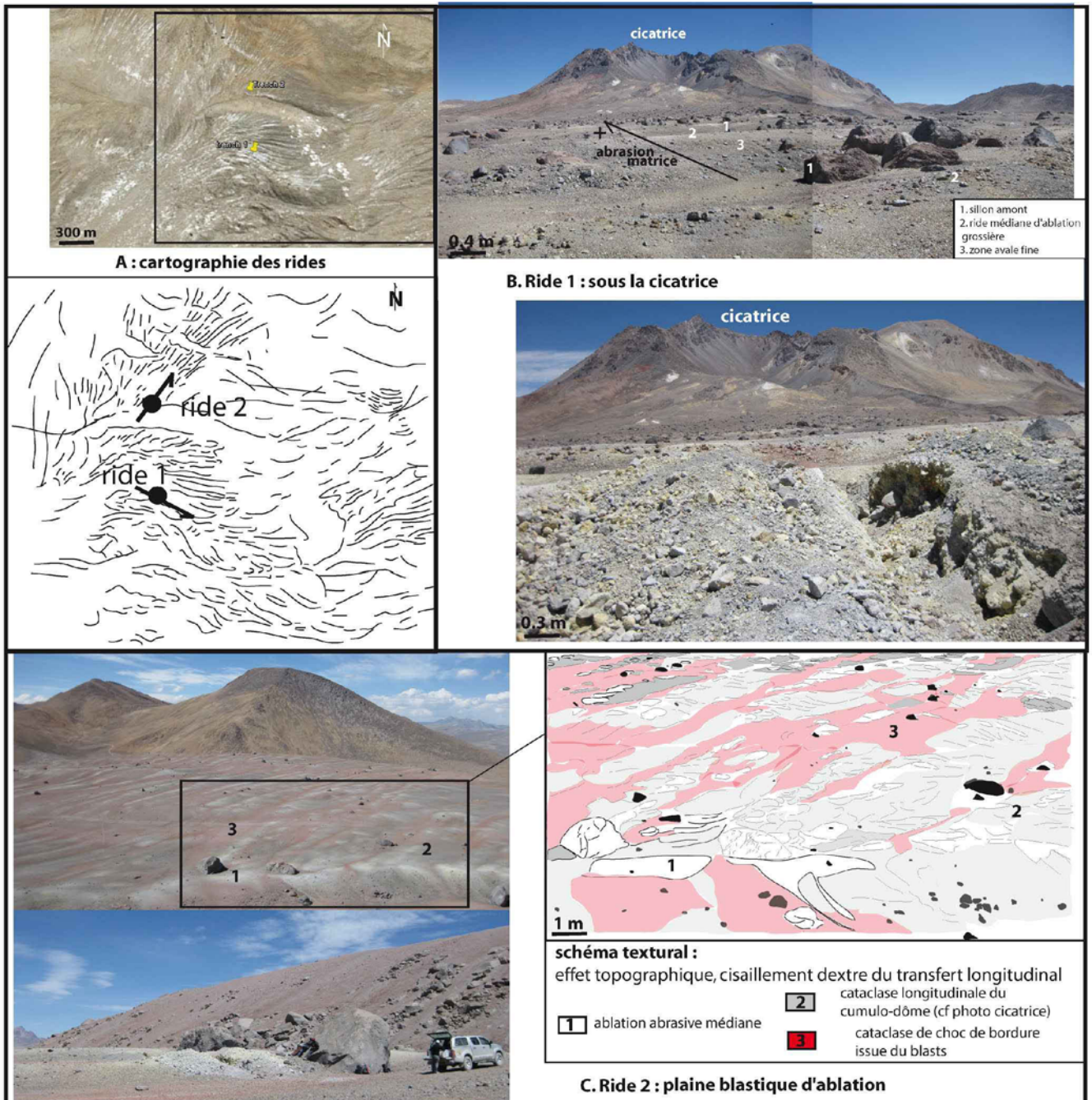


Figure 4 : Relations textures et structures des rides. A : Cartographie des rides ; B : zone proximale, ride 1 ; C : ride 2, plaine blastique d'ablation.

Cette organisation latérale reprend strictement la stratigraphie verticale des levées latérales proximales sur des épaisseurs moindres (Fig. 1) : le système est étiré et basculé. Un tri granulaire apparaît tandis que les faciès grossiers et les mégablocs disparaissent distalement.

Cette organisation granulaire est également observée au niveau des coupes transversales des rides (Fig. 5) : une distribution structurée de faciès différenciés et orientés le long de failles est quantifiée par SPO (1690 clastes). Une convergence structurale apparaît entre la distribution des clastes et celle des matrices tamisées.

Les **crêtes médianes** présentent des structures en doigts de gants d'un faciès à blocs jaunâtre réduit par ablation en ride 2. Riche en graviers (+20% en T1 à +20-90% en T2), la base triée (distribution unimodale) est injectée et cisailée. Latéralement la distribution bimodale devient polymodale au contact d'un faciès mélangé (Fig. 5A. Éch. n°19-20) marquant la déstructuration des injections en doigts de gants par extension rotationnelle. Au contact des failles, les blocs présentent des inclinaisons convergentes (76.9 et 105°, ride 1).

En amont, les **sillons latéraux** (Fig. 5 A et E) présentent des faciès granulaires plus fins (sable/graviers) juxtaposés : des blocs à faces abradées et striées s'orientent parallèlement au contact des failles séparant les faciès.

En aval, les **sillons latéraux** (Fig. 5 A et E) présentent des surfaces vannées par la coulée pyroclastique subhorizontale (85.37°). La matrice polymodale est enrichie en sable (+10-60%), tandis que les clastes présentent une distribution bimodale.

Par comparaison, la ride 2 remaniée présente plus de contacts verticaux associés à des contrastes granulaires plus importants : les classes d'orientation s'accroissent (de 4 à 6 en ride 1 jusqu'à 8 en ride 2) ; les clastes se verticalisent (14.58 et -42°) dans des matrices plus fines, discontinues. Au cours du transport (ride 1 à 2), clastes et matrices présentent une évolution différentielle :

- les clastes sont triés, passant d'une distribution polymodale à bimodale croissante (de 56 à 68%) ;
- les matrices sont mélangées et deviennent polymodales.

La coulée pyroclastique sus-jacente enrichie en sable (17 : +10-60%) devient trimodale en ride 2 avec deux classes d'inclinaisons (63-114°).

Une séquence de trois événements en milieu non confiné apparaît donc au niveau des distributions, en accord avec les observations précédentes :

1. Ride 1 et étalement gravitaire latéral ;
2. un remaniement structuré en ride 2 avec tri et réorientation des clastes au sein des matrices associée à une ablation supérieure des faciès ;
3. une coulée pyroclastique et un tri longitudinal : les dépôts de DAD sont impactés et abradés.

Le comptage minéralogique (Fig. 5G : 2459 clastes en zone médiane ; 4653 clastes en zone latérale) montre :

- 50.9% en tranchée 1 (T1) à 83.7% en tranchée 2 (T2) de clastes andésitiques gris à cassure angulaire irrégulière et facettes planaires plus ou moins déchiquetées. Ils sont plus importants dans les sillons latéraux (T1, Ø : 2 mm) ;
- 43.6% en T1 à 8.7% en T2 de laves alvéolaires subarrondies, principalement présentes en zone médiane. Elles deviennent subcirculaires en T2 (Ø : 8 mm) ;
- 3.4% de concrétions en T1. Les enrobages matriciels issus de l'altération hydrothermale (jaune) et de l'oxydation modifient les rapports de forme initiaux tout en accentuant la diversité des faciès observés ;
- 4.5% de ponces en T2, observées entre 4-2 mm ;
- quelques cristaux : les fractions de 2.8-1 mm sont plus riches en cristaux d'andésine (+2 à 8%) par cataclase et transfert latéral en T1 et en proportion moindre d'hornblendes.

Avec la distance parcourue, les clastes d'andésites augmentent, ceux de la lave diminuent en rapport avec le transfert latéral de l'organisation verticale (partie supérieure effondrée en zone proximale, partie inférieure blastée distalement). En T2, la diversité minéralogique diminue.

a/b vs ellipse montre un ensemble de valeurs proches des mégablocs de la zone B avec $a/b < 3.7$ et ellipse < 35 , soit le domaine de l'extension en *jigsaw* de la partie supérieure des levées latérales (Figs. 1 et 3).

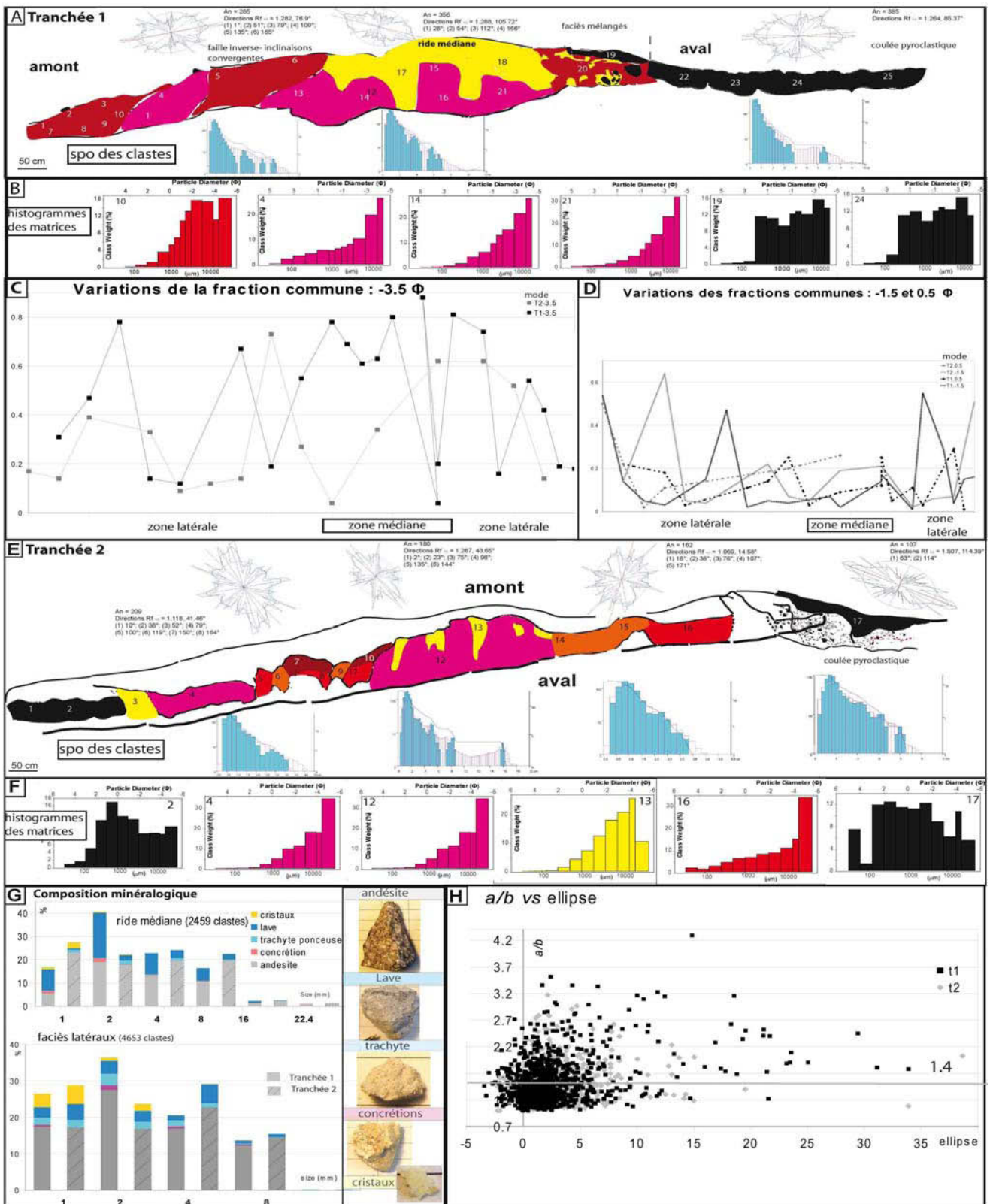













Figure 5 : distribution structurelle des faciès. A : Coupe transversale de la ride 1 proximale . Orientation et distribution des clastes ; B : quelques histogrammes des matrices prélevées en tranchée 1 ; C : variations des fractions communes -3.5 φ en fonction du zonage ; D : variations des fractions communes -1.5+0.5φ en fonction du zonage ; E : coupe transversale de la ride 2 distale. Orientation et distribution des clastes ; F : quelques histogrammes des matrices prélevées en ride 2 ; G : composition minéralogique comparée ; H : a/b vs ellipse.

Tableau 1 : des textures différenciées en rapport avec des structures localisées.

Textures	Descriptions	structures
Zone latérale amont		
<p>Ride 1 : T1.11</p>  <p>7 cm</p>  <p>7 cm</p> <p>Ride 2 : T2 : B1-2-17</p>	<p>T1-11 : faciès brun à rouge latéraux graveleux à sablo-graveleux très mal classés, platycurtiques à très platycurtiques. Orientation frontale (N123) des clastes rouge allongés (12.25cm), parallèles aux contacts verticaux. Imbrication partielle dans la partie supérieure.</p> <p>B1.2.17 : faciès pyroclastiques remaniés sablo-graveleux ^(1.2) latéralement et fins au sommet ⁽¹⁷⁾. Très mal classés à forte variation du <i>skewness</i>, platycurtique à mésocurtique.</p>	 <p><i>Clastes subangulaires à face planaire abradée et striée.</i></p>
Zone médiane : sommet de la ride		
<p>T1 : 12.21.T2 : B3.13</p>  <p>7 cm</p>  <p>7 cm</p> <p>Ride 2 : T2 : B4.12</p>	<p>injection du faciès hydrothermalisé charrié, asymétrie négative vers les grossiers, platycurtique à mésocurtique</p> <p>T12-21. B3.13 : faciès supérieur jaunâtre graveleux bimodal mal classé à moyennement classé vers le bas à altération hydrothermale jaunâtre induré et injecté. <i>partie inférieure matricielle cisailée ==></i> unimodale bien classée graveleuse rougeâtre à brun à clastes subangulaires et aux faces abradées.</p> <p>B4.12 : faciès sablo-graveleux gris non consolidés, unimodal à bimodal, mal classés, platycurtique, symétrique à assymétrie négative.</p>	<p style="text-align: center;">Injections en doigts de gant</p>  <p>13 cm</p>  <p>5 cm</p>
Zone latérale avale		
 <p>10cm</p> <p>Ride 1 : T1 : 18.25</p> <p>Ride 2 : T2 : B7-10 ; 6-9-14-15 ; 5-8-11-16</p>  <p>10cm</p>	<p>T1 : 18-25 : matrice rougeâtre gravelo-sableuse compressée à petits clastes angulaires (< cm) compris entre des blocs ou partiellement mélangés. Mal à très mal classés, très à platycurtiques à fortes variations de skewness. 3 faciès en T2 :</p> <p>B7-10 : sables grossiers à cisaillement basal, bimodal à trimodal, asymétrie positive, leptocurtique à mésocurtique</p> <p>Ride 2 :</p> <p>B6-9-14-15 : sable moyen discontinu bimodal : très bien classé (b6) entre les failles inverses et selon un gradient latéral (b14.15). Asymétrie négative, leptocurtique à mésocurtique</p> <p>B5-8-11-16 : sable graveleux bimodal à polymodal, platycurtique à symétrique, asymétrie négative. Quelques clastes orientés.</p>	<p style="text-align: center;">Faciès mélangés</p>  <p><i>Contacts latéraux abradés 10cm</i></p>  <p>5 cm</p>

2. Sédimentologie des rides

42 échantillons (25 pour la tranchée 1 ; 17 pour la tranchée 2) ont été tamisés, les fractions inférieures à 60 μm ont été quantifiées par microgranulométrie à diffraction laser.

Le **diagramme triangulaire** (Fig. 6A) regroupe des échantillons de matrice très mal triés (68%) dans le domaine des graviers et des sables graveleux (50%). La ride 2 est moins riche en sables et graviers. La crête médiane est dominée par les graviers (90% ; Fig. 6B). Des paquets homogènes de fractions granulaires se juxtaposent en rapport avec la distribution structurée des faciès (Fig. 5). Les contacts se caractérisent par une diminution de 80 à 20% des fractions grossières (Fig. 6B) le long desquels des clastes à faces abrasées s'alignent (tab. 2). Le **regroupement granulométrique** des faciès est sous **contrôle structural**.

Les **courbes cumulatives** (Fig. 6C et D) montrent un gradient granulométrique continu au sein de faciès distincts marqués par des redistributions granulaires différenciées. Les **crêtes médianes sablo-graveleuses bimodales** présentent des courbes très regroupées ($-4 \Phi_{50}-2\Phi_{80}$; $20-10 \mu\text{m} \Phi_{50}-22-35 \mu\text{m}\Phi_{80}$) sauf pour les injections en doigts de gants plus riches en fines ($-3 \Phi_{50}-1\Phi_{80}$). Les faciès latéraux charriés au contact des failles inverses (T1.4.6, T2_{14.6.16.8}) recoupent les courbes cumulatives de la crête médiane. Le continuum marquant l'étalement granulométrique latéral est différencié :

- un étalement granulaire très limité latéralement depuis le faciès mélangé polymodal (T1.19) et les zones relaxées entre les failles ($-3-2 \Phi_{50}-1.5.0\Phi_{80}$) ;
- un fort étalement granulaire par vannage de la coulée pyroclastique riche en sable (50-40%) dans les sillons ($-1+1 \Phi_{50}+3+1\Phi_{80}$; de même pour les fines : $26.40 \mu\text{m}\Phi_{50}$; $40-76 \mu\text{m}\Phi_{80}$), devenant bimodale et très bien classée (éch. n° T2.7) en rapport avec la pénéplanation d'ablation observée.

Ce continuum marque le déconfinement des fractions cataclasées depuis la zone médiane :

- une fracturation et un regroupement des fractions granulaires homogènes entre des contacts cisailants ;
- une relaxation par étalement gravitaire limité. Cette alternance par paquets entre les failles conduit à de fortes variations des paramètres statistiques : faciès grossiers très mal triés ($\sigma = 0.2-2.7$; $SkG = -0.4-12$) leptocurtique à mésocurtique (0.23-1.34) ; vannage cisailant et tri au sein des sillons à granoclassement inverse à l'origine d'un fort étalement granulométrique.

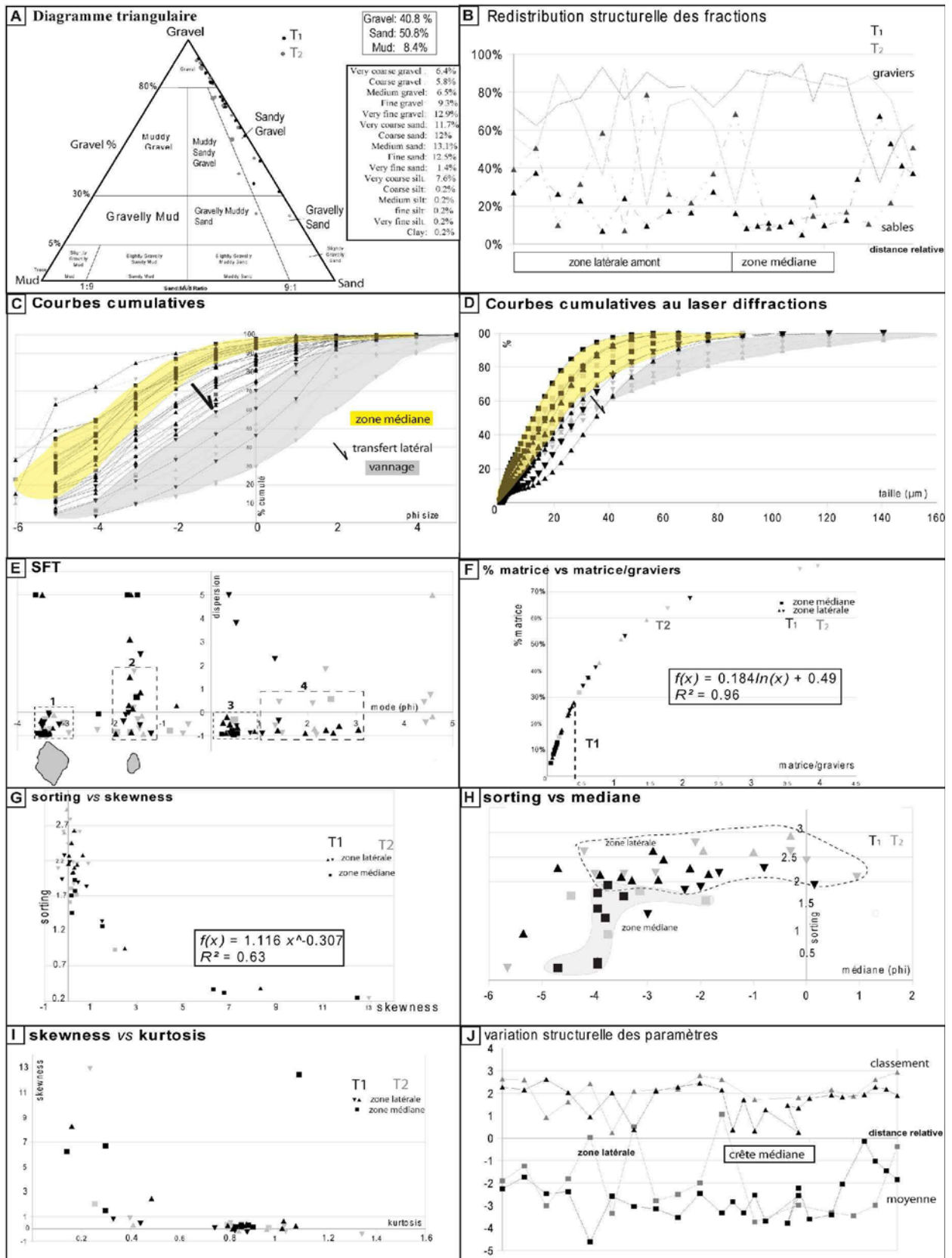


Figure 6 : Sédimentologie des matrices. A : diagramme triangulaire ; B : redistribution structurelle des fractions ; C : courbes cumulatives ; D : courbes cumulatives à la diffraction laser ; E : SFT ; F : % matrice vs matrice/graviers ; G : sorting vs skewness ; H : sorting vs médiane ; I : skewness vs kurtosis ; J : variation structurelle des paramètres.

Les **histogrammes** (Fig. 5B) et le **SFT** (Fig. 6E) confirment le caractère bimodal à trimodal de la crête médiane à fracturation magmatique ($\gamma = -0.88-0.9$; 58% en T1 contre 53% en T2) devenant polymodale par ségrégations et mélange latéral. La fracturation hydrovolcanique et le transport par suspension/saltation apparaissent plus importants en tranchée 2 localisée dans une pénéplaine blastique, tandis que le remaniement est plus important en tranchée 1 (20% en T1 ; 18% en T2). Quatre sous-populations sont différenciées :

1. la population -3.4Φ ($\gamma = -0.85-0.94$), présente dans tous les échantillons, marque une origine commune en rapport avec une fragmentation magmatique ;
2. la population -1.5Φ : en **ride 1**, la fragmentation magmatique des sillons (échantillons 9.10 et 19.22, Fig. 5, $\gamma = -0.5-0.9$) passe à une fragmentation gravitaire ($\gamma = 2.46-5$) pour les faciès mélangés au contact de la crête médiane (éch. n° 20.23 et 4.11) avec une légère signature hydrovolcanique. En ride 2, les fractions à -1.5Φ à fragmentation magmatique ($\gamma = -0.7-0.93$) marquent le surge pyroclastique de part et d'autre du mégabloc médian. Quelques faciès sont d'origine mixte.
3. La fraction 0.5Φ d'origine magmatique ($\gamma = -0.6-0.94$) très présente en T1 (11-25%) diminue fortement (3-5%) au contact de la zone médiane-latérale et disparaît latéralement en tranchée deux au contact du mégabloc. Elle participe avec la fraction -1.5Φ à la bimodalité de la crête médiane.
4. La coulée pyroclastique marque l'apparition de deux fractions fines d'origine mixte (1.32Φ et 4.5Φ). La crête médiane et son contact latéral principalement d'origine magmatique sauf pour -1.5Φ s'opposent au caractère mixte constant du sillon. Au contact des failles inverses, faciès graveleux et sablo-graveleux alternent avec une typologie de fragmentation (magmatique/hydrovolcanique), marquant la croissance du dôme de lave. La dispersion en T2 est plus importante en rapport avec un rejeu plus important des failles et une relaxation distale de l'avalanche de débris chaude. Une corrélation directe apparaît entre la structure et la fragmentation hydrovolcanique/magmatique. Cette relation spécifique entre structure et fragmentation caractériserait la fragmentation initiale de l'avalanche de débris issue du cumulo-dôme.

La **dimension fractale D** (annexe II) s'accroît de T1 (1.691) à T2 (1.764) avec les valeurs les plus faibles au niveau des crêtes médianes grossières ($D = 0.678$ à 1.998). Les sillons pyroclastiques présentent les valeurs les plus fortes ($D_{T1} = 2.215$; $D_{T2} = 2.066$) : elles décroissent avec la distance parcourue.

Les rapports granulaires présentent (Fig. 6F et G) :

- une **évolution logarithmique** du % de matrice en fonction du rapport matrice/graviers (Fig. 6F) :

$$(4) \quad f(x) = 0.184 \ln(x) + 0.49 \quad (R^2 = 0.96)$$

avec T1 < 40% de matrice dont la crête de ride grossière à moins de 15% de matrice et T2 enrichie en matrice (jusqu'à 65%) ;

- une **régression de puissance** du classement en fonction de l'asymétrie (Fig. 6G) marquée par une

prépondérance de particules grossières ($SkG = 0.12-0.49$) : **(5)** $f(x) = 1.11x^{-0.3}$ ($R^2 = 0.63$).

Ces équations marquent le passage sous contrainte structurelle de la zone médiane à latérale. Cependant ce contrôle structurel semi-confiné est insuffisant pour contraindre suffisamment les autres paramètres statistiques même s'ils sont :

- regroupés distinctement en zone médiane et latérale pour le **classement vs médiane** (Fig. 6H) avec : des valeurs très regroupées autour de -4Φ pour la zone médiane de T1 ; une dispersion des médianes latéralement et longitudinalement ;
- alignés selon une équation de puissance pour le **skewness vs kurtosis** (Fig. 6I) :

$$\text{(6)} \quad f(x) = 0.142 x^{-2.063} \quad (R^2 = 0.43 ; KG = 0.13-1.34).$$

La ségrégation granulaire est marquée par une modification du tri (Fig. 6J) : la crête de ride mal triée devient très mal triée au contact latéral ($\sigma = 1.7-2.78$) ; dans les sillons, les faciès sont très mal triés sauf au contact des failles (éch. n° T2.3.6). Les moyennes s'étalent : plus grossières le long des failles entre $-4-2 \Phi$; plus fines pour le remaniement dans les sillons entre -2Φ .

3. Paramètres de forme

a. Caractéristiques des matrices

2128 clastes (1096 en T1, 1032 en T2) de la matrice tamisée ont été quantifiés par analyse d'images.

Le périmètre de rugosité (PR) vs taille (Fig.7A) évolue selon les régressions logarithmiques suivantes:

en ride 1, T1 : (7)	$f(x) = 0.031 \ln(x) + 0.91$	avec $R^2 = 0.63$
en ride 2, T2 : (8)	$f(x) = 0.024 \ln(x) + 0.94$	avec $R^2 = 0.54$.

La circularité de Riley (RC) vs taille ou a/b , PR vs a/b évoluent de manière similaire pour T1 et T2 (Fig. 7BC) marquant une origine commune : à des médianes équivalentes, les valeurs extrêmes des distributions diminuent de T1 à T2, de manière plus importante entre les zones médianes.

De T1 à T2, les valeurs de PR diminuent par abrasion pour les fractions à 8-2.8 mm et augmentent par cataclase pour les fractions à 2 mm ; elles demeurent constantes à 1.07 pour les 16-22 mm. De même pour les valeurs de RC qui augmentent par abrasion sauf pour les fractions à 22.4 mm, marqués par la cataclase.

PR et RC présentent une évolution différentielle marquée par la structure des rides et leur dominance minéralogique (Fig. 5 ; Fig. 7D) :

- en ride 2, diminution de PR, a/b et dominance des andésites (83.73%) marquent l'abrasion des fractions, plus particulièrement à 8 mm en zone médiane et de 4 mm en zone latérale ;
- à 2 mm : augmentation du % de lave aphyrique en zone médiane et du % d'andésite en zone latérale de T1 , tandis qu'en T2 les valeurs de PR et a/b augmentent par cataclase.

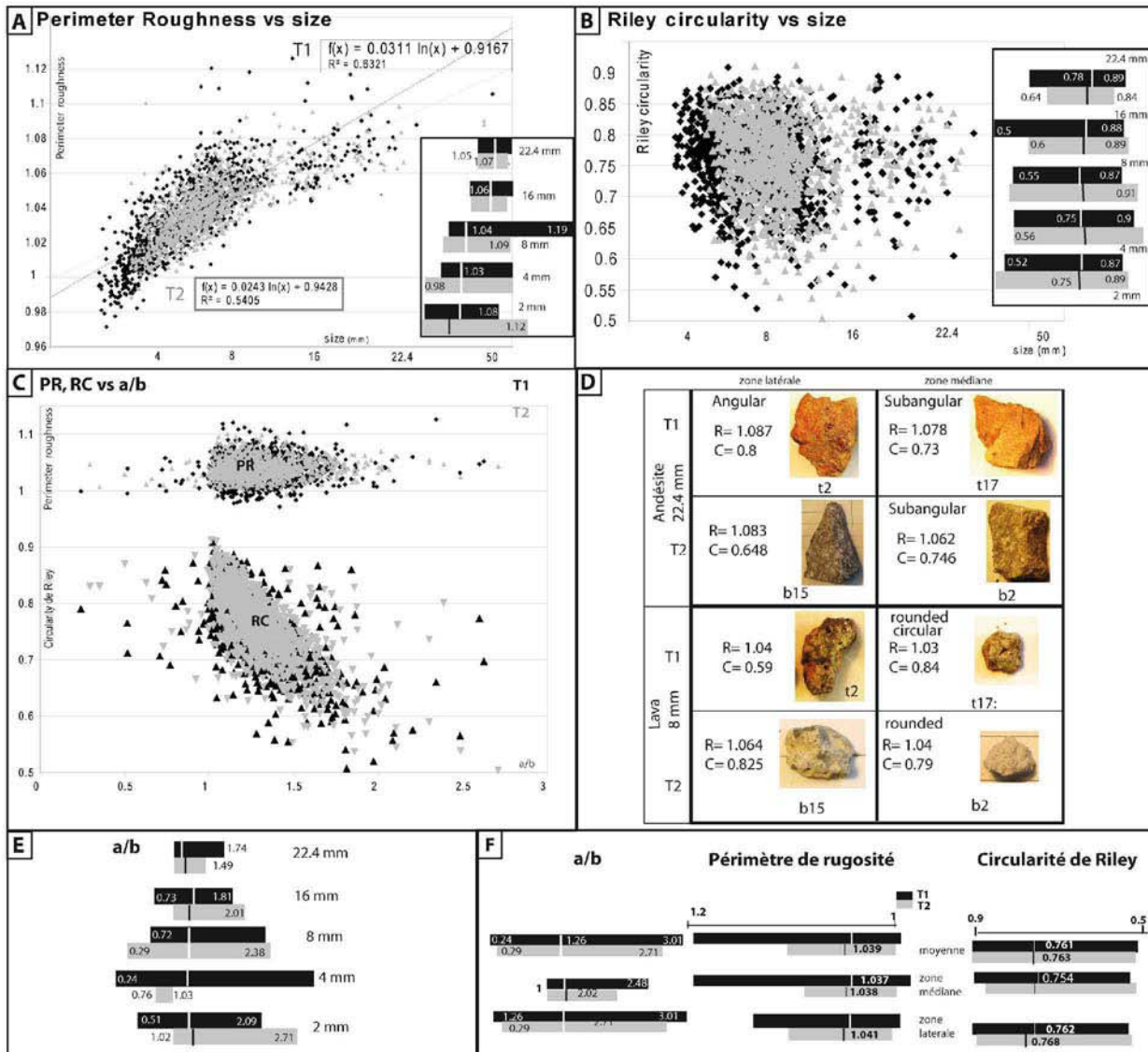


Figure 7 : Paramètres de forme des matrices. A : Périmètre de rugosité vs taille ; B : Circularité de Riley vs taille ; C : Périmètre de rugosité, Circularité de Riley vs a/b ; D : caractéristiques des clastes ; E : pour T1, T2, valeurs caractéristiques de a/b en fonction de la taille: valeurs médianes, minimales et maximales ; F : valeurs caractéristiques de a/b, du périmètre de rugosité, de la circularité de Riley en fonction du zonage des rides : valeurs médianes, minimales et maximales.

b. Rapport évolutif des clastes et des matrices

Sur les 42 échantillons prélevés, 16 fenêtres texturales, soit 1437 clastes ont été quantifiés par SPO afin de mettre en évidence le rapport évolutif entre clastes et matrice au sein des rides. Une convergence évolutive apparaît de manière récurrente. L'effet de la distance et de la cataclase intrinsèque du dôme sont différenciés.

b1. Effet de la distance : trois équations caractérisent a/b vs distance (Fig. 8.A) :

1. une régression exponentielle en zone latérale pour quatre échantillons :

$$(9) \quad f(x) = 1.5042 \times 1.005^x \quad \text{avec } R^2 = 0.85$$

2. une régression linéaire au contact zone médiane-latérale :

$$(10) \quad f(x) = 0.024x + 1.126 \quad \text{avec } R^2 = 0.97 \text{ pour six échantillons.}$$

3. une régression logarithmique au centre de la crête médiane caractérisée par des injections en doigt de gant dans une matrice polymodale :

$$(11) \quad f(x) = 0.3627 \ln(x) + 0.55 \quad \text{avec } R^2 = 0.73 \text{ pour sept échantillons.}$$

Les autres points ne sont pas recensés sur le terrain. Ces courbes se recoupent en trois points (X), marqueurs d'un **état ancestral commun** (Fig. 8 A et B) :

A : claste avec a/b entre 1.65-1.7, forme proche de la lave fracturée observée au sommet de la cicatrice à l'origine des faciès de la zone médiane et latérale (courbes 1 2 3) ;

B.C au sein de la crête médiane (courbes 2 3) : le faciès inférieur clastique et soudé à chaud (éch. B : t2b10) et la zone latérale de mélange (éch. C : t1t19) marquent une origine et une évolution finale commune par mélange.

L'arbre évolutif (Fig. 8B) montre que ces trois équations, marquant une évolution texturale différenciée, sont soumises à des refroidissements différents, confirmés par la mise en relation des fenêtres texturales (Fig. 8CD) :

1. Alternance de deux refroidissements (Fig. 8C) avec une évolution moindre de a/b de 1.5 à 1.6 par rapport à la zone médiane (2.3) : le claste subarrondi issu de la zone médiane devient angulaire. Le passage latéral marque une distribution uniforme entre clastes et matrice au niveau du sillon (b2). En tranchée 2 (T2), le contact latéral chaud (b8.5) se refroidit dans le sillon (b2) associé à une réduction rapide des tailles des clastes. La cataclase à chaud augmente le pourcentage de fractions fines passant de 16 à 1 mm (d_{50}), la cataclase à froid les diminue seulement de 1Φ . Longitudinalement, le passage des tranchées 1 à 2 conduit à une réduction rapide des clastes par cataclase à froid. Ces rapports traduisent une cataclase différenciée verticalement au sein du dôme. Une évolution cataclasique latérale et longitudinale entre les deux tranchées est envisagée.

2.3 Refroidissement progressif médian (Fig. 8D) à évolution différenciée entre la zone centrale (3) et son contact latéral (2). L'évolution de la zone médiane débute à partir d'une texture inférieure commune (b10) clastique soudée à chaud et le contact cisailant médian (t12). Le refroidissement latéral progressif est marqué par une évolution inverse des rapports granulométriques entre les clastes et les matrices : la partie supérieure s'enrichit latéralement en fines tandis que la crête médiane demeure riche en clastes grossiers. La bimodalité des matrices caractérise la zone médiane latérale (2) où la fracturation à chaud préserve les mégaclastes à opposer aux injections en doigts de gants au sein d'une matrice polymodale (3). La fracturation à chaud rend les clastes subarrondis (3), tandis que les injections en doigts de gant (2) conduisent à des sauts thermiques à l'origine d'une rugosité plus importante des clastes. La convergence des formes par cataclase à froid se réalise de manière différenciée accentuant l'angularité des clastes à partir d'une matrice polymodale acquise par mélange.

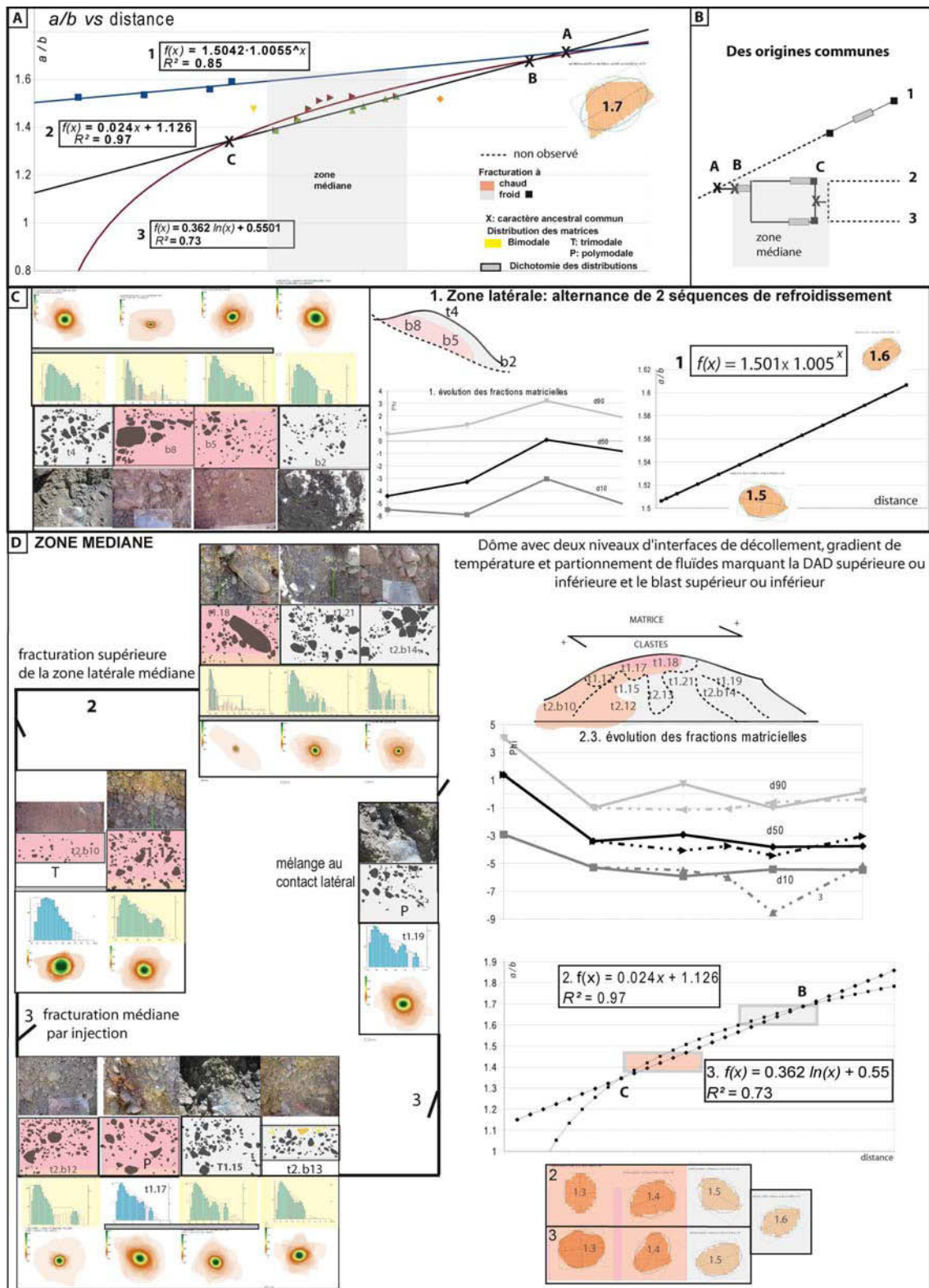


Figure 8 : a/b vs distance, transferts localisés différenciés. A : a/b vs distance ; B : arbre évolutif ; C : zone latérale (1) ; D : zone médiane.

Le passage cataclase chaud-froid se caractérise par une fracturation spécifique de type injection supérieure en doigts de gant (T1), se propageant de manière différenciée verticalement et latéralement : mélanges supérieurs et basculement des contacts latéraux inférieurs au niveau de T2.

Une différence cinématique apparaît d'un point de vue structural : entre les sillons, au sein de la zone médiane au sens strict, au contact latéral proximal de la zone médiane.

L'évolution de l'ellipse avec la distance (Fig. 9A) sépare nettement les textures : il n'y pas d'état ancestral commun. Mais un rapport matrice- évolution de puissance de l'ellipse apparaît : le tri des matrices conditionne l'évolution de la forme elliptique des mégaclastes. Ces données montrent :

1. le passage alterné de la cataclase chaude-froide à l'origine d'une matrice bimodale et de clastes plus fins passant d'une distribution trimodale à bimodale. Les mégaclastes deviennent subarrondis selon la régression de puissance :

$$(12) \quad f(x) = 6.33x^{-0.35} \quad (R^2 = 0.93) \text{ pour cinq échantillons.}$$

2. en T1, conformité de la polymodalité des clastes et des matrices lors du passage latéral. L'ellipse évolue selon la régression de puissance :

$$(13) \quad f(x) = 8.56x^{-0.39} \quad (R^2 = 0.92) \text{ pour quatre échantillons.}$$

La cataclase à froid longitudinale allonge le claste aux bords angulaires.

3. en T2, une distribution uniforme des matrices est à opposer aux clastes. L'ellipse évolue selon la régression de puissance :

$$(14) \quad f(x) = 3.57x^{-0.21} \quad (R^2 = 0.94). \text{ La cataclase angulaire de}$$

bordure prédomine dans des textures matricielles dominantes.

Le passage de T1 à T2 (2.3) marque un tri différencié des clastes et matrices lors du passage latéral : matrice polymodale de T1 devenant trimodale en T2 ; clastes à taille fortement réduite en T2 jusqu'à l'unimodalité de distribution (b10).

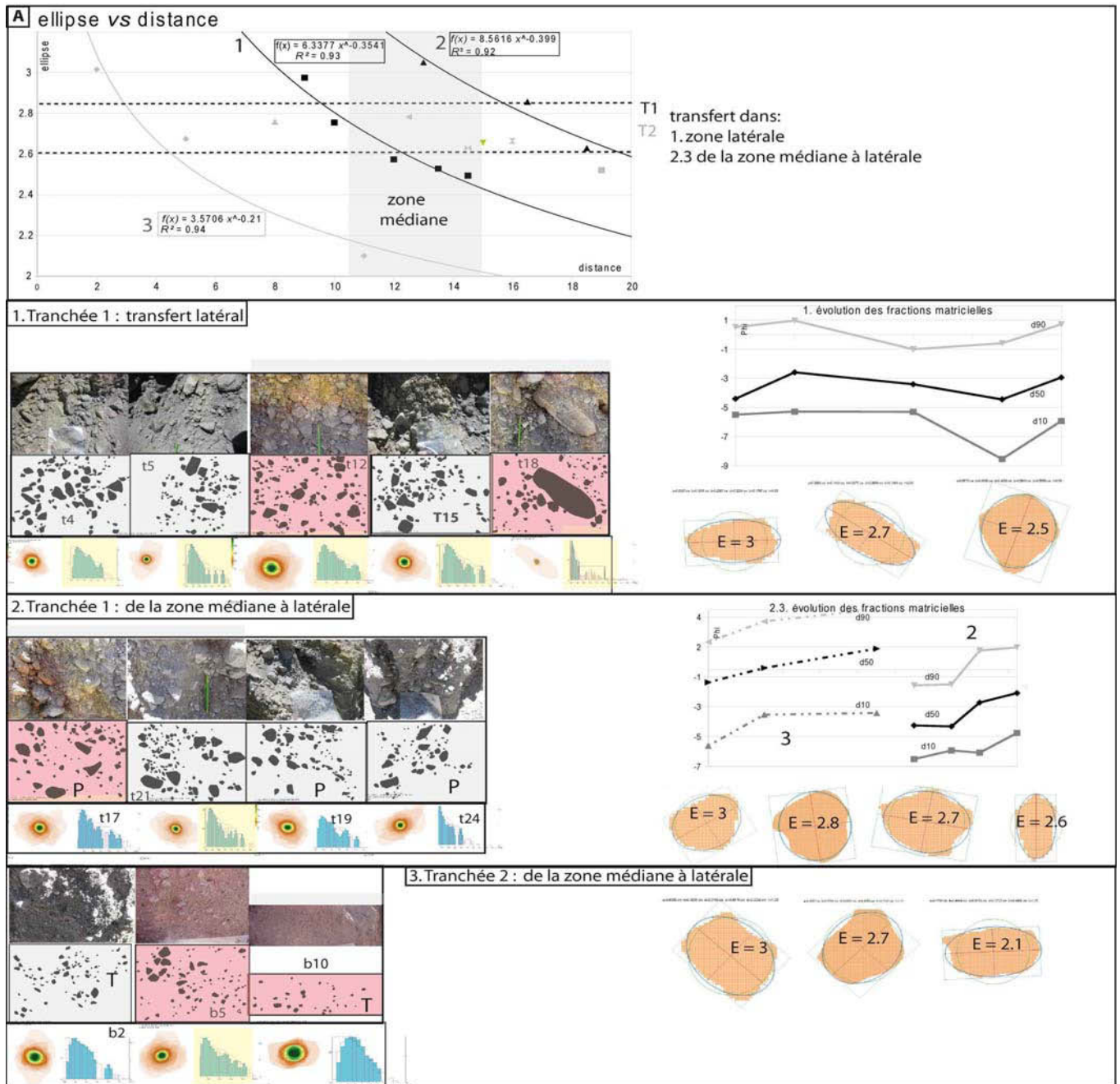


Figure 9 : ellipse vs distance : relation directe à la structure de la ride. A : ellipse vs distance ; 1 : transfert latéral en tranchée 1 ; 2 : tranchée 1 : de la zone médiane à latérale ; 3 : tranchée 2 : de la zone médiane à latérale.

b2. Caractéristiques reliques

Trois équations caractérisent *a/b vs ellipse* (Fig. 10.A), marquant le passage de la zone médiane à latérale:

1. une régression linéaire au contact de l'interface basale cisailée du faciès hydrothermal :

$$(15) \quad f(x) = 0.148x + 1.065 \quad (R^2 = 0.95) \text{ pour sept échantillons ;}$$

Deux régressions exponentielles :

2. en ride 1 (T1) : (16) $f(x) = 1.019 \times 1.156^x$ ($R^2 = 0.96$) pour quatre échantillons.

3. à la base de T2 : (17) $f(x) = 1.005 \times 1.171^x$ ($R^2 = 0.94$) pour huit échantillons.

Un domaine de matrice bimodale triée apparaît pour des clastes survivants avec $a/b > 1.45$ et $e > 2.6$.

Les droites (1.2.3) se recoupent au niveau de :

- faciès communs compris entre 1.2.3 : faciès basal fin soudé à clastes angulaires observé en ride 2 (éch. T2 b10) ; entre 2.3 : faciès grossiers supérieurs à mégaclastes subarrondis et abradés de la ride 1 (éch. T1 t4) ;

- deux états ancestraux précurseurs non observés à l'affleurement avec:

$$A: \text{entre 1 et 3 : } a/b = 1.32 \quad e = 1.7 \qquad B: \text{entre 1 et 2 : } a/b = 1.34 \quad e = 1.9$$

L'arbre évolutif (Fig. 10A) établi montre l'intercalation de deux pulses de refroidissements cataclastiques en 1 et 2, à opposer au continuum thermique basal de 3. Un état transitoire entre deux ségrégations granulaires apparaît à l'origine d'une cataclase différenciée : la cataclase clastique alimentant les matrices, d'où des distributions différentielles à 40% entre clastes et matrices.

La quantification texturale SPO des fenêtres comparée aux matrices tamisées montre (1.2.3 Fig. 10) :

1. Une ségrégation granulaire à l'interface cisailée à l'origine de matrices unimodales devenant bimodales à trimodales par cataclase latérale. Une cataclase froide de bordure, moteur de la diminution de la taille des clastes, alterne avec une abrasion à chaud préservant les fractions les plus grossières. Cette alternance se superpose à celle des textures médianes-latérales confirmant **une extension par intrusion**, observée à l'affleurement au niveau des digitations en doigts de gant supérieures ;

2. Une abrasion à chaud, diminuant la rugosité, encadre un stade intermédiaire froid marqué par des cataclases de bordures et une distribution différenciée entre clastes et matrice, stade précurseur à un faciès mélangé polymodal séparant la zone médiane et latérale à distribution bimodale.

3. Le passage latéral se marque par la cataclase préférentielle des clastes à forte rugosité : une dichotomie des distributions entre les matrices bimodales et la distribution polymodale des clastes apparaît.

Deux pulses de refroidissements marquent la croissance des rides caractérisée par un continuum où alternent cataclases et tris granulaires différenciés aux interfaces suivantes :

1. **faciès cisailant hydrothermalisé** à fort contraste granulaire marqué par l'alternance de cataclase à froid de bordure et l'abrasion à chaud des surfaces ;

2. **faciès latéraux proximaux** mélangés à chaud marqués par un stade précurseur de cataclase à froid ;
3. **faciès basal** où prédomine la cataclase des clastes dans une matrice chaude à distribution bimodale.

Les gradients thermiques de surface, associés aux fluides hydrothermaux, contribueraient à des rapports granulaires spécifiques et localisés modifiant les interfaces de réajustements localisés. Une modification alternée et progressive des rapports granulaires au cours de la croissance d'une ride doit être envisagée comme un stade précurseur à la déstabilisation au niveau d'interfaces spécifiques et contrastées, siège d'abrasions et de cataclases différenciées verticalement et latéralement. Ces variations s'observent à la surface des dômes en croissance.

c. Apport des survivants (Fig. 11)

15% des matrices et 40% des clastes ont des rapports $a/b > 1.4$: ces taux importants de survivants (Fig. 11) marquent une faible évolution par transport, qui apparaît inverse entre les clastes (SPO) et les matrices tamisées. Contraintes structurelles de la DAD (zone médiane/latérale) et effet du transport par le blast (T1-T2) se superposent :

- pour les clastes survivants (Fig. 11A) : les taux augmentent de 45-58% en T1 vers la zone médiane grossière et diminuent de 10% de T1 à T2, sauf au niveau du sillon latéral aval où le remaniement cataclasique rajeunit les valeurs à 55%, équivalents à la zone proximale médiane ;
- pour les matrices (Fig. 11B) : les taux augmentent de 21 à 29% de T1 à T2 par cataclase en zone latérale amont. Un rapport inverse apparaît en zone médiane où domine l'abrasion sous le mégabloc. Une convergence évolutive apparaît de nouveau en zone latérale aval.

Cette évolution en rapport avec les structures implique de considérer des modalités différentielles entre l'amont et l'aval se surajoutant à l'effet structurel et granulométrique entre la zone médiane et latérale : cataclase des clastes et abrasion des matrices en zone médiane ; cataclase des clastes et des matrices au niveau des sillons.

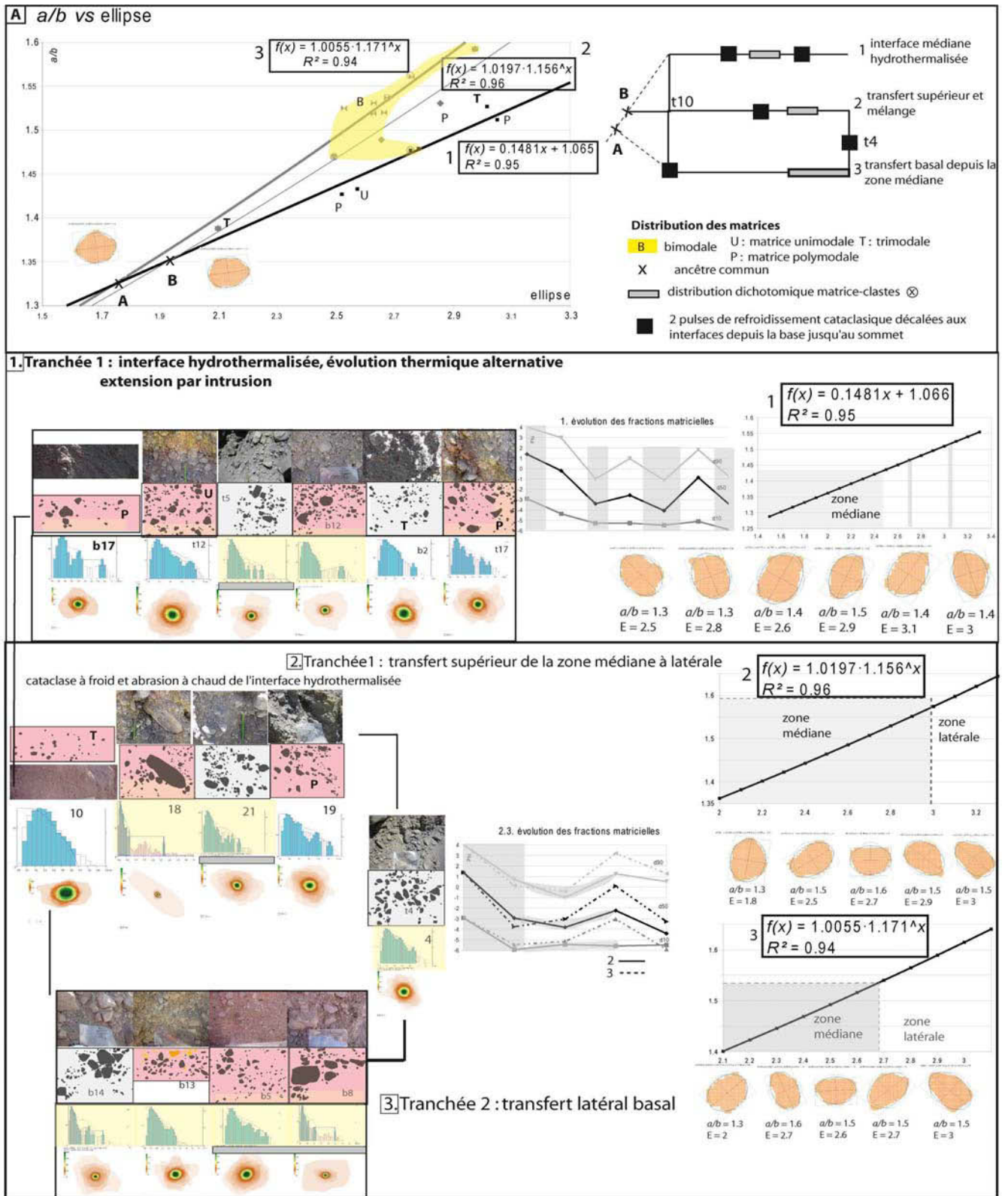


Figure 10 : *a/b* vs ellipse, thermoclastie séquentielle du cumulo-dôme. A : *a/b* vs ellipse ; 1. tranchée 1, interface hydrothermalisée ; 2. tranchée 1 : transfert supérieur ; 3 : tranchée 2 : transfert latéral basal.

L'effet structurel de la ride se superpose au remaniement, rajeunissant les formes tout en diminuant les tailles granulométriques. **L'évolution parallèle mais différenciée des paramètres de formes des clastes survivants** montre (Fig. 11CD) :

- une évolution parallèle de a/b , qui diminue latéralement pour les clastes et inversement pour les matrices. Des valeurs supérieures marquent un rapport cataclase/abrasion différencié : une cataclase abrasive pour les clastes avec a/b à 1.8 ; abrasion pour les matrices avec a/b à 1.6 ;

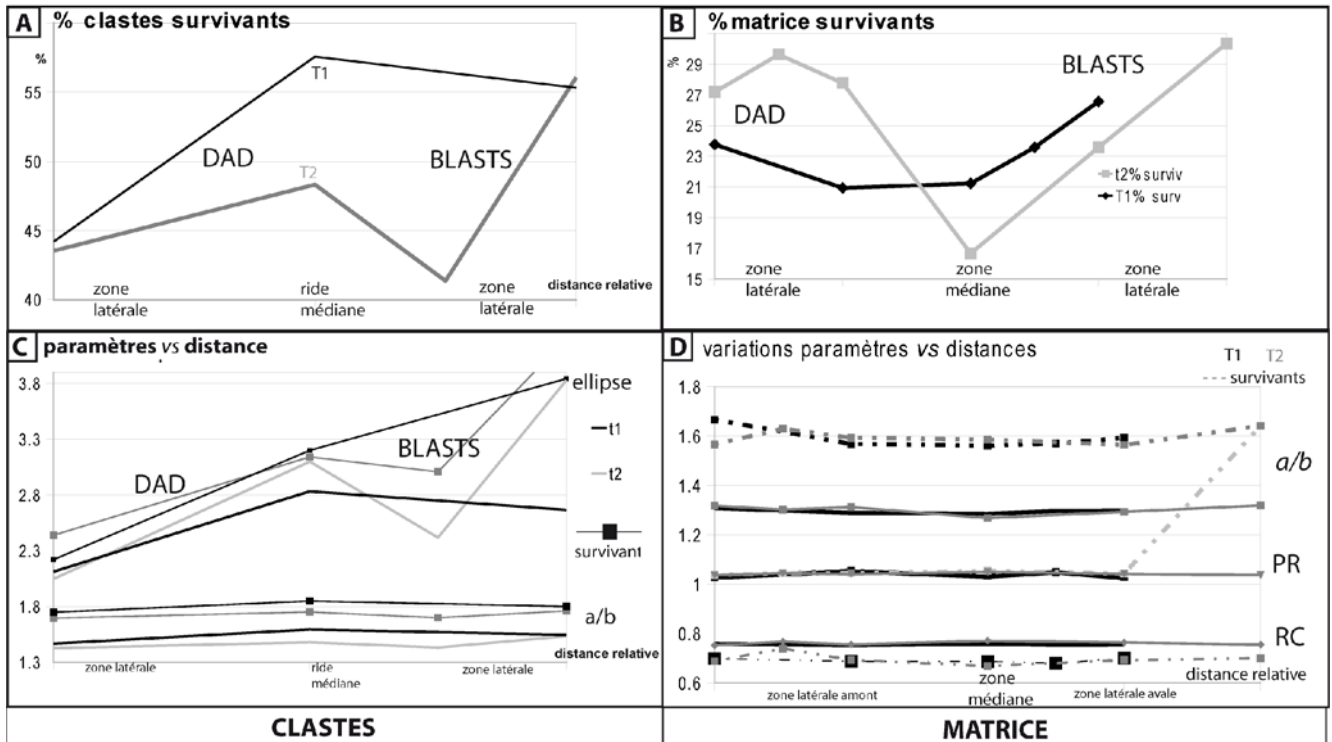


Figure 11 : Rapports de formes et cinématiques des dunes d'ablations. A : % de clastes survivants dans les fenêtres texturales ; B : % des clastes survivants dans les matrices prélevées ; C : a/b et ellipse des clastes survivants dans les fenêtres texturales ; D : a/b , PR, RC des clastes survivants dans les matrices prélevées.

- une différence plus nette apparaît pour l'ellipse des clastes où se différencie l'effet structurel du transport. La structure de la ride conditionne un accroissement de l'ellipse vers la zone médiane (2.3-3.2) et une nette différenciation en zone latérale avale. Le transport longitudinal se traduit :

- en ride 1 (T1), par une divergence évolutive entre les clastes et les survivants : augmentation de l'ellipse des survivants abrasés jusqu'à 3.8 et diminution de celle des clastes cataclasés jusqu'à 2.7 ;

- en ride 2 (T2), par une diminution et une augmentation de l'ellipse pour les survivants et les clastes atteignant des valeurs équivalentes aux survivants de T1 (3.8). L'abrasion est dominante.

La circularité de Riley des matrices est nettement plus faible pour les survivants (0.8 à 0.7). La rugosité est fortement augmentée pour les survivants par cataclase dans la zone latérale aval de T2.

Le tableau suivant (tab. 2) propose de différencier :

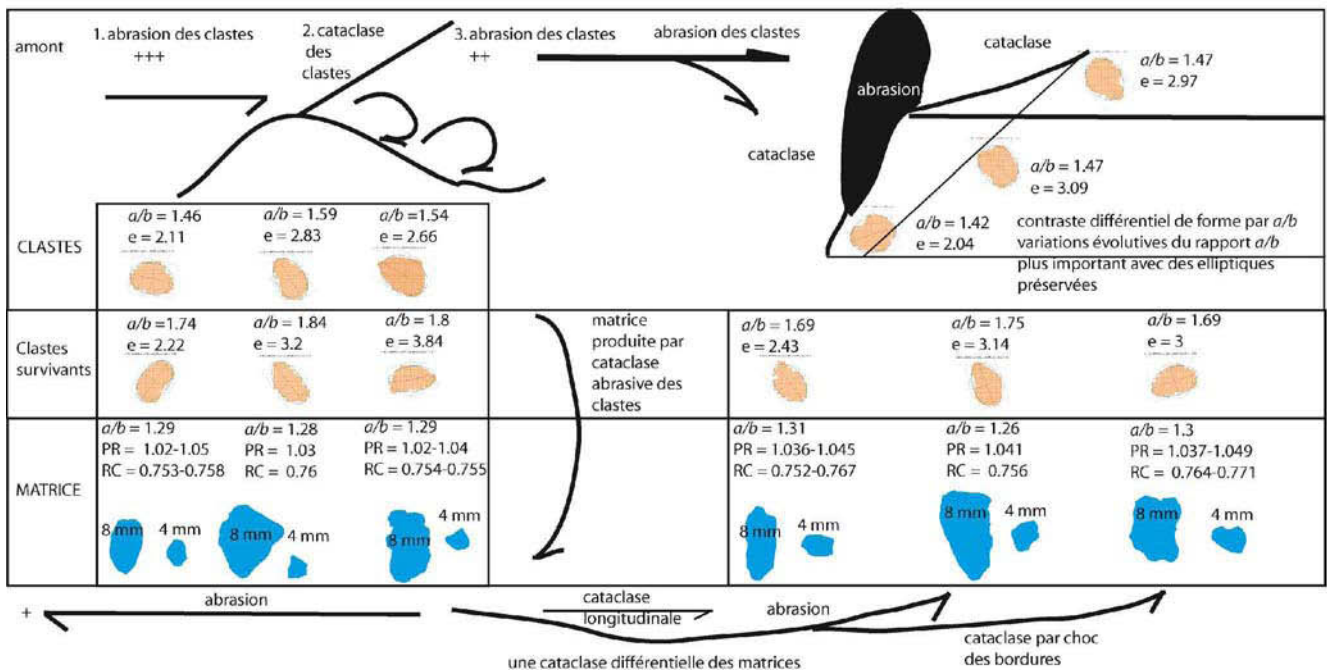
- l'effet structurel des rides :

- en ride 1 (T1) : cataclase sommitale et abrasion dans les sillons. La cataclase des clastes alimente les matrices avales à forte rugosité ;
- en ride 2 (T2) : abrasion sommitale et cataclase des sillons marquant la pénélplanation blastique. Des cataclases longitudinales et de bordure modifient les caractéristiques matricielles.

Le transfert latéral marque une cataclase abrasive proximale produisant une matrice par extension latérale et abrasion distale dominante.

Tableau 2 : Évolution différentielle des clastes et matrice.

	AMONT	TRANCHEE 1			TRANCHEE 2		AVAL
	zone latérale amont	crête médiane	zone latérale aval	TRANSPORT	zone latérale amont	crête médiane	zone latérale aval
CLASTES	ABRASION	CATACLASE	ABRASION	ABRASION	CATACLASE	ABRASION	CATACLASE
MATRICE	ABRASION	← FORME INITIALE →	CATACLASE	ABRASION	longitudinale	CATACLASE longitudinale ABRASION	de bordure roulage
	TRANSPORT LONGITUDINAL Production matricielle par transfert latéral extensif				BLAST CATACLASIQUE ROTATION		
	DAD			BLAST			



3. Synthèse des résultats et apports

La superposition des événements rend complexe le déchiffrement cinématique à l'échelle granulaire : à la cinématique différenciée de mise en place (DAD et érosion par le blast pyroclastique) se superpose des états précurseurs de déstabilisation propre à la cinématique de croissance, de relaxation et d'altération hydrothermale d'un dôme de lave. Si on se réfère à la classification d'Anderson (Anderson *et al.*, 1998), la texture des rides marque une fracturation éloignée de l'événement. Les fracturations secondaires

par glissement aval du lobe produisent des crêtes de rides par compression. Les fragmentations durant le transport contribuent aux formes exponentielles (critère de fracturation de Griffith, Anderson *et al.*, 1998 ; Malin 1988.1989 ; Golombek *et al.*, 1997). Les rapports de formes calculés évoluent en grande majorité selon cette régression exponentielle (**équations 7 à 17**). Une distribution structurée des faciès, une abrasion différentielle ont été mises en évidence ainsi qu' une ségrégation granulaire de transport marquant une différenciation amont-aval par cataclase et abrasion blastique.

Tableau 3 : les marqueurs granulaires, une superposition de messages différenciés.

	Une origine commune	Un transport différencié	État relique d'un cumulo-dôme
Structure	dôme	Rotation cisailante	rides
Stratigraphie	Verticale préservée	Transfert latéral	Verticale préservée
Gradient	Clastes ancestraux	Textural	Thermique
Composition	Minéralogie commune		Texture des rides
Sédimentologie	Une granulométrie initiale	Gradient de distribution	SFT
Paramètres de forme	Convergence des courbes SPO Régressions exponentielles	Effet de la distance entre T1 et T2	Effet de la distance au sein de la ride, cataclase intrinsèque a/b vs ellipse

Température (Spieler *et al.*, 2003), vitesse de décompression (Suzuki-Kamata *et al.*, 2009 ; Kuepers *et al.*, 2006) conditionnent la fracturation et les distributions granulaires associées. Deux cycles de refroidissement ont été mis en évidence : ils apparaissent associés à une ségrégation granulaire et à des injections soufrées. Cette inversion des rapports de surface serait concomitante à des variations thermobarométriques, à un réchauffement par *self mixing* lors de la recharge basique de la chambre magmatique (Manrique *et al.*, 2014).

12. Propagation latérale du lobe charrié d'Alto-Jesus et marqueurs syn-tectoniques

Introduction

1. Variations structurelles des rapports entre les faciès

- a. Structures différentielles de réajustements
- b. Modification des rapport stratigraphiques par transfert latéral
- c. Textures syn-tectoniques : faciès bulldozer polyolithologique et mélange
- d. comparaisons

2. Sédimentologie

- a. Sédimentologie des gradients texturaux syn-tectoniques
- b. Sédimentologie des cataclases cisailantes non-coaxiales

3. Synthèse des résultats : une signature syn-tectonique

Introduction : L'exploitation de la carrière abandonnée d'Alto-Jesus, située à 4.5 km au NE d'Arequipa, (Fig. 1) révèle une structure 3D de réajustements d'un lobe charrié en N150-170 et basculé en N80 au contact d'une paléovallée (N40). Un décrochement senestre N160 marque une rotation anti-horaire associée à la propagation latérale du lobe en horsts et grabens. Des couches stratifiées à granoclassement inverse et à fort contraste granulométrique présentent des réajustements différenciés au contact de cisaillements différentiels. Structures et modifications des rapports stratigraphiques lors du charriage mettront en évidence les différents stades de transformations par cataclase et mélange des faciès, tandis que la sédimentologie quantifiera les rapports cataclase/abrasion par transfert latéral du charriage.

1. Variations structurelles des rapports entre les faciès

a. Structures différentielles de réajustements

La carte (1. Fig. 1) présente un continuum de structures de réajustements différenciés (A à E). Un gradient longitudinal et vertical est caractérisé :

A : Le charriage (coupe Fig. 1A) amont est observé selon trois directions :

A1 : Rétrocharriage basal et charriage supérieur. En **N160**, les couches sous-jacentes sont rétrocharriées : le faciès à blocs de lave gris (3) sous charrié se fracture préférentiellement le long de failles inverses et développe une *jigsaw-structure* basale grossière. Le charriage supérieur étire les faciès fins (4b) et remanie au contact par cataclase cisailante (40-70°) le faciès à blocs de lave inférieur.

A2 : en **arrière du front** (N50), une extension médiane basale et des charriages conjugués de b (14-33° N50-30). b s'étire et se boudine alternativement jusqu'à la rupture.

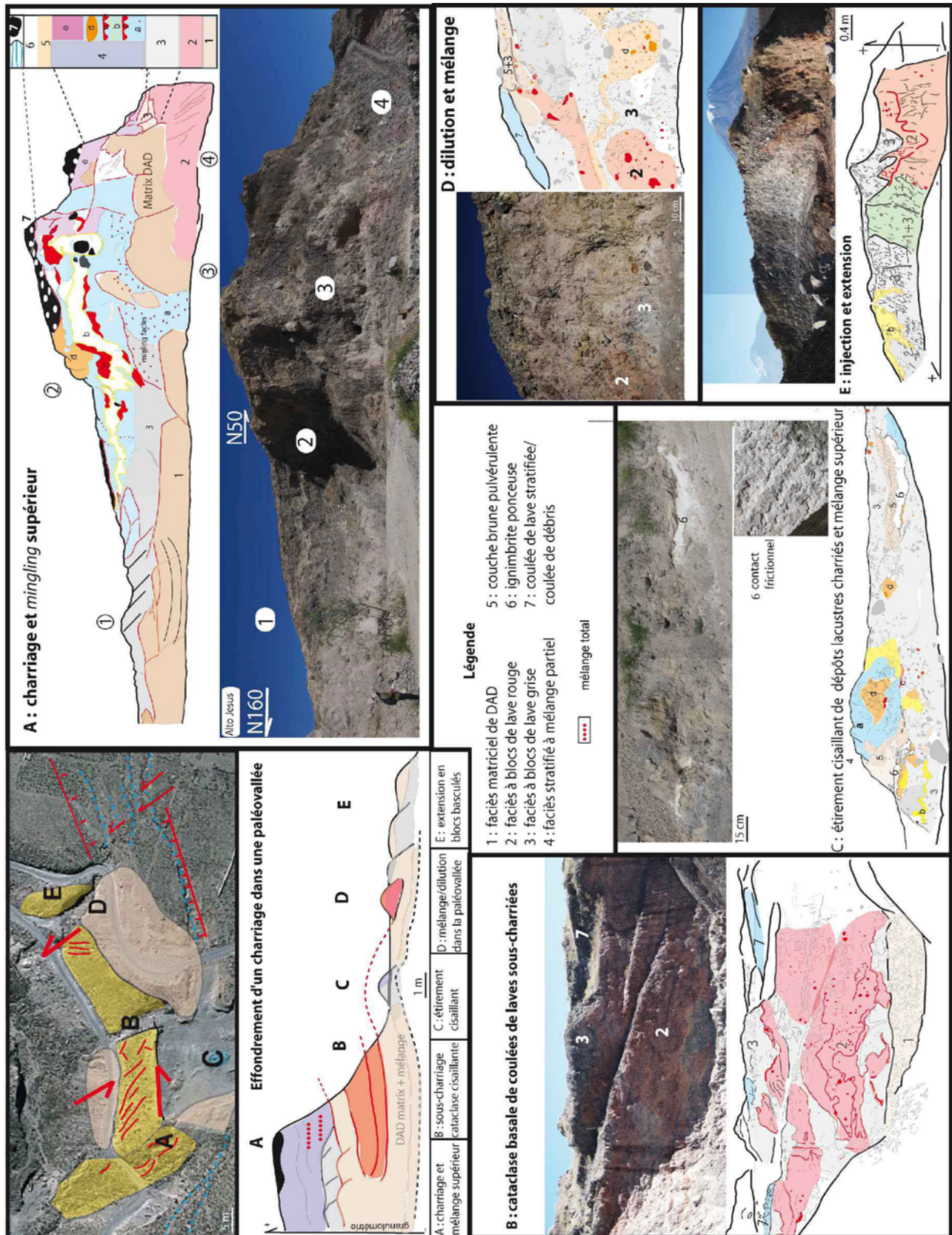


Figure 1 : Structure et faciès d'un lobe charrié dans une paléovallée comblée. 1. Carte des faciès et coupe transversale schématique ; A : charriage et mingling supérieur ; B : cataclase basale de coulées de lave sous-charriées ; C : étirement cisailant du dépôt lacustre ; D : dilution et mélange ; E : injection et extension.

A3 : une **accrétion supérieure** au front du charriage des faciès et blocs remaniés et contact anormal le long d'une faille inverse : extrusion d'un faciès inférieur mélangé (1 + 3 + 4) et basculement des faciès supérieurs (2.3bc).

A4 : Le **transfert latéral du charriage** est associé à l'effondrement puis à l'extrusion latérale des faciès inférieurs (2.3). On observe des cisaillements conjugués développant des **structures syn-tectoniques d'avalanches** (Fig. 7) aux interfaces à forts contrastes granulaires (rugosité, compétence) : **cataclase sigmoïdale** basale associée aux réajustements supérieurs en bandes ; **cisaillement dextre supérieur** associé à un mélange des faciès (2 + 3) et à des injections en doigts de gants (b) dans les fentes de tension.

C : **série condensée renversée** depuis le front du charriage (A3) présentant un gradient vertical de déformations : bulking des dépôts lacustres (6C), étirements cisailants et mélanges (5.4ad) ; fracturations inférieures le long de failles inverses marquées par une cataclase préférentielle, des stries et des recristallisations sur un miroir de faille (6C, Fig. 1) ; un charriage supérieur d'une série renversée (54ad) issue du basculement de A3 dans la paléovallée.

BDE : **extrusion dans la fenêtre en extension par cisaillement senestre (N160)** :

- **B** marque l'**amplification de l'extrusion** en N90 débutée à la base de A4, caractérisée par des étirements cisailants cataclasiques dans les faciès à blocs de lave : les interfaces cisillées présentent un gradient granulométrique cataclasique (2.3) ;

- **DE** : en N120, l'extrusion basale de faciès mélangés (D) au niveau de la portion terminale cisillée du lobe charrié, transféré en N160 par une extension en horsts et grabens (E), similaire à ceux de la Pampa-Blanca (chap. IV). Les faciès sont cataclasés aux interfaces (E) avec des injections en doigts de gant dans les fentes de tension.







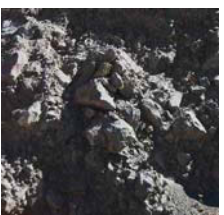

Le réajustement oscillatoire du lobe à la paléoconfluence est marqué par l'**extrusion basale** des couches sous-charriées (12BCD) par transfert latéral du charriage en cisaillement ainsi qu'un **gradient textural syn-tectonique** des couches supérieures (34567) charriées (*jigsaw-structures*, gradients cataclasiques, mélange). Encadrés par les failles conjuguées régionales (N150-170 ; N50-30), ces réajustements sont contraints par la topographie locale (vallée), par la nature du substratum au contact (sables alluvionnaires et faciès matriciel de DAD), ainsi que par une stratigraphie polyolithologique à granoclassement inverse. Structures et textures héritées se distinguent des faciès syn-tectoniques présentant un continuum structurel acquis au cours des réajustements localisés.

Latéralement, une réponse compétente basale (sous-charriage, injection verticale, cisaillements) s'oppose aux réajustements supérieurs différenciés (ondulation, mélange). Les contacts cisailants à fort contraste granulométrique sont le site privilégié de structures macroscopiques : blocs laminés, *jigsaw-structures*, cisaillements cataclasant, injections en doigts de gant dans les fentes de tensions. Des modifications des rapports stratigraphiques apparaissent.

b. Modification des rapports stratigraphiques par transfert latéral

Lors du charriage, les rapports verticaux initiaux sont transférés latéralement. La colonne stratigraphique proposée est reconstituée (Tab. 1 ; fig. 2) :

Tableau 1 : Lithologies, textures et structures associées.

Lithologies et textures	Structures	Faciès	
<p>7 : coulée de lave/ coulée de débris Surface chaotique à blocs dégagés par l'érosion</p>	<p>A.B : Discontinues et charriées, contact inférieur cisaillé, injections en doigts de gants dans les fentes de tension.</p>	 4 cm	
<p>5.6 : couches cendreuses 5 : couche brune pulvérulente 6 : cendres blanches ponceuses finement laminées</p>	<p>5 : Discontinue et cisaillée 6.A3 : mélange A4.C : Bandes cisaillantes</p>	<p>5 3 cm</p> 	 6
<p>4 : couches polyolithologiques a : faciès à blocs de lave mélangés = 3 + 2 b : sable jaune ponceux c : sable rougeâtre d : faciès mélangés = a + b + c Faciès mélangés Variation latérale des faciès et des épaisseurs variations par cataclase des granulométries des faciès alluvionnaires bulkés (b) à ponces et galets roulés</p>	<p>A : extension, charriage C.D : mélange</p>	 bA4 10 cm	 bA3 5 cm
<p>2.3 : faciès à blocs de lave à cataclase différentielle 3. blocs gris à cataclase grossière 2 : blocs rouge à fragmentation pulvérulente</p>	<p>3A1.2 : jigsaw-structure et bulking cisaillant , extrusion latérale 2A4 : Sigmoides basales cataclasiques cisaillées B : injections de 2 et gradient cataclasique cisaillante aux interfaces E: horsts et grabens</p>	 2 5 cm	 3 7 cm
<p>1 : faciès matriciel de DAD Faciès matriciel brun pulvérulent à clastes subarrondis. Faciès mélangé.</p>	<p>A : blocs basculés, <i>jigsaw-structure</i> CD : extrusion de faciès mélangé</p>		

1 : Le faciès matriciel basal de DAD (1.tab. 1), sous-charrié (A) et extrudé (D), est caractérisé par des mélanges (A3D) et des *jigsaw-structures* ;

2.3 : Le faciès à blocs de lave (tab. 1) de compétences différentes comprend : le faciès à blocs de lave rouge (2) à fragmentation pulvérulente s'extrude (2A4) et se déforme ductilement en s'interstratifiant

dans le faciès supérieur à blocs de lave gris (3B) de compétence supérieure. Ce dernier développe une cataclase grossière en *jigsaw*. En E, des injections en doigts de gant dans les fentes de tension sont observées au contact cisailant.

4 : Le faciès polyolithologique (tab. 1) est charrié, cisailé et mélangé dans le lobe supérieur charrié (A) et basculé (C). Les variations d'épaisseurs marquent l'extension en arrière du lobe et son accumulation au front du lobe. Un gradient textural y est associé.

5.6 : Les couches cendreuses (tab. 1) pulvérulentes discontinues, cisillées (A4C) et étirées se transforment latéralement en une coulée de boue métrique (B) charriée dans les faciès à blocs de lave (2.3).

7 : La coulée de débris (tab. 1) sommitale est discontinue à surface chaotique (A). Elle est remplacée latéralement par une coulée de lave dans la portion distale effondrée du lobe (BD).

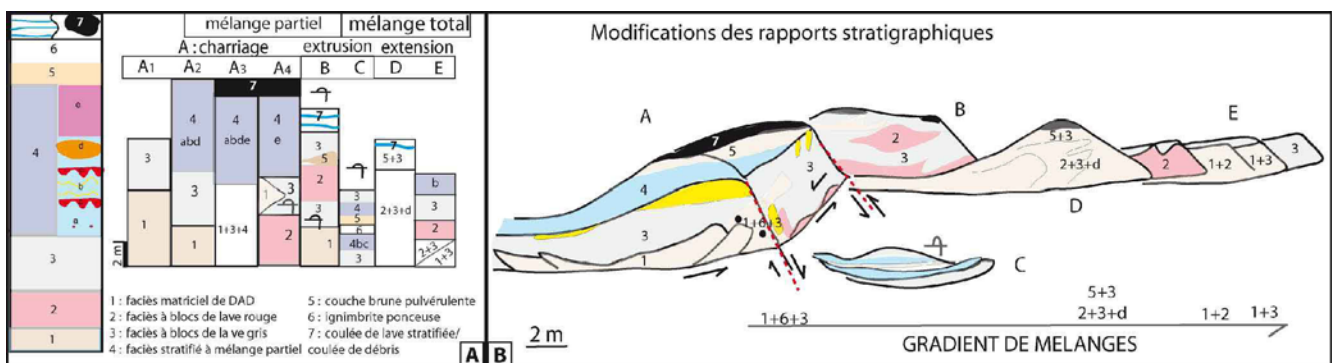


Figure 2 : transfert latéral des rapport stratigraphiques. A : colonnes lithostratigraphiques et variations latérales ; B : modifications latérales des rapports stratigraphiques.

Les **variations latérales** (Fig. 2) marquent un **contrôle tectonique des rapports stratigraphiques lors de la propagation du lobe charrié et cisillé :**

A : l'accrétion progressive par bulking jusqu'au front du charriage (A3A4) se caractérise par une superposition maximale des unités de 1 à 7 associée à une modification croissante des rapports stratigraphiques (Fig. 2). Ce faciès *bulldozer* serait un précurseur aux faciès mélangés inférieurs et distaux ;

C : les séries condensées et renversées par basculement des unités du front supérieur (3 à 6) cisillent des dépôts cendreux lacustres (6) interstratifiés ;

BDE : extrusion des faciès inférieurs sous-charriés :

B : le faciès à blocs de laves cisillés et renversés est localement intrudé par le charriage de la couche 5 surépaissie de type coulée de boue ;

DE : l'extrusion extensive d'une base saturée, sous-charriée et mélangée sur lesquels glissent les faciès à blocs en horsts et grabens. Une déformation coaxiale extensive s'oppose aux structures charriées (A). Ces modifications des rapports stratigraphiques s'associent à des gradients texturaux syn-tectoniques.

c. Textures syn-tectoniques

Faciès *bulldozer*, mélanges, gradients cataclasiques et *jigsaw-structures* sont répertoriées et classées.

c1 : Faciès *bulldozer* et mélange : l'accrétion progressive jusqu'au front du charriage (A3) se caractérise par un accroissement des mélanges partiels propres au faciès *bulldozer*. Un gradient de **mélange syn-tectonique** apparaît latéralement (Fig. 3) :

A1.2 Le cisaillement et la cataclase de couches polyolithologiques charriées déstructurent les couches jusqu'au mélange partiel. Des ondulations et une distribution granulométrique décroissante sont associées à une inclinaison conjuguée qui marque leur rupture et leur renversement partiel (cb) en A2. Leur interface inférieure est marquée par le charriage de xénolites et le cisaillement cataclasique de 3 ;

A3.4 : renversement des séries (c) et mélange frontal par extrusion de la couche 1 le long de la faille inverse basculant les bancs cisailés (b et 3) ;

B : la couche brune développe un faciès **coulée de boue** surépaissi, charrié et injecté entre les faciès à blocs renversés (2 dans 3), qui développent des interfaces cataclasiques cisailantes ;

C : le renversement croissant est associé à un gradient de **mélange total** médian (b + 2 + 3) développé sous l'interface cisailante ;

DE : un **mélange total** est extrudé.

L'extrusion des faciès matriciels inférieurs sous-charriés marque un **mélange total** (Fig. 3) apparaissant : au contact de la faille inverse sous le charriage frontal (A3 : 1 + 3 + 4) ;

-distalement, le lobe extrudé D présente une superposition de faciès mélangés (2 + 3 + d ; 5 + 3), tandis que les faciès à blocs de lave E cisailent les faciès mélangés inférieurs.

Un gradient latéral marque une **extrusion basale de plus en plus profonde des faciès mélangés** : les couches supérieures sont mélangées au front (1 + 6 + 3 ; 5 + 3), tandis que les faciès inférieurs sont mélangés distalement (1 + 2 et 2 + 3).

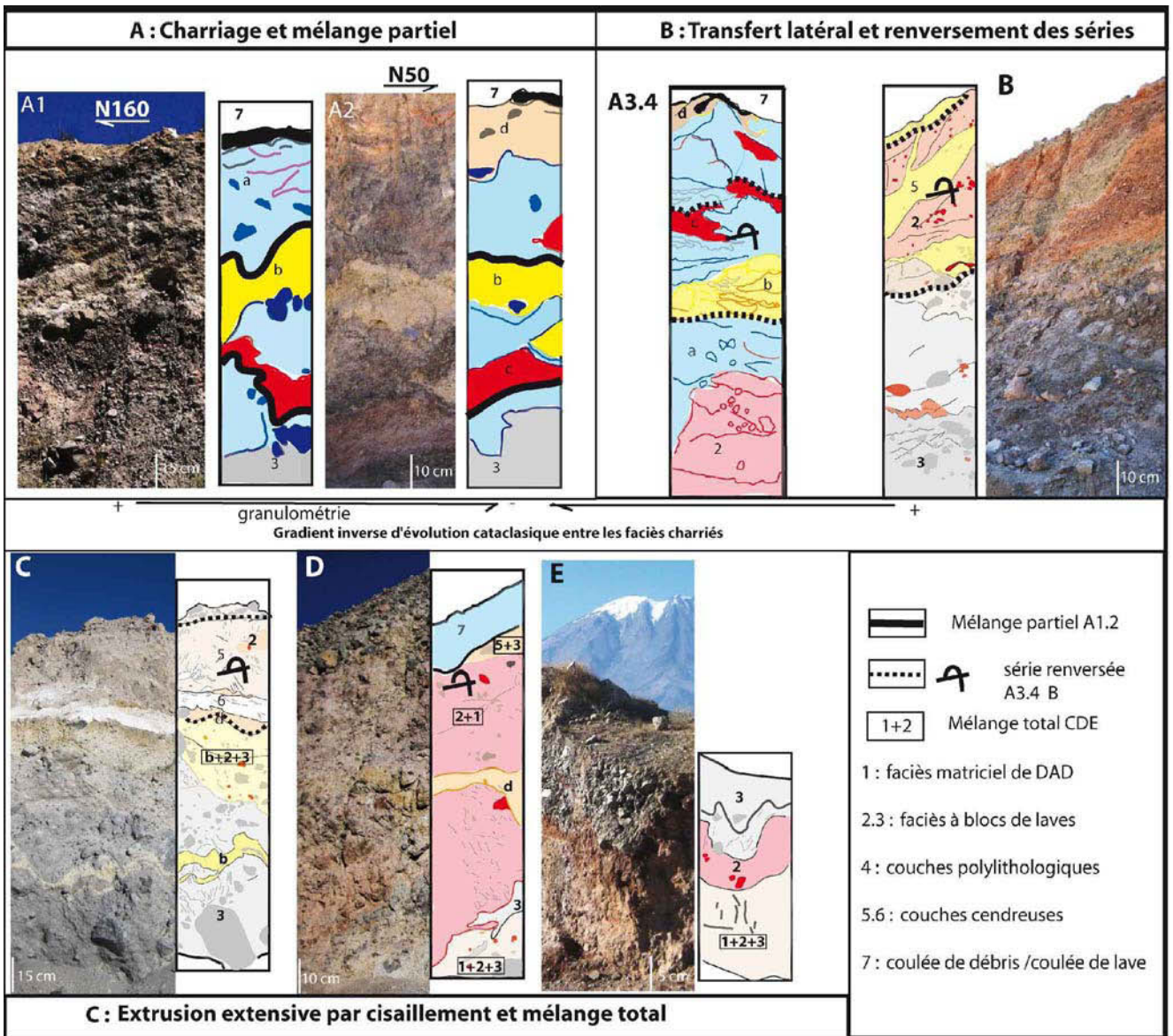







Figure 3 : charriage de faciès polyolithologiques bulkés et mélangés. A : charriage et mélange partiel ; B : transfert latéral et renversement des séries ; C : extrusion extensive par cisaillement et mélange total.

Les textures suivantes sont répertoriées (Tab. 2) :

Tableau 2 : textures des faciès mélangés.

A3 : front du charriage	Gradient latéral de mélange	C : basculement du front
 <p><u>4 cm</u></p>	<p>$\Leftarrow 1 + 2 + 6$: Faciès de DAD matricielle à <i>jigsaw-structures</i> du faciès à blocs de lave et clastes cendreux cisailés</p> <p>$6+b+2+3$: \Rightarrow</p> <p>Sous le cisaillement, mélange des cendres ponceuses blanches aux clastes de lave grise roulés et brassés</p>	 <p><u>5 cm</u></p>
D : extrusion basale extensive : gradient vertical centrifuge de mélange		
 <p><u>4 cm</u></p> <p>$5 + 2 + 3$: faciès brun boueux intrudés dans le faciès à blocs de lave charriés à blocs grossiers subarrondis et clastes angulaires</p>	 <p><u>3 cm</u></p> <p>$1 + 2 + 3$: faciès matriciel de DAD à clastes de laves subarrondis</p>	 <p><u>2 cm</u></p> <p>$1 + 2 + 3$: mélange presque total du faciès à blocs de lave broyés dans le faciès matriciel de DAD</p>

La saturation basale dans la paléovallée contribue par fluidisation aux faciès mélangés. Le lobe charrié s'impacte dans une série alluvionnaire polyolithologique et saturée. Son charriage cisailant, sa cataclase associée à l'extension frontale du lobe contribuent à l'extrusion de faciès mélangés présentant un gradient. Latéralement, le faciès induré, finement cataclasé sous le front du charriage (2 m A3), devient pulvérulent par basculement des séries (< 2 m C). La matrice ponceuse concentre des blocs de laves roulés. Une évolution cataclasique inversée apparaît par diminution des contraintes. En D, l'extrusion extensive se caractérise par un faciès mélangé très épais (5.6 m) organisé selon un gradient vertical centrifuge : la zone médiane concentre les faciès les plus fins et les plus mélangés.

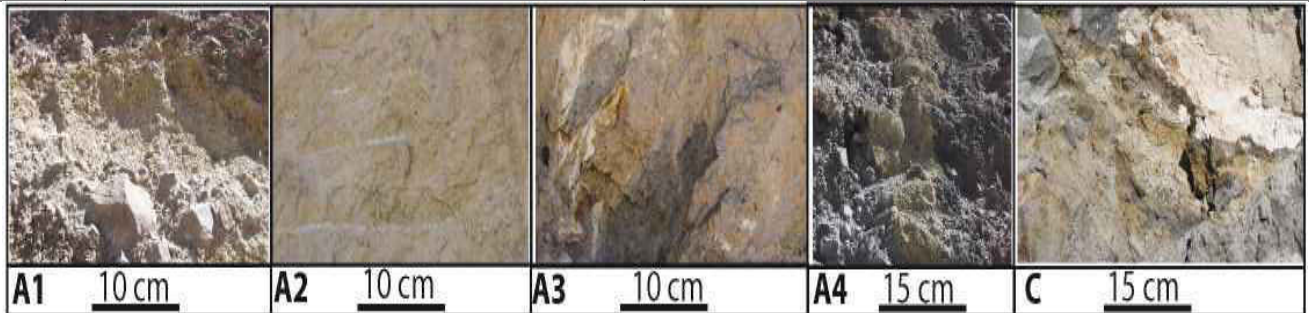
c2 . Gradient cataclasique

a. Des faciès *bulldozer* :

Le faciès b remanié présente un gradient textural granulométrique en rapport avec les contraintes exercées (Fig. 1) modifiant les rapports stratigraphiques jusqu'au mélange partiel puis total au front du charriage. On observe (Tab. 3) :

Tableau 3 : gradient textural granulométrique (b) et contraintes.

	Gradient textural granulométrique	Structures et déformations
A1	faciès pulvérulent de sable grossier angulaire et de ponce roulées	Étirement et déformations ductiles
A2	matrice fine indurée dépourvue de clastes apparents	Charriage cisailant : déformations ductiles et bulking cataclasique (2.3) accroissant les épaisseurs initiales (m), gradient d'induration et d'affinement granulométrique. Rupture par étirement et charriage
A3	faciès mélangés ayant préservé quelques clastes ponceux	Au front du charriage : induration, diminution d'épaisseur (50 cm), charriage et interstratification dans 3, mélange total sous-jacent (1)
A4	faciès granulaire grossier hérité, basculé en bancs le long d'une faille inverse ou injecté en doigts de gant le long du contact supérieur cisailant	Transfert latéral par étirement cisailant des couches en biseau disparaissant latéralement ; injections en doigts de gants sans transformation granulaire dans les fentes de tension basculement inférieur le long d'une faille inverse d'un bloc de b intact sans transformation texturale
C	coexistence de différents stades au contact de la trachyte ponceuse cisailée	Charriage cisailant et renversement des séries supérieures mélangées



Cette succession de transformations A1-3 se développe en arrière d'un bloc intact de sable grossier jaunâtre ponceux à galets alluvionnaires roulés basculés le long d'une faille inverse (A4).

b. Des faciès à blocs de lave et *jigsaw-structures*

Latéralement, un gradient cataclasique apparaît (Fig. 1.2 : A1.4, B) : une matrice pulvérulente (A4B) est produite à partir d'une fracturation grossière en *jigsaw* des mégablocs (A1), étape préalable aux faciès mélangés pulvérulents (CDE). Une évolution différenciée entre les faciès à blocs de lave (3.2) produit un granoclassement inverse localisé par cataclase cisailante (A4, B) :

- en N170 (A4), l'extrusion à double vergence de mégablocs (3. Fig. 3) se réajuste latéralement le long d'un contact cisailant où se développe des sigmoïdes cataclasiques (2. Fig. 7) ;
- en N80 (B), le faciès à blocs rouge (2) s'intrude dans (3) et s'étire. Un gradient cataclasique est observé aux interfaces cisailantes (Fig. 1.2.B) : un faciès rouge pulvérulent induré se développe au contact, tandis que le cœur du faciès préserve sa granulométrie initiale.

Le faciès matriciel basal de DAD présente des *jigsaw-structures* de taille décroissante depuis le front du charriage (A3CD), marqueurs du basculement rotationnel du bloc de lave supérieur (N170-N80) :












- en N80 (Fig. 1C), la *jigsaw-structure* se localise au sein du claste en extension, marqueur du transfert

basal vers le graben de la paléovallée comblée ;

- en N50 (A3D), les clastes orientés concentrent des *jigsaw-structures* en arrière du bloc. En A3, le claste orienté vers le bas développe une sigmoïde cataclasée (A3), marquée par deux contraintes de basculement (N160-N80).

Différents types de *jigsaw-structures* (Tab. 4), propres aux réajustements du charriage, sont ainsi mises en évidence lors du transfert localisé des contraintes. Des différences évolutives apparaissent entre le faciès à blocs et le faciès mélangé.

Tableau 4 : différents types de jigsaw-structures.

Faciès à blocs	Descriptions	Faciès bulkés/ mélangés
 <p>8 cm</p>	<p>A1.2 : extension cisailante en arrière du lobe <== A1. <i>jigsaw-structures</i> grossières non orientées de blocs A2.3 <i>cataclase cisailante intense (< 2 mm)</i> dans les bandes cisailantes des clastes bulkés ==></p>	 <p>5 cm</p>
 <p>5 cm</p>	<p>A3 : au front du lobe <== faciès mélangés intrudés dans des bancs intacts cataclasés <i>orientation de la jigsaw-structure vers le bas avec virgation rotationnelle des sigmoïdes cataclasées en dilatance</i> ==></p>	 <p>5 cm</p>
 <p>5 cm</p>	<p>A4 : rotation cisailante <== intense cataclase cisailante de mégablocs de laves charriés à l'origine de <i>jigsaw-structures</i> métriques <i>Extension gravitaire des blocs basculés le long d'une faille inverse sous le front du charriage</i> ==></p>	 <p>5 cm</p>
 <p>5 cm</p>	<p>B.C : sous-charriage cisailant <== B. Gradient cataclasique vertical et latéral des faciès intrudés et cisailés C. <i>jigsaw-structure</i> médiane par extension lors du transfert latéral ==></p>	 <p>4 cm</p>
 <p>5 cm</p> <p>E : contact cisailant cataclasique</p>	 <p>5 cm</p> <p>Extension D. <i>petites jigsaw-structures localisées parallèles à l'extension</i></p>	 <p>5 cm</p>

c3. Cinématique des textures syn-tectoniques

Un gradient vertical et latéral est caractérisé (Fig. 4) :

- en **A**, le mélange partiel présente des déformations ductiles : des couches s'interpénètrent et cisailent les faciès à blocs inférieurs, dont les clastes charriés et cataclasés participent au mélange (de A2 vers A4). Un **mélange total** inférieur apparaît au front du charriage (A4) dans le faciès matriciel de DAD (1) ;
- en **C**, le bulking dans les alluvions lacustres inférieures, le renversement des séries s'associe à des **mélanges complets** (C : b + 2 + 3) entre des bandes cisailantes (6d) ;
- le **faciès mélangé inférieur** (1 + 2 + 3) s'extrude en D et E tandis que les faciès à blocs présentent des déformations ductiles supérieures.

Un substratum alluvionnaire saturé (paléovallée) contribuerait à ces mélanges.

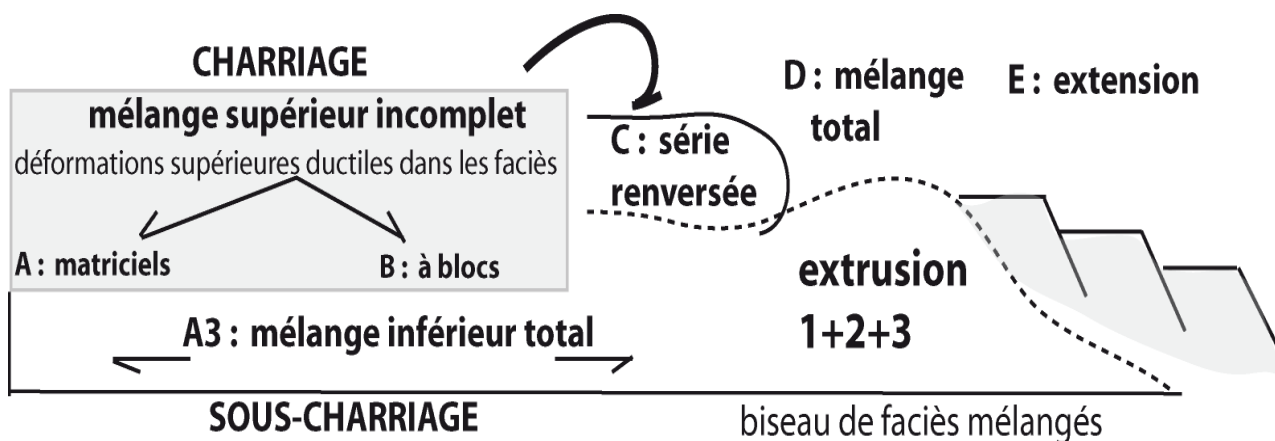








Figure 4 : Schéma des cinématiques de mingling syn-tectoniques.

Un **gradient granulométrique** divergent localise les mélanges médians dans les faciès fins, tandis que des interfaces cisailantes cataclasiques et lenticulaires apparaissent à la base et au sommet (3.A1.A3 et 2A4B) en rapport avec les extrusions par transfert latéral de la contrainte de charriage.

d. Comparaisons

L'inversion tectonique du charriage se propage au sein du lobe : la rotation cisailante du charriage est suivie d'une extension en horsts et grabens. Les structures développées le long du plan de charriage et les alluvions bulkées enregistrent alors la rotation cisailante par rupture des bandes cisailantes, cataclases associées, facteurs initiant le mélange. Des réajustements similaires s'observent dans d'autres contextes tectoniques (Tab. 5) : charriage par chenalisation (Perrier, Mt Dore ; Mollebaya, Pichu-Pichu) ; extension des hummocks d'Iriga (Philippines, Paguican *et al.*, 2014).

Tableau 5 : Comparaisons structurales et texturales.

	Extension (Iriga, Philippines)	Charriage par chenalisation Mollebaya (Perou) ; Mt Dore (France)	Inversion tectonique : rotation cisailante du charriage et extension (Alto-Jesus, Perou)
Réajustements	 Injections et ondulations	Étirement cisailant  Mollebaya 3 cm	Des extensions similaires à Iriga : Ondulations en arrière du front de charriage injections en avant du front de charriage charriages similaires à la chenalisation: étirement cisailant des couches les plus fines cisaillement :
Jigsaw-structures	Par bulking impactant,  Orientées vers le bas	Parallèles aux parois des vallées (Cheix) 10 cm 	Rotations cisailantes extension médiane parallèle au sens du déplacement
Cataclase	Faible  10 cm	Bandes cisailantes de type tramway parallèles au plan de charriage  Perrier	Gradient cataclasique Rupture des bandes cisailées et cataclasées sigmoïde cataclasée cisailée
Bulking	En masse de galets alluvionnaires faiblement contraints	Sur quelques mètres, de mégaclastes, de bancs alluvionnaires charriés, de trachytes ponceuses jusqu'à la dislocation et mélanges dans le faciès matriciel	De sables et ignimbrites transformées par cisaillement jusqu'à la rupture et le mélange sur plusieurs dizaines de mètres

Les rapports granulaires dans les cinématiques de réajustements localisés doivent être considérés : les niveaux les plus fins s'étirent et se boudinent (Mollebaya, Alto-Jesus) en rapport avec la capillarité de cohésion (Shea et van Wyck de Vries, 2008), tandis que les faciès à blocs subissent une cataclase orientée (Iriga, Perrier, Le Cheix). Une typologie structurale et texturale redondante acquise et/ou relique se dégage.

Différents stades de réajustements structuraux et transformations associées sont produits au cours du transport et lors de la dernière phase de mouvement en relation directe avec les caractéristiques topographiques (vallées de Mollebaya, d'Alto-Jesus) et la nature du substratum (ignimbrite ; batholite granito-gneissique). Ces zones séparées par des failles (Clavero *et al.*, 2002.2004, Parinacota, Ollagüe) se caractérisent par une alternance de matériel de taille et de cohésion différente (Shea et van Wyck de Vries, 2008), où sont enregistrés différents stades cinématiques (extension puis compression).

2. Sédimentologie

Deux types d'analyses ont été confrontées :

- analyse d'images par SPO (Launeau *et al.*, 2003) des clastes caractéristiques des structures et des gradients texturaux syn-tectoniques afin de quantifier et corrélérer les cataclases contribuant aux distributions granulométriques et variations de forme ;
- granulométries et analyses de formes des matrices prélevées autour des structures sigmoïdales basales afin d'établir le rôle des matrices par rapport aux macro-textures observées (A4).

Le gradient granulométrique très fin et transformé de b n'a pu être défini par analyse d'images. Son inaccessibilité a limité tout prélèvement.

a/ Sédimentologie des gradients texturaux syn-tectoniques

Treize fenêtres ont été réalisées selon les gradients texturaux définis précédemment afin de :

- caractériser l'évolution du faciès à blocs de laves (2.3) le long du plan de charriage (A1-A4) ;
- corrélérer les différentes jigsaw-structures au sein des faciès à blocs de lave supérieur (ABE) et des faciès matriciels inférieurs (CD).

Par SPO, l'évolution du rapport a/b et de l'ellipse ont été calculés pour 1259 clastes depuis le front du charriage jusqu'à l'extrusion des faciès mélangés inférieurs.

Les rapports granulaires calculés (Fig. 5) confirment les gradients texturaux observés à l'affleurement. On distingue :

- **une distribution unimodale pour les faciès à blocs charriés et cisillés aux interfaces** (Fig. 5A). Le rapport a/b moyen de 1.48 s'accroît à 1.74 au contact de la faille inverse (A3 Fig. 1) sous le front du charriage. Les clastes deviennent de plus en plus grossiers vers le front du charriage ;
- **une distribution bimodale des faciès cisillés** dans la fenêtre décrochante (Fig. 5B) : deux populations coexistent alors qu'elles sont triées et séparées le long du charriage. La bimodalité s'accroît pour les faciès extrudés (A4B). La cataclase des clastes intermédiaires sépare les deux sous-populations. Le rapport moyen a/b décroît de 1.47 (A2BD) à 1.36 par développement de structures sigmoïdales (A4).
- **une distribution trimodale** caractérise les *jigsaw-structures* (Fig. 5C). Le rapport a/b passe de 1.48 à 1.36. Par mélange (D), la *jigsaw-structure* développe de nouveau une distribution bimodale accentuée par la disparition de la population médiane.

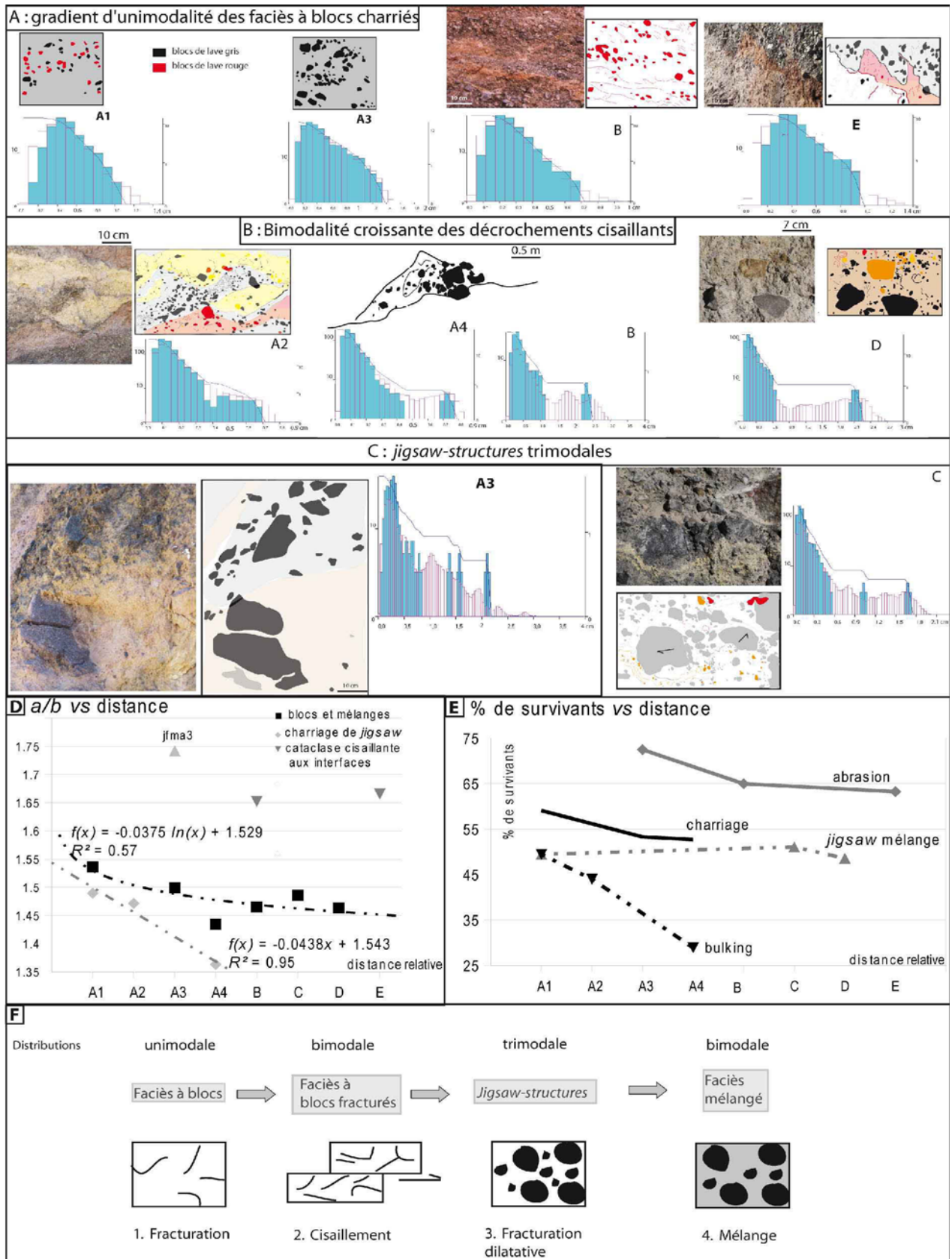


Figure 5 : rapports granulaires par SPO. A : gradient d'unimodalité des faciès à blocs charriés ; **B :** bimodalité croissante des décrochements cisillants ; **C :** jigsaw-structures trimodales ; **D :** a/b vs distance ; **E :** % de survivants vs distance ; **F :** schéma fonctionnel d'une fracturation syn-tectonique séquencée.

Cette gradation granulaire texturale marque **un enregistrement séquencé de fracturations syn-tectoniques** (Fig. 5F) conditionnant les distributions granulaires :

1. fracturation des faciès à blocs à distribution unimodale et tri des fractions les plus grossières vers le front du charriage ;
2. cisaillement à l'origine d'une distribution bimodale puis transport cataclasique accentuant la bimodalité par disparition des populations intermédiaires ;
3. fracturation dilatative en *jigsaw-structures* à l'origine d'une distribution trimodale ;
4. mélange rétablissant la bimodalité des distributions par disparition des classes intermédiaires.

Verticalement, la distribution trimodale fracturée devient bimodale par rotation cisailante puis unimodale par charriage.

En fonction de la distance parcourue (Fig. 5D), le rapport moyen a/b évolue selon :

- une régression logarithmique des faciès à blocs et des faciès mélangés à *jigsaw-structures* :

(18) $f(x) = -0.03 \ln(x) + 1.52$ ($R^2 = 0.57$) ; le transfert latéral par charriage est marqué par un rapport a/b moyen décroissant de 1.53 (A1-A3) à 1.43. La cataclase apparaît limitée.

- **une régression linéaire pour les *jigsaw-structures* des faciès à blocs charriés :**

(19) $f(x) = -0.04x + 1.54$ ($R^2 = 0.95$). Une pente plus importante et un rapport $a/b < 1.5$ montrent un effet cataclasique plus prépondérant.

Les autres faciès sont isolés, même si un rapport constant et élevé à 1.66 apparaît pour les *jigsaw-structures* distales dans les faciès à blocs.

Les taux de survivants ($a/b > 1.4$; Fig. 5E) très importants confirment le caractère syn-tectonique localisé des faciès observés : tous les faciès à blocs à distribution unimodale présentent des taux $> 50\%$, tandis que cela concerne que 50% des *jigsaw-structures* à distribution trimodale. Le développement des sous-populations par fracturation se réalise préférentiellement sur les clastes à fort rapport a/b . Le taux de survivants s'accroît de 49 à 72.5% jusqu'au front du charriage (A3) en rapport avec le tri granulaire des clastes les plus grossiers, puis décroît brutalement à 28.95% dans le faciès mélangé de la faille inverse (A3) et distalement à 48.6%. Le taux de disparition varie en fonction de la cinématique considérée :

- décroissance brutale par *bulking* le long du plan de charriage (A1.4 : 49.4 à 28.9%) et par transfert latéral (72.5 à 28.93%) marquant une cataclase intense ;
- décroissance de 5 à 7% pour le charriage et abrasion amortie distalement à 1-2% ;
- absence de variation dans les faciès mélangés (49.7%) impliquant une cataclase limitée. Le mélange dans des faciès plus fins préserve les survivants de la cataclase.

L'observation des fenêtres (Fig. 6A) précise l'évolution des gradients texturaux et les variations des formes moyennes en rapport avec les structures :

1. **charriage des faciès à blocs** évoluant le long du plan de charriage (A1A3) jusqu'à son extrusion par rotation cisailante (A4-B) ;
2. **abrasions** le long des interfaces cisillées (A3, B,E) ;
3. **bulking cisailant** au contact des couches à forts rapports granulaires (A2A4) ;
4. **des jigsaw reliques dans les faciès mélangés (CD).**

Ces classes texturales ainsi différenciées évoluent à partir de clastes « parents » issus des faciès à blocs amont (A1) : un arbre d'évolution texturale syn-tectonique est établi (Fig. 6A).

Le rapport moyen *a/b* vs **l'ellipse** (Fig. 6B) évolue selon une régression linéaire pour les faciès à blocs charriés et les *jigsaw-structures* : **(20)** $f(x) = 0.13x + 1.2$ ($R^2 = 0.75$)

Le rapport cataclase/abrasion apparaît corrélable. Le charriage en A1 et le cisaillement présentent des valeurs regroupées autour de 3.2 pour l'ellipse et 1.48 pour le rapports *a/b*, marquant une cinématique commune. Les valeurs de l'ellipse (Fig. 6C et D) varient en fonction de la distance parcourue et des cinématiques considérées :

1. **le charriage** dans le faciès à blocs évolue selon une régression linéaire de l'ellipse recoupant le bulking cisailant en A1 et les *jigsaw* dans les faciès mélangés D :

$$\text{(21)} \quad f(x) = -0.089x + 2.73 \quad (R^2 = 0.95)$$

L'accumulation frontale (A3) des clastes grossiers elliptiques à fort rapport *a/b* s'oppose aux clastes plus petits et subarrondis en arrière du front (A1). L'évolution de leur forme moyenne apparaît être la résultante oscillatoire de l'abrasion très dominante et une cataclase conchoïdale localisée sur une à deux faces.

2. **l'abrasion aux interfaces cisillées** conduit à une régression linéaire de l'ellipse selon l'équation suivante :

$$\text{(22)} \quad f(x) = -0.168x + 4.13 \quad (R^2 = 0.93)$$

Les formes moyennes, initialement produites par charriage, évoluent par abrasion progressive. Les clastes cisillés au contact ont des faces planaires faillées devenant convexes par abrasion ;

3. **le bulking cisailant** évolue selon une régression de puissance de l'ellipse :

$$\text{(23)} \quad f(x) = 2.94x^{-0.63} \quad (R^2 = 0.95)$$

Les clastes cataclasés et abrasés acquièrent par rotation cisailante (A4) une forme quasi-sphérique (ellipse = 1) ;

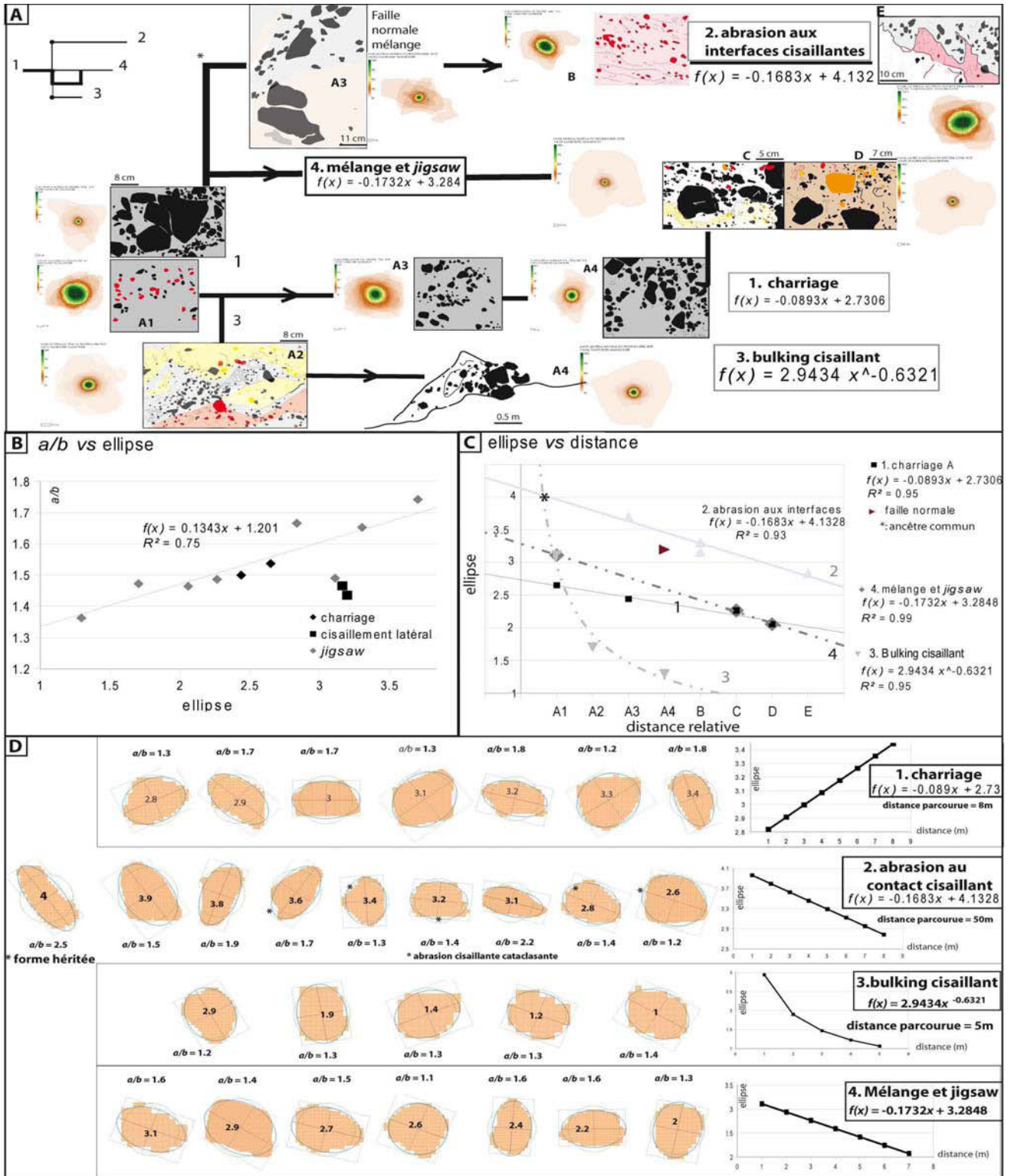


Figure 6: gradients texturaux. A : arbre d'évolution texturale ; B : a/b vs ellipse ; C : ellipse vs distance ; D : variations des clastes.

4. **mélange et *jigsaw-structures*** conduisent à une régression linéaire de l'ellipse de pente moins importante que l'abrasion cisailante :

$$(24) \quad f(x) = -0.17x + 3.28 \quad (R^2 = 0.99)$$

La forme des clastes oscille entre l'abrasion et une cataclase de bordure. La convergence des courbes permet de confirmer les relations génétiques entre les faciès cinématiques ainsi dégagés. En A1, une forme ancestrale ($a/b = 2.5$; $e = 4$) commune différencie 2 de 1.34. La cataclase des faciès à blocs 1 contribue à 3 tandis que la préservation des *jigsaw-structures* de 1 alimente 4.

b/ Sédimentologie des cataclases cisailantes non-coaxiales

a. Géométrie et cinématique

L'analyse des affleurements s'est focalisée sur les réajustements syn-tectoniques lors du transfert latéral du charriage (A3A4) : la cataclase est associée à une remobilisation cisailante senestre (Figs. 7.8.9), où un granoclassement normal apparaît. Une série de réajustements par rotation anti-horaire est observée (Fig. 7) :

- la base développe des structures sigmoïdales cataclasées autour de *jigsaw-structures* dans le faciès à blocs de lave rouge (2) : le rapport a/b , le périmètre de rugosité et la circularité de Riley ont été calculés sur 1172 clastes (A : 390 clastes ; B: 608 clastes) ;
- des bandes de granularités homogènes (3) inclinées à 20-30° marquent le réajustement supérieur.

L'inclinaison, le rapport a/b et l'ellipse ont été calculés par SPO sur 6551 clastes dans le faciès à blocs de lave (2.3).

Les zones sigmoïdales cataclasées présentent une organisation différenciée en fonction du degré d'évolution. La *jigsaw-structure* A (Fig. 8A) est un dièdre décimétrique, marqueur d'une déformation coaxiale. Elle développe par une rotation anti-horaire de 30° une sigmoïde organisée en bandes de clastes de taille homogène, tandis que s'injecte dans la partie centrale une matrice très fine fluidisée.

En B, cataclase et cisaillement plus intense s'étendent sur plusieurs mètres : trois générations de sigmoïdes inclinées à 30° et de manière conjuguées à 20-10° marquent l'amortissement du déplacement relatif par oscillations décroissantes de paquets granulaires.

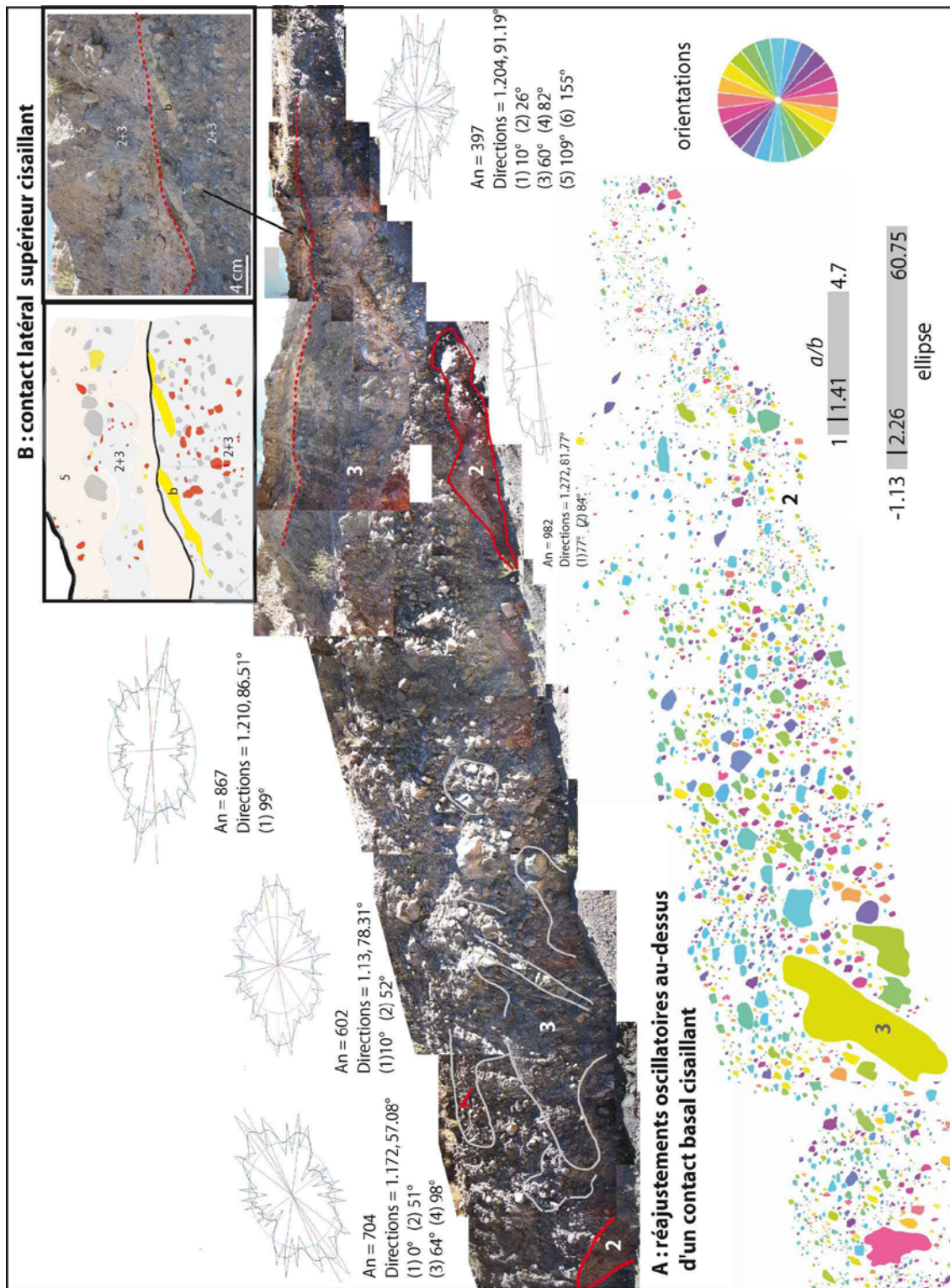


Figure 7 : Caractéristiques des contacts cisailants. A : Réajustements oscillatoires au-dessus d'un contact basal cisailant: orientations et valeurs moyennes; B : Contact latéral supérieur cisailant.

b. Granulométrie et statistiques

Les **histogrammes** (Fig. 8B) montrent des matrices à sables graveleux grossiers à fins très mal triés ($\sigma = 2.18-2.58$) présentant une distribution bimodale (67%) à trimodale impliquant une double origine (Fig. 5) : **une bimodalité des faciès à blocs charriés, une trimodalité liée à la cataclase de la jigsaw-structure**. Cependant une **liquéfaction partielle des matrices par cataclase cisailante associée à un apport confiné de fluides** aux confluences peuvent être envisagés.

Les **courbes cumulatives** (Fig. 8C) marquent une séparation nette entre A et B (A : $\Phi_0 = 75.7-79.2\%$; B : $49.9-67.6\%$) tout en présentant un étalement granulométrique notamment en Φ_{75} : la granulométrie comprise entre $-1+0\Phi$ pour A, passe à $0+1\Phi$ puis $1-2\Phi$ en B.

Le **% de matrice vs matrice/graviers** (Fig. 8D) évolue selon une régression logarithmique :

$$(25) \quad f(x) = 23.68 \ln(x) + 50.07 \quad (R^2 = 0.99)$$

confirmant la séparation nette entre A ($< 32\%$ de matrice) et B ($> 42\%$ de matrice). La distance parcourue augmente la taille des sigmoïdes et la quantité de matrice en rapport avec la cataclase.

Le **SFT** (Fig. 8E) montre que 59% des populations sont d'origine magmatique (γ entre -0.48 et -0.83), dont 50% autour de 1.5Φ . Les autres populations présentent une dispersion non représentative d'une origine hydrovolcanique car comprise entre 1.2 et 5 ($\gamma > 0.4$) et distribués pour $1/3$ dans chacune des populations suivantes: -3Φ , -1.6Φ et -0.5Φ . Une production par cataclase cisailante peut être envisagée.

Les **dimensions fractales élevées** comprises entre 2.086 et 2.542 (annexe II) caractérisent ce cisaillement cataclasique.

Les clastes présentent des textures différenciées (Fig. 8F) :

- les clastes d'origine magmatique présentent des facettes brillantes et lisses avec un fort rapport a/b (1.34), un périmètre de rugosité élevé ($PR = 1.03$) et une circularité de Riley faible ($RC = 0.73$). Leur texture est dominée par la fracturation ;
- les clastes produits lors du cisaillement de la *jigsaw-structure* sont marqués par l'abrasion : une matrice sableuse en surface les recouvre diminuant les valeurs de a/b (1.2) et de PR ($PR = 1.02-0.98$), tout en accentuant la circularité de Riley ($RC = 0.78$).

Les courbes platycurtiques deviennent très platycurtiques (0.64 à 0.84) autour de la *jigsaw-structure* B. Lors du transfert latéral, l'évolution de l'asymétrie (0.58 à -0.28 ; Fig. 8J) marque une redistribution des fractions (Fig. 8H), marquée par une augmentation du rapport matrice-graviers (0.37 à 1.43). Une forte diminution de 41.6 à 17.1% des graviers moyens à fins et des sables moyens fins (16.9 à 7.4%) s'accompagne d'une augmentation concomitante de sables grossiers (12 à 42.6%) et de l'apparition de graviers très grossiers à 3 (jusqu'à 23.4%). La cataclase prédominante et le gradient d'affinement de B vers A marquent une accréation centrifuge des sigmoïdes depuis B, en accord avec le cisaillement senestre supérieur.

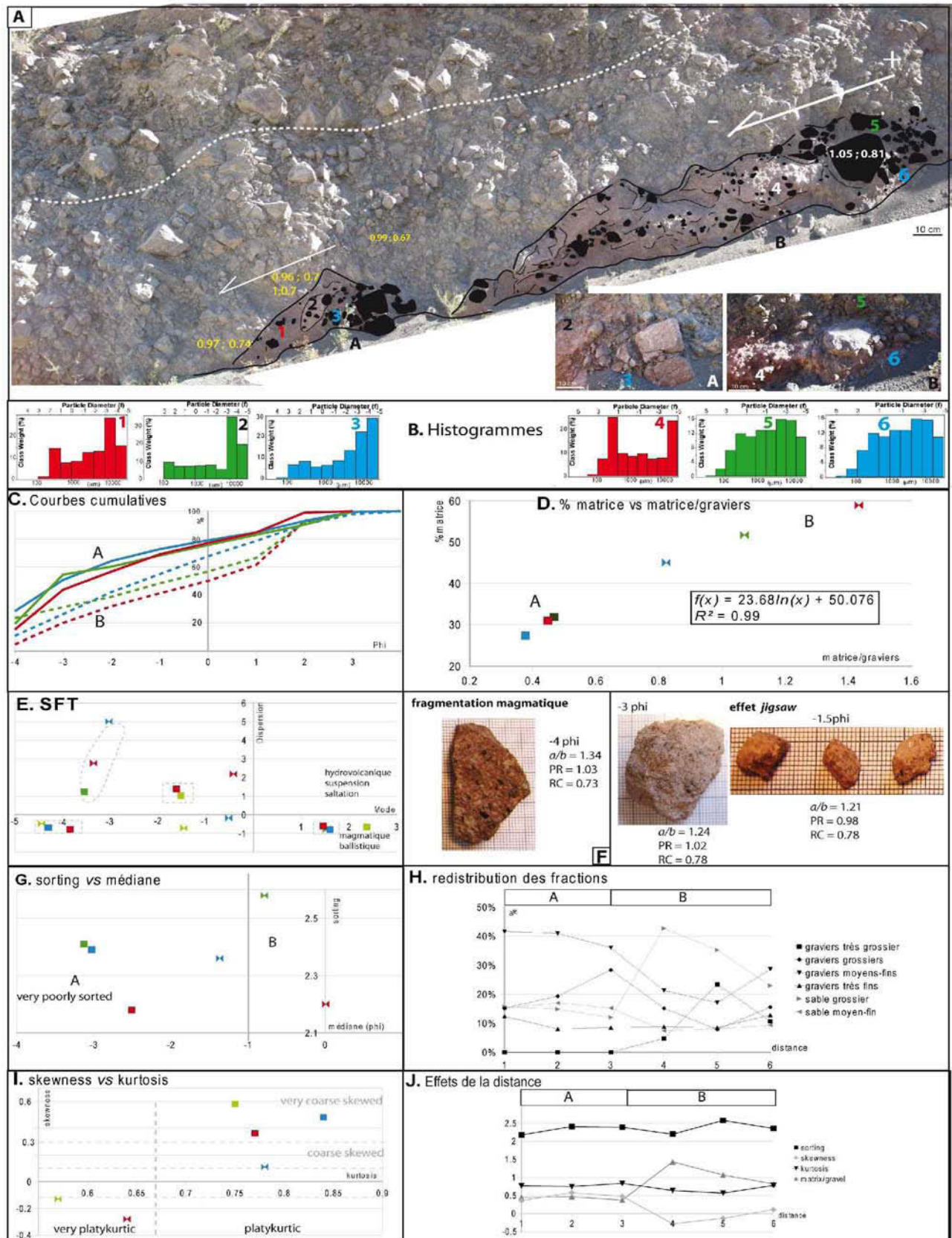


Figure 8 : Sédimentologie des contacts cisailants. A : Zonage des sigmoïdes ; B : Histogrammes ; C : Courbes cumulatives ; D : % matrice vs matrice/graviers ; E : SFT ; F : Clastes observés ; G : sorting vs médiane ; H : redistribution des fractions ; I : skewness vs kurtosis ; J : Effets de la distance.

L'analyse de l'évolution des paramètres de forme contribue à envisager les mécanismes de production de ce type de matrice cataclasée à comportement fluidal en milieu confiné.

c. Paramètres de forme

De nettes évolutions du rapport a/b , du périmètre de rugosité (PR) et de la circularité de Riley (RC) sont mises en évidence. L'effet de la taille et de la distance parcourue sont pris en considération.

La diminution logarithmique du PR en fonction de la taille suit l'équation suivante (Fig. 9.A) :

$$(26) \quad f(x) = 0.067 \ln(x) + 0.79 \quad (R^2 = 0.8)$$

Le PR diminue de B vers A. De nettes différences apparaissent pour les fractions à 2 mm (B : 0.94-1.06 ; A : 0.88-0.94) et 16 mm (B : 1.09-1.01 ; A = 1.04). Ces diminutions préférentielles entre les fractions marquent une abrasion différenciée.

Le champ de RC (Fig. 9C) est plus important pour les fractions à 2 mm (0.61-0.94) que pour les 4 et 16 mm (0.6-0.89), impliquant la coexistence de la cataclase et de l'abrasion pour les 2 mm soit deux générations.

La diminution des rapports a/b , PR et l'augmentation de RC en fonction de la taille marquent une abrasion cataclasique des clastes par arrachement des bordures et rotation. De B vers A, les rapports a/b , PR et RC diminuent selon une bimodalité différentielle en rapport avec la position de la *jigsaw-structure* (A3 ; B6) et en fonction de la taille des clastes : une abrasion cataclasique centrifuge depuis B est associée à une redistribution granulométrique également bimodale (Fig. 8D) de la population clastique initiale qui conserve ses valeurs médianes. De B vers A, on observe :

- une diminution de 0.18 du PR pour 83% des clastes, marqueur de l'abrasion en rapport direct avec 15% de survivants ($a/b > 1.4$, Pr = 0.98 ; RC = 0.69). Le champ de a/b est quasi identique entre A et B mais diminue de 0.051.

- un rapport constant à 0.32 du RC avec une augmentation des valeurs maximales pour 65% de la population (RC > 0.765). RC en fonction du rapport a/b évolue selon une régression linéaire :

$$(26') \quad f(x) = -0.2668x + 1.1061 \quad \text{avec } R^2 = 0.54.$$

Le contact avec la *jigsaw-structure* (B5-6 Fig. 10) pour les fractions à 16 mm se caractérise par une nette variation des valeurs associée à une augmentation des graviers très grossiers :

- en arrière de la *jigsaw-structure* (B4-5), une zone d'ombre apparaît où domine l'**abrasion** sans rotation : les survivants augmentent nettement (pic de a/b), tandis que PR diminue de 0.025 et RC de 0.093 ;

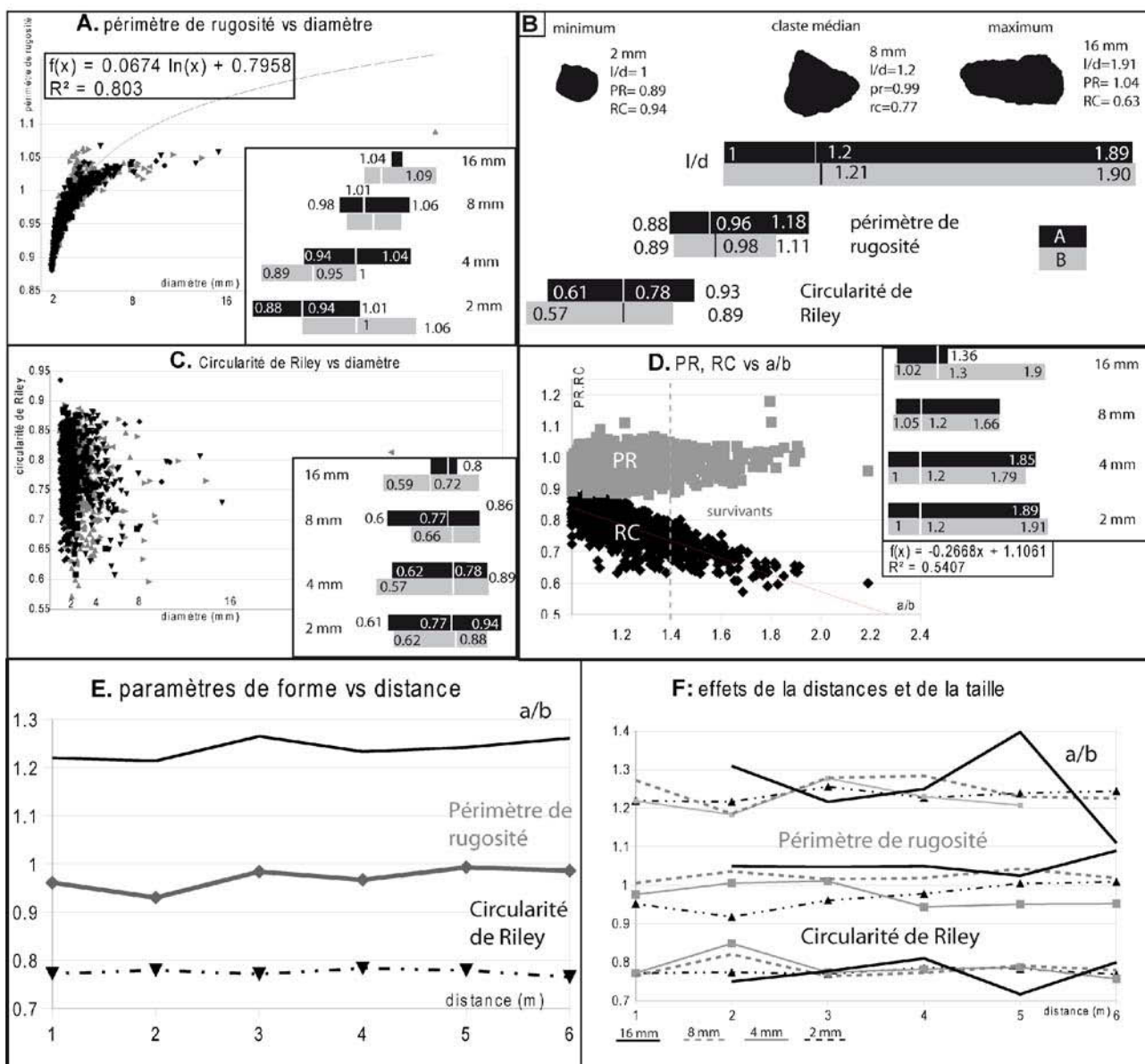


Figure 9 : Paramètres de forme. A : Périamètre de rugosité vs diamètre ; B : Valeurs minimales, maximales et médianes ; C : Circularité de Riley vs diamètre ; D : PR, RC vs a/b ; E : paramètres de forme vs distance ; F : effets de la distance et de la taille.

- au front de la *jigsaw-structure* (B5-6), une **cataclase abrasive par rotation** se caractérise par une diminution des rapports *a/b* de 0.288 et une augmentation de 0.065 de PR et 0.085 RC .

L'évolution différentielle entre les fractions de A et B (A3B4) se réalise dans un contexte croissant de la circularité: les fractions de 4 mm (diminution de *a/b* et PR) sont en rotation autour des clastes survivants de 16 à 8 mm (fort *a/b* et PR constant). Cette **rotation différentielle abrasive** est associée à une augmentation des **sables grossiers**.

En A, la cataclase de 3 (Figs. 7.8) augmente le taux de **graviers grossiers** (Fig. 8) associé à une augmentation du rapport *a/b*, sauf pour les fractions à 16 mm, tandis que les valeurs de RC convergent.

Pour les fractions à 4 mm, les pics de a/b (1.2 à 1.26) et de PR (1 à 1.01) sont associés à une diminution de RC (0.84-0.77).

Ces variations bimodales du rapport cataclase/abrasion/rotation s'opposent à l'abrasion progressive et continue qui apparaît pour les fractions à 2 mm de B vers A : diminution nette du PR. La différence évolutive entre les fractions est confirmée.

De 3 à 1, l'**abrasion** est dominante par rapport à un très faible effet de la cataclase : diminution de a/b et nette augmentation de RC par rapport à PR, sauf pour les fractions à 2 mm.

Le transfert latéral (Fig. 10) décroissant de la déformation par cisaillement senestre s'associe à un zonage différencié centrifuge et bimodal, marquant la forme des clastes associée à une redistribution granulaire par cataclase :

- en B, la cataclase abrasive rotationnelle transférée en rotation abrasive différentielle autour des clastes se traduit par une augmentation des sables grossiers et graviers très grossiers ;
- en A, cataclase puis abrasion marquent une diminution des graviers grossiers.

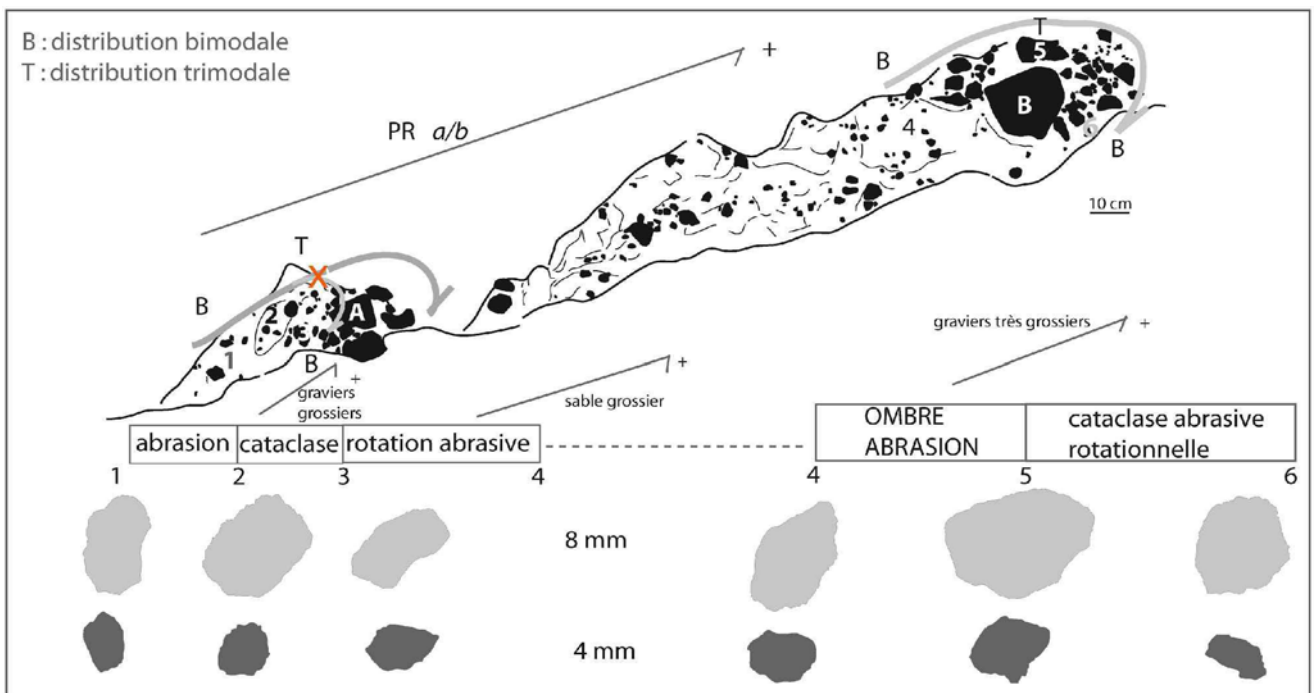


Figure 10 : une cinématique différentielle.

3. Synthèse des résultats : une signature syn-tectonique

Classification texturale, gradient cataclasique, équations des rapports de forme ont été établis (Tab. 6) :

Tableau 6 : Résultats et apports.

Méthode	Résultats et apports
Classification texturale syn-tectonique	Faciès mélangés, <i>jigsaw-structures</i>
Gradients cataclasique syn-tectonique	<i>a/b vs distance</i> Faciès à blocs et mélange : (18) $f(x) = -0.03\ln(x) + 1.52$ charriage de <i>jigsaw-structure</i> : (19) $f(x) = -0.04x + 1.54$
Arbre d'évolution texturale syn-tectonique	<i>a/b vs ellipse : jigsaw-structure</i> : (20) $f(x) = 0.13x + 1.2$ ellipse vs distance : charriage : (21) $f(x) = -0.08x + 2.73$ abrasion au contact cisailant: (22) $f(x) = -0.16x + 4.13$ bulking cisailant : (23) $f(x) = 2.94x^{-0.63}$ mélange et <i>jigsaw</i> : (24) $f(x) = -0.17x + 3.28$
Sédimentologie de sigmoïdes cisailée et cataclasée	% matrice vs matrice/graviers : (25) $f(x) = 23.68\ln(x) + 50.07$ Périmètre de rugosité vs diamètre: (26) $f(x) = 0.06\ln(x) + 0.79$

La propagation du lobe charrié d'Alto-Jesus est caractérisée par une inversion tectonique en extension se traduisant par un transfert latéral des rapports stratigraphiques modifiés par bulking, charriage de faciès mélangés. Le confinement contribue à la fossilisation des réajustements syn-tectoniques : extension en arrière du charriage ; compression au front du charriage et transfert latéral par rotation cisailante ; extension distale du lobe en horsts et grabens. Les gradients texturaux sont corrélés aux structures localisées.

Le faciès *bulldozer*, marqueur du charriage supérieur, présente une modification des rapports stratigraphiques sous contrôle structural initiant les mélanges, partiels puis intégraux sous le front du charriage et lors de l'extrusion distale des faciès inférieurs. Un gradient latéral des faciès mélangés marque une extrusion distale de plus en plus profonde.

A ces mélanges syn-tectoniques est associé un gradient granulaire et cataclasique différencié :

1. tri grossier des faciès à blocs charriés à distribution unimodale ;
2. bimodalité des décrochements cisailants différenciés avec :
 - une cataclase abrasive préférentielle sur une face aux interfaces granulaires cisailées ;
 - une rotation et une abrasion des clastes charriés et cisailés dans des faciès fins ;
3. trimodalité des *jigsaw-structures* développant par cisaillement des sigmoïdes bimodaux à comportement fluidal ;
4. préservation des formes héritées mais abrasées au sein des faciès mélangés extrudés.

La sédimentologie confirme la classification texturale sous contrôle tectonique tout en mettant en évidence des cataclases différenciées contrôlant la forme des grains. Des formes héritées issues des faciès à blocs sont caractérisées ainsi que la double origine des structures sigmoïdales. Sur quelques mètres, les fractions sont redistribuées selon un gradient cinématique alternatif depuis la cataclase abrasive rotationnelle au contact de la *jigsaw-structure* jusqu'à l'abrasion. De manière concomitante, la

texture et la forme des clastes issues de la fragmentation magmatique évoluent par enrobage matriciel et abrasion diminuant le rapport a/b , la rugosité et augmentant la circularité.

Les observations à l'affleurement sont confirmées à différentes échelles quelque soit la méthode utilisée. Le transfert granulaire oscillatoire de la contrainte au sein des panneaux charriés fossilise différents stades cinématiques caractérisés par des gradients texturaux et structuraux localisés. Une polyolithologie acquise par *bulking*, de forts contrastes granulaires, le confinement contribueraient à ces réajustements différenciés sous contrôle tectonique localisé.

II/ Rotation cisailante des DAD du Mt Dore et faille transformante en terminaison sud des fossés oligocènes

III. Rotation cisailante de la levée latérale du Cheix (< 1Ma) et implications texturales

1. Caractéristiques générales

a. Contexte volcano-tectonique. La DAD du Cheix (< 1Ma) s'inscrit dans la portion sud des fossés oligocènes de Murol (Fig. 1A), à l'est du cisaillement de Jassat. Sa propagation latérale WE *via* SSW-NNE est marquée par une série de cisaillements dextres en échelon (Fig. 1) au contact du socle migmatitique et en rapport strict avec la rotation cisailante vers l'est du fossé oligocène (N170 à N140) : un cisaillement senestre central, l'extension sous la Roche Romaine et le Puy de Conche. Dans ce contexte, la levée latérale du Cheix, en rive gauche de la Couze Pavin, présente une série de charriages supérieurs en N110 associée à un rétrocharriage basal du faciès matriciel. Sa rotation cisailante N30 marque l'extension : un remaniement en terrasses alluviales perchées, une vallée structurale N20 (Le Sot) marquent la relation rotationnelle avec la partie distale. Un rapport structural de transfert cisailant dextre N30 apparaît entre la Couze Pavin et la Couze Chambon, marquée par une virgation du cours des rivières, très prononcée autour du Cheix, amortie et décalée vers l'Est pour la Couze Chambon (Fig. 1B).

b. Stratigraphie, sous contrôle volcano-tectonique. La base matricielle est riche en fragments de socle (1.6 Fig. 1), tandis que des mégablocs de diorite se localisent le long des terrasses alluviales (5 Fig. 1). La partie supérieure comprend une couche cisillée de ponces, surmontée d'orgues de coulées de laves charriées (0.92 Ma, Cantagrel *et al.*, 1983). Son contact rougeâtre au niveau de la paléovallée est associé à son démantèlement partiel par effondrement à l'origine d'un faciès mélangé, impliquant un rapport syn-cinématique par rapport au faciès de DAD

Tableau 1 : les événements de la chaîne des Mt Dore.

Evènements du Mont Dore	Productions volcaniques	Bibliographie
Dans les Couzes	Glissements, coulées de boue	Nehlig <i>et al.</i> , 2001
Pavin	Trachyte, basalte	Nehlig <i>et al.</i> , 2003
Dernière phase : Sancy, 4 cycles pyroclastiques (100 ka), effondrement du stratocône de trachy-andésite	DAD du Cheix	Nomade <i>et al.</i> , 2012 ; Pastre et Cantagrel., 2001
Effondrement du massif de l'Aiguiller	DAD de Perrier	Cantagrel et Briot., 1990
Post-caldeira : Aiguiller/ Banne d'Ordanche	Série saturée de silice : rhyolite-trachyte	
	Grande Nappe Ignimbrite 5 km ³	Vincent, 1980 ; Lo Bello, 1988 ; Duffel, 1999
Syn-caldeira	Caldeira 20 km ² , h = 250 m	
phréatomagmatisme	Trachyte pyroclastique	
Pré-caldeira	basanite	Ménard, 1979

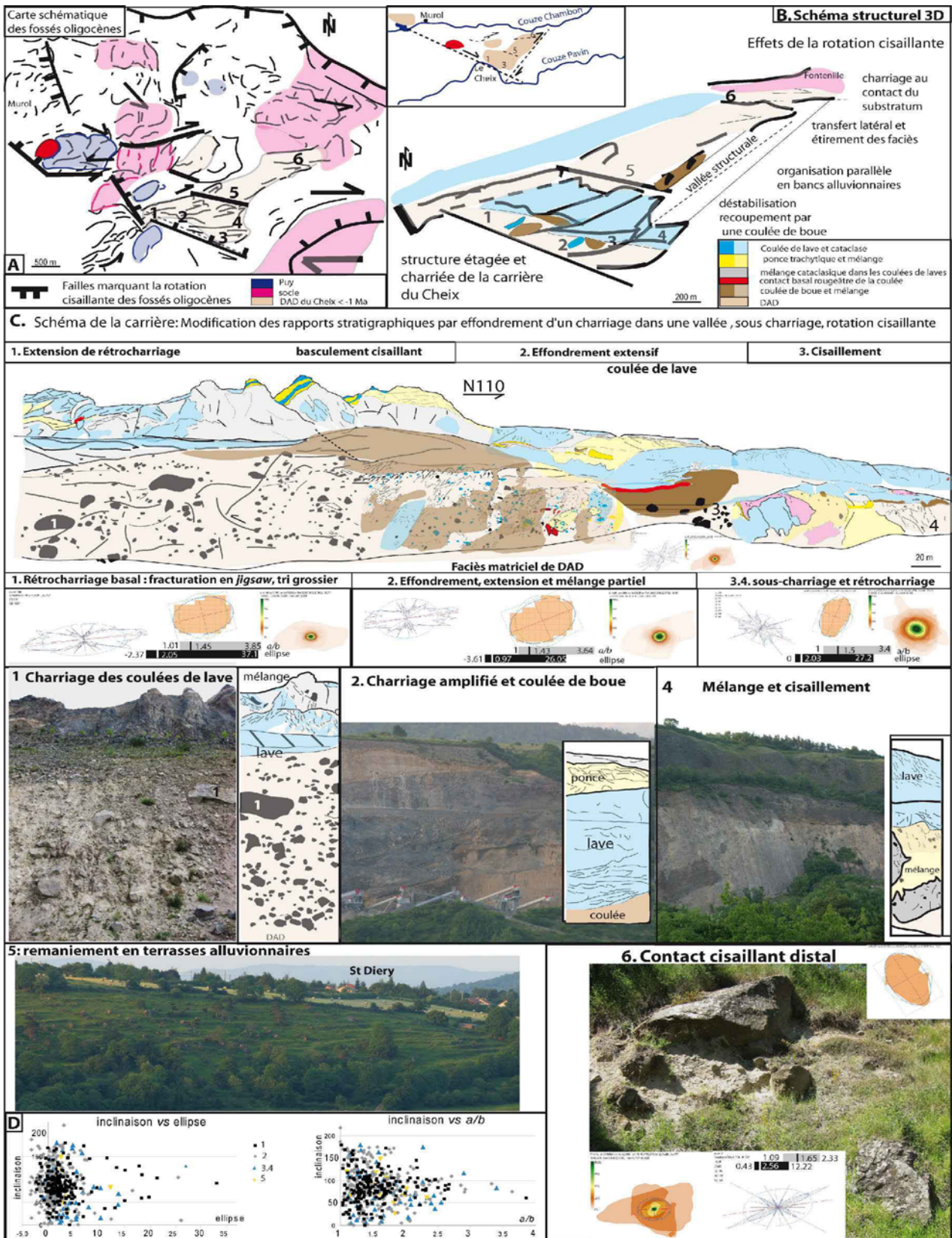


Figure 1 : Charriage en rotation cisailante et conséquences. A : Carte schématique des fossés oligocènes ; B : schéma structural 3D ; C : schéma de la carrière ; 1 : charriage ; 2 : charriage amplifié ; 4 : mélange et cisaillement ; 5 : remaniement ; 6 : contact cisailant ; D : inclinaison vs ellipse, vs a/b.

Cette stratigraphie (Cantagrel *et al.*, 1990) établit une relation avec les variations siliceuses du Mt Dore (tableau 1) : formation d'une caldeira, couche de ponces suivie d'une recharge magmatique associée à la production de fluides et au déclenchement de la DAD (0.9-0.25 Ma, tableau 1. Pastre *et al.*, 2001).

c. Un gradient textural sous contrôle structural

Des réajustements structuraux localisés sont associés à des variations stratigraphiques et texturales.

En N110, les charriages dans la carrière du Cheix présentent la séquence suivante (Fig. 1) :

1. une **extension cisillante supérieure** sous la lave charriée suivie d'un basculement inférieur extensif par rétrocharriage ;
2. un **démantèlement** de la coulée à l'origine d'un faciès mélangé intrusif ;
3. une **coulée de boue** à faciès hydrothermal : la base stratifiée s'oppose au contact supérieur rougeâtre et remanié passant latéralement à des blocs angulaires déchiquetés suivie d'une extrusion cataclasique du socle broyé;
4. une **extension cisillante** verticale et horizontale au contact des blocs de lave incorporés.

Les contacts cataclasés et cisillés concentrent les *jigsaw-structures*, tandis que le faciès matriciel présente des réajustements localisés conditionnant l'orientation des blocs et des mégablocs.

En NNE, la rotation cisillante caractérise l'expansion latérale du faciès matriciel plus fin :

5. un **remaniement** en bancs alluvionnaires à mégablocs orientés (Côtes de St Diery) ;
6. un **cisaillement dextre** sous la Chaux au contact du socle de Fontenille.

L'analyse SPO des clastes à l'affleurement (511 clastes, Fig. 1CD) montre une inclinaison subhorizontale (80-95° et 112-162°) du cisaillement. Les clastes allongés (1. $a/b = 1.4$; $e = 2.05$) se mélangent aux blocs de lave : une cataclase de bordure domine (2. $a/b = 1.4$; $e = 0.97$). Les clastes, inclinés à 50-20°, s'arrondissent ($e = 1.86-2.03$) au niveau de la coulée basculée et au sein du mélange cataclasique matriciel. La rotation cisillante par l'apparition d'une nouvelle fracturation sur des clastes abradés accroît les valeurs SPO (6. $a/b = 1.65$; $e = 2.56$). L'inclinaison vs ellipse ou a/b montre (Fig. 1D) :

- un même ensemble quelque soient les variations lithologiques et/ou tectoniques localisées ;
- des inclinaisons entre 70-150° marquant : la chute verticale dans le faciès mélangé (2) et le sous-charriage sans cataclase ($> 120^\circ$) avec un faible rapport a/b (< 1.8) et de l'ellipse (< 5) ; le rétrocharriage cataclasique selon une inclinaison $< 80^\circ$ marque une augmentation de a/b (de 1 à 4) et de l'ellipse (de 5 à 15).

L'augmentation des familles d'inclinaisons au fur et à mesure des événements se traduit par une augmentation généralisée des valeurs de l'ellipse et de a/b , soit une dominance de la cataclase

abrasive par cisaillement.

Un **gradient textural** est associé à cette rotation cisailante. Les réajustements granulaires au sein des blocs basculés et rétrocharriés, les *jigsaw-structures* et les mégablocs sont quantifiés.

2. Relations structures-textures, marqueurs de cinématiques locales

a. Rétrocharriage relatif et ségrégations granulaires

Un rétrocharriage basal (1. Fig. 1) est marqué par des réajustements. Les blocs polyédriques et abrasés s'interpénètrent et s'alignent selon des plans conjugués, tandis que la partie supérieure cisailée présente une organisation planaire. Les différents faciès sont quantifiés par SPO (795 clastes) : les orientations, les valeurs de a/b et de l'ellipse mettent en évidence les modalités de bréchifications et de ségrégations granulaires le long des réajustements conjugués et séquencés (Fig. 2).

1. Des bandes cisailantes supérieures (1. Fig. 2), inclinées à 45-80°, marquent l'amortissement du rétrocharriage (2) dans le faciès matriciel. Une hétérométrie différenciée, associée à des formes différentes, marque ces réajustements :

- la partie supérieure uniforme et bimodale (D) sous le plan de cisaillement de la coulée de lave est constituée de petits clastes abradés, allongés et subhorizontaux ($a/b = 1.43$; $e = 2.63$; $i = 93.45$) ;
- la base (A) bi à trimodale présente des clastes plus arrondis ($a/b = 1.58$; $e = 2.85$), inclinés à 103.66° dont l'hétérométrie marque la cataclase ;
- les deux bandes cisailantes intermédiaires polymodales (BC) sont constituées de blocs subhorizontaux (89-92°) aux bordures déchiquetées subrectangulaires en C et elliptique en B. L'hétérométrie associée au basculement favorise le choc entre les blocs à l'origine de ces valeurs.

Un gradient de forme apparaît depuis la base jusqu'au sommet marquant le passage d'une rotation basale à un cisaillement supérieur dans le faciès plus fin par basculement de faciès cisailés qui s'entrechoquent. A ce gradient vertical est associé un gradient aval-amont.

2. La zone avale (2. Fig. 2) s'inscrit dans un faciès à blocs basal, basculé le long de failles inverses et surmonté d'un faciès matriciel cisailant.

Le cisaillement supérieur D, de même distribution bimodale qu'en A, bloqué au contact des blocs rétrocharriés, bascule au-dessus du bloc C : les clastes allongés ($a/b = 1.63$; $e = 3.15$) sont plus angulaires que la partie supérieure de 1.

Le bloc A rétrocharrié est marqué par une série de réajustements conjugués, dont la cataclase marque l'angularité des blocs ($a/b = 1.51$; $e = 3.34$) à distribution bi à trimodale. Les blocs supérieurs passent à une distribution polymodale à clastes allongés (B: $a/b = 1.65$; $e = 3.92$) puis

roulés ($C : a/b = 1.47 ; e = 3.54$) marquant le cisaillement latéral suivi d'une relaxation gravitaire. Des failles inverses conjuguées (A) créent par ségrégation granulaire un effet d'arche (Duran *et al.*, 1997) ainsi que de l'espace et contribuent ainsi au mouvement supérieur. Un caractère avalancheux localisé par rétrocharriage apparaît, de direction inverse à la propagation générale supérieure.

3. Le faciès matriciel mélangé présente une orientation conjuguée des clastes selon des failles inverses (Fig. 2), autoportant le faciès à blocs amont supérieur rétrocharrié (2). Un granoclassement inverse se caractérise par un faciès fin inférieur, surmonté de blocs basculés elliptiques. Dans cette translation, les clastes allongés inférieurs acquièrent une forme elliptique à hexagonale au contact du faciès à bloc (2). Une **structure ordonnée rétrocharriée** est associée au développement de textures propres :

- couche basale fine rétrocharriée à clastes roulés et à distribution uni à bimodale ;
- partie supérieure à translation cisailée à clastes allongés subhorizontaux ;
- zone médiane à blocs basculés s'auto-organisant en bandes cataclasées à orientation conjuguée. Polymodalité et clastes angulaires elliptiques caractérisent cette auto-ségrégation le long de failles conjuguées, assurant le maintien de l'intégrité des blocs ainsi rétrocharriés.

Ce stade, précédant le faciès intrudé et mélangé issu des coulées supérieures, caractérise les réajustements granulaires à la base d'une série de charriages en rotation au contact sud du socle migmatitique fermant le fossé oligocène de Murol.

b. Des mégablocs aux *jigsaw-structures*

Dans la partie supérieure médiane du rétrocharriage, les mégablocs sont intacts et orientés horizontalement tandis que les contacts cisailants associés au basculement sont à l'origine de *jigsaw structures*.

==> **Forme dynamique des mégablocs** : 42 mégablocs cartographiés ont été quantifiés par SPO (Fig. 3) : les valeurs obtenues sont comparables à celles de Tutupaca (1802 AD, Chap. III), impliquant des formes spécifiques aux DAD et coulées pyroclastiques associées. Les valeurs (Fig. 3C) apparaissent proches du domaine d'effondrement proximal de Tutupaca sous la niche d'arrachement, tandis que le cisaillement distal N30-45 s'inscrit dans les rides transverses produites par rotation cisailante.

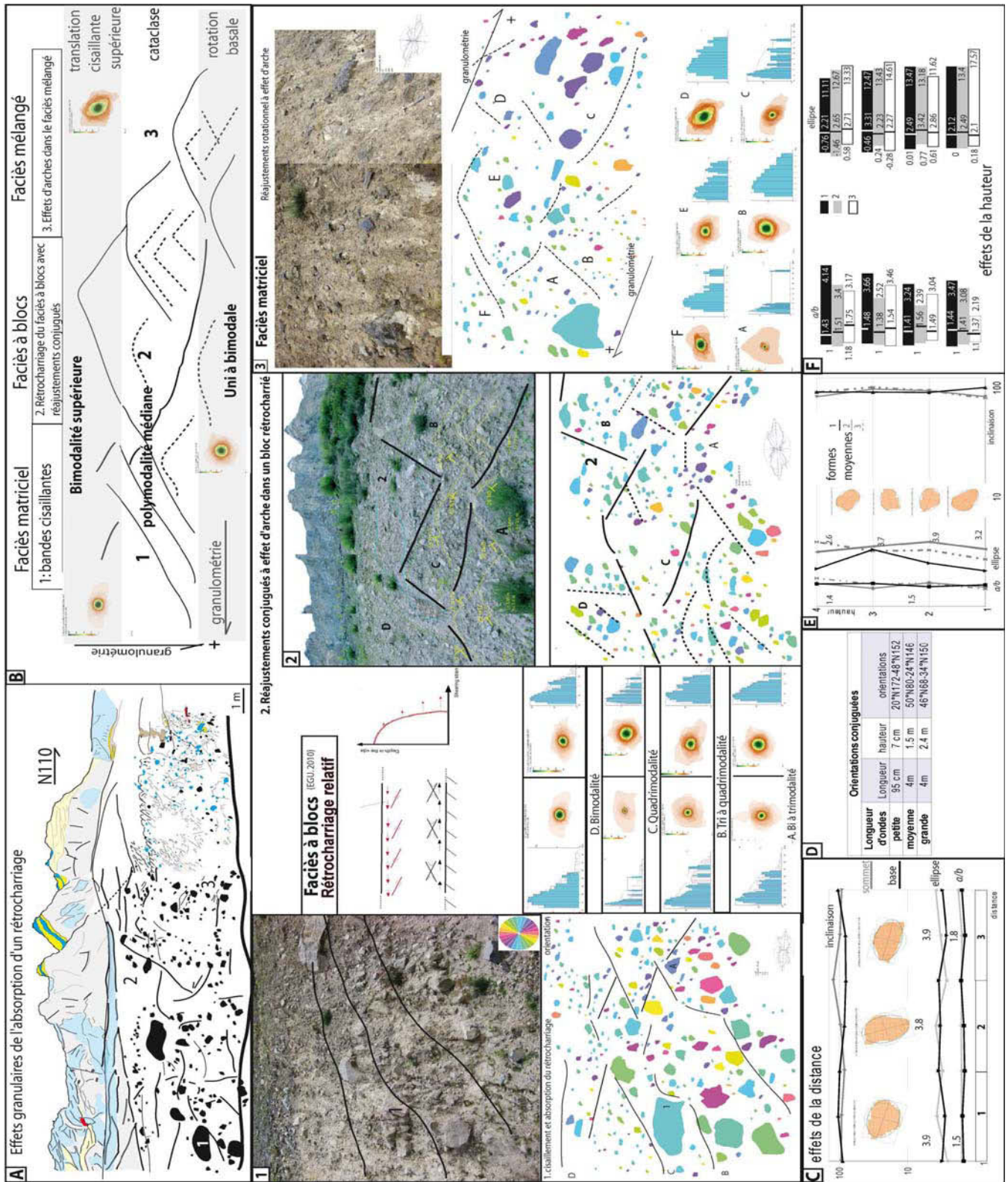


Figure 2 : Textures et structures des faciès à blocs. A : schéma du rétrocharriage ; B : des faciès sous contrôle structural ; 1. Rétrocharriage relatif du faciès à bloc ; 2. Réajustement conjugué à effet d'arche ; 3. Facies matriciel ; C : effets de la distance ; D : orientations conjuguées ; E : formes moyennes ; F : effets de la hauteur.

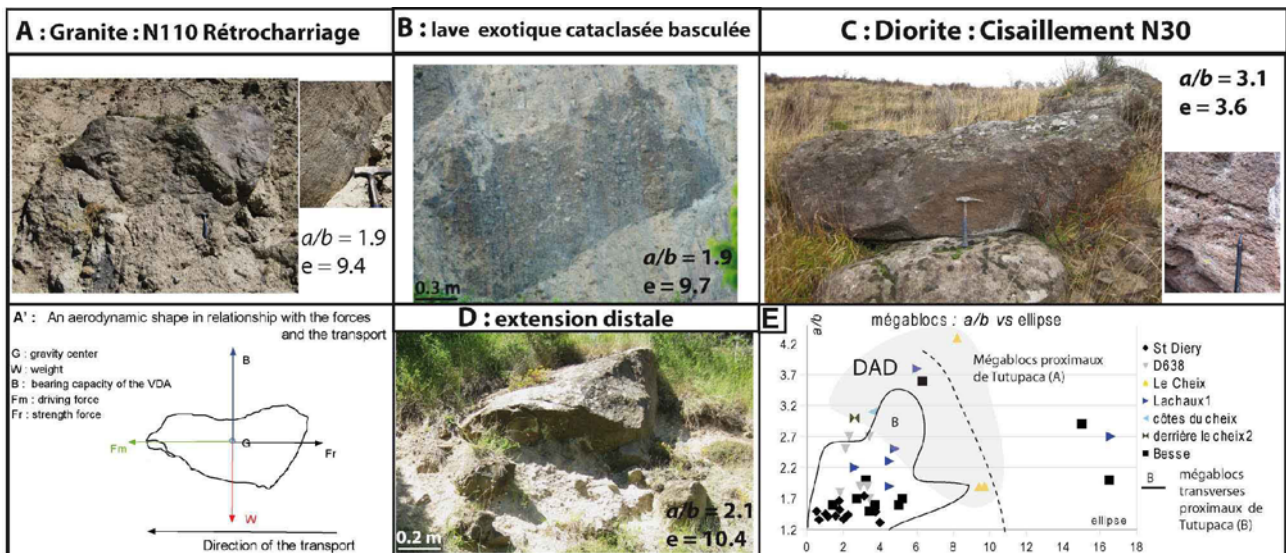


Figure 3 : Formes spécifiques des mégablocs. A : Granite ; A' : schéma de la forme aérodynamique ; B : lave exotique ; C : Diorite ; D : extension distale ; E : a/b vs ellipse.

La base de la DAD de la carrière du Cheix (Fig. 3A) concentre des blocs granitiques parallélépipédiques ($a/b = 1.9$; $e = 9.4$ à 9.7), orientés N110-120 parallèlement au cisaillement supérieur ou basculés, passant aux diorites allongées par rotation cisailante N30 ($a/b = 3.1$; $e = 3.6$) dans la partie supérieure. La distension distale est marquée par un rajeunissement des formes plus angulaires ($a/b = 2.1$; $e = 10.4$). Les caractéristiques d'une forme dynamique sont recensées (Fig. 3 A') : une surface planaire basale horizontale et abrasée par la matrice, plus ou moins enrobée ; une face supérieure tabulaire ou convexe, avec parfois des stries parallèles en échelons à l'origine de surfaces ondulées ; un front aval angulaire ou convexe s'intrudant dans une matrice compressée ; un front amont à faces planaires, lisses et inclinées à 60° avec des stries verticales parallèles. Leur orientation est contrainte depuis le centre de gravité G par (Bernard, K. et van Wyck de Vries. B., 2010) :

- des forces verticales : le poids (W , kg), la portance du faciès matriciel (B , N) avec $B > W$, fossilisant les cinématiques de rétrocharriage ;
- des forces horizontales (N) : forces motrice d'expansion latérale (F_w), force de rétrocharriage (F_r) fonction de la résistance, du nombre de Reynolds de la matrice, de la surface du bloc soumise à l'abrasion. Le *mass freezing* est atteint lorsque $F_r > F_w$.

==> **Jigsaw-structures**. La dilatance cataclastique des mégablocs aux interfaces cisailantes produit des jigsaw-structures, dont onze ont été quantifiées par SPO (749 clastes, Fig. 4), confirmant une cinématique de DAD. Ils se localisent : à la base de la DAD (2.3.4.5) pour les roches magmatiques soumises à une extension cisailante cataclastique ; au contact supérieur cisailant pour les blocs de lave (1.7.6).

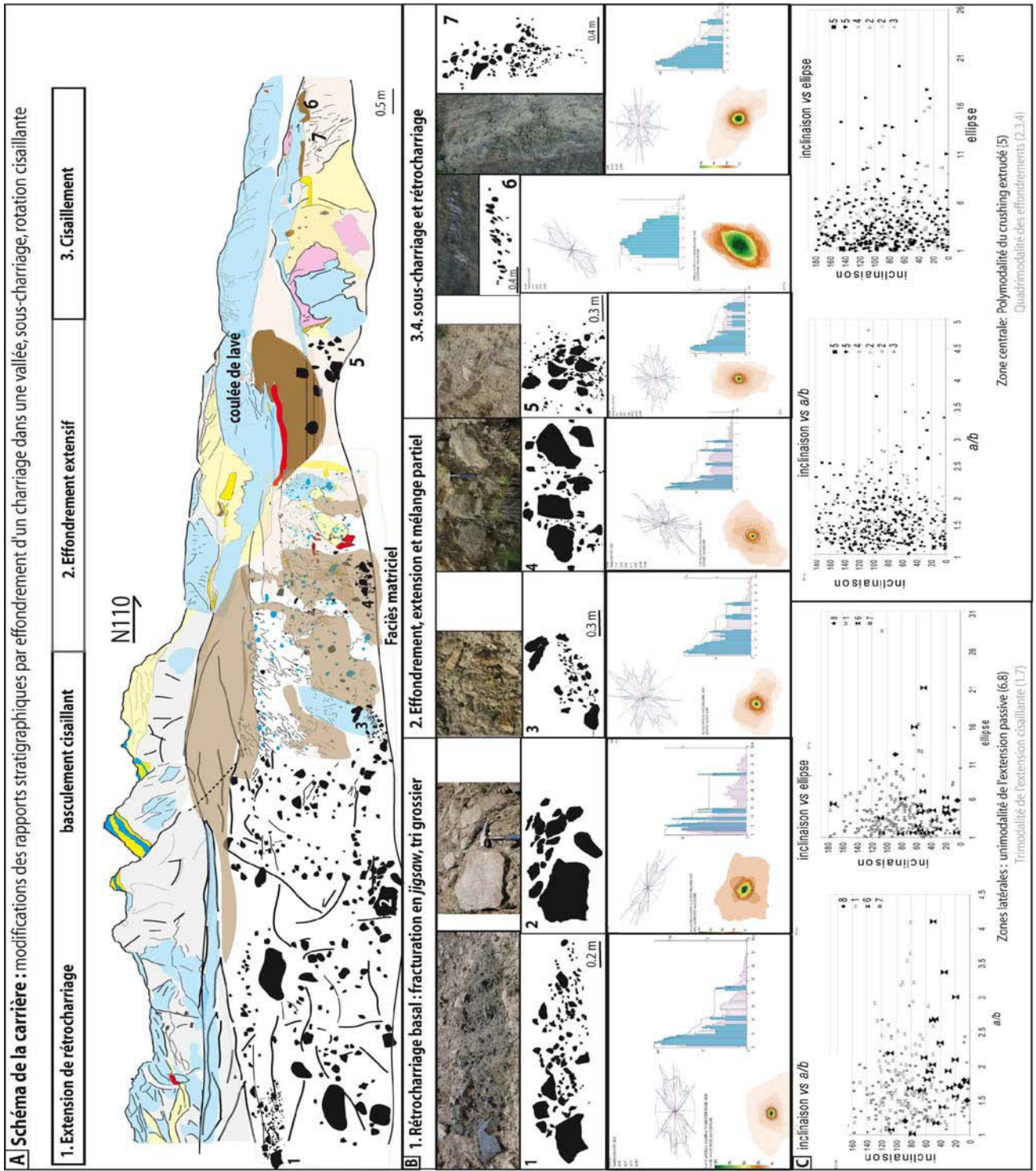


Figure 4 : Caractéristiques des *jigsaw-structures*. A : Schéma de la carrière ; 1 : Rétrocharriage basal ; 2 : effondrement, extension et mélange partiel ; 3-4 : sous-charriage et rétrocharriage ; B : inclinaison vs a/b ou ellipse de 1 ; C : inclinaison vs a/b ou ellipse de 2.

Les distributions granulométriques des clastes sont soumises aux cinématiques locales. Chaque événement tectonique conduit à l'apparition d'une nouvelle population.

1. Une distribution uniforme unimodale de l'extension cisailante (zone 4) cataclasique en N110 sans contact frictionnel, lié à de forts rapports granulométriques: les clastes conchoïdaux, imbriqués les uns dans les autres, présentent un faible degré de cataclase et de dilatance (6.8 Fig. 4).

2. Une trimodalité des contacts distaux cisailants en N30 à fort contraste granulométrique (1.7 Fig. 4) : une fraction fine produit une matrice intrinsèque. Les plus grands clastes présentent une cassure fine conchoïdale, tandis que les clastes plus petits sont subarrondis par rotation au sein de la matrice intrinsèque. La dilatance est accrue par rapport au stade précédent.

3. Une quadrimodalité des zones centrales d'effondrement et de mélange (2.3.4 Fig. 4) à faces abrasées : la matrice intrinsèque est mélangée à la matrice extrinsèque par extension entre les plus grands blocs préservés. Un transport apparaît.

4. une distribution polymodale (5) des parties inférieures *crushées* et extrudées : la cassure conchoïdale est dominante sur l'ensemble des fractions.

L'**inclinaison vs a/b ou ellipse** différentie (C Fig. 4) :

- les **zones latérales extensives uni à trimodales** : l'extension passive (6.8) se caractérise par une rotation cataclasique de 0.80° , accroissant le rapport a/b (1-1.7) et de l'ellipse (1-6), suivie d'une extension cataclasique autour de $60-40^\circ$ pour $a/b > 2$ et $e > 11$; l'extension cisailante (1.7) se traduit par une rotation cataclasique selon des inclinaisons conjuguées (0.80° et $80-180^\circ$) avec a/b entre 1-2 et l'ellipse e entre 1-11 suivie d'une extension autour de 80° pour $a/b > 2$, $e > 11-16$;

- les **zones centrales polymodales** des faciès mélangés et extrudés présentent des valeurs plus dispersées. Les inclinaisons décroissent ($0-120^\circ$) pour des rapports a/b croissants (> 2).

c. Textures et structures localisées

c1. Des textures différenciées : mégablocs, blocs, *jigsaw-structures* présentent des textures spécifiques en fonction de leur lithologie initiale (granite, lave, argile) mais aussi des déformations localisées. Les relations suivantes (tab. 2) sont répertoriées : cisaillement supérieur et angularité des mégablocs, des prismes hexagonaux des laves, des clastes constituant les *jigsaw-structures* ; extension et abrasion des clastes granitiques constitutifs des blocs et *jigsaw-structures* ; rôtrocharriage basal et forme dynamique des mégablocs. Trachyte et argile s'inscrivent dans des déformations fluidales et des boucles de cisaillement.

Tableau 2 : des textures différenciées en fonction des contextes et de la nature lithologique.

type	nature	localisation	Textures	Structures
Mégablocs	granite	Faciès matriciel médian supérieur	Forme stéréotypée aérodynamique Abrasés, subarrondis, à surfaces planaires érodées, striées	Rétrocharriage supérieur orienté dans le plan de cisaillement N110 ou basculé
	lave		Bloc exotique rectangulaire cataclasé	Basculé depuis le cisaillement supérieur et développant un cisaillement au contact
	diorite		Angulaire, larges stries et cupules	Diaclasé selon le plus grand axe en N30
blocs	granite	Faciès matriciel amont, faciès extrudé	Subarrondis abrasés	Extension par cisaillement différentiel avec accumulation de clastes
	lave	Faciès à blocs, faciès mélangés	Prismes hexagonaux à facettes planaires angulaires	Cataclase d'impact boucles de cisaillement
			Trachyte, faciès mélangé	Déformations fluidales
Argile brune/jaune	Faciès matriciel amont	Formes sigmoïdales plus ou moins aplaties, schistosité, boudinage, digitation	Boucles de cisaillement avec réorientation de leur plus grand axe	
jigsaw-structures	granite	Basculé inférieur	Surfaces abradées subarrondies dans un contexte très dilatant à l'origine de l'insertion de matrice exogène	Extension cisailante basculée
	lave	Contact supérieur cisailant	Clastes angulaires produisant une matrice intrinsèque sans mélange dans un contexte de faible dilatace	Cisaillement non rotationnel

c2. Des mouvements différentiels de réajustements localisés : à l'échelle centimétrique, une relation texture-structure est également répertoriée. En rapport avec la dynamique de réajustement au sein du rétrocharriage, blocs et matrice présentent (tableau 3) :

1. une réponse compétente modifiant les formes initiales : (a) cataclase d'impact et cisaillement des blocs ; (b) extension rotationnelle d'arrachement ; (c) abrasion des cristaux.

Ces textures se localisent en limite de deux cinématiques : impacts de rétrocharriage sont associés à des rotations horaires/antihoraires liées aux cisaillements différentiels supérieurs.

2. Rotation cisailante des contraintes localisées structurant les rapports entre les clastes : (a.b) extension et compression ; (c) à la base, schistosité et déformations sigmoïdales des argiles (Fig. 5A) dans des boucles de cisaillement anti-horaires (Fig. 5B). La matrice mélangée présente des petits clastes de granite, de lave et d'argiles. Les clastes polyédriques de laves abrasées, inclinées selon leur plus grand axe à $75,6-77,6^\circ$, accumulent des galets elliptiques d'argile brune selon une rotation verticale de leur plus grand axe ($34,56^\circ$). Les cinq boucles quantifiées (Fig. 5D) montrent des clastes elliptiques ($e < 14$) avec un rapport $a/b < 2.6$. Ce transfert de la contrainte au sein de la matrice est différencié en fonction de la compétence des clastes. L'orientation anti-horaire des boucles de cisaillement est en accord avec le rétrocharriage aval (Fig. 5B).

Tableau 3 : Blocs et cinématiques localisées (d'après Bernard, K. et al., 2010).

	Relations textures-structures	Affleurements
1. Réponse compétente cataclastique	<p>a. Golfe d'érosion basale. Un prisme hexagonal de lave à surface plane abradée est cisailée en senestre (20°N162) le long de contacts ondulants s'interpénétrant. Un golfe d'érosion basal hémisphérique marque une évacuation partielle d'une cataclase d'impact.</p>	
	<p>b. Extension rotationnelle. Le bloc abradé présente deux fractures transversales d'extension aux bordures irrégulières mais s'interpénétrant : des graviers cataclasés sont injectés. En amont, deux sigmoïdes cataclasés inférieures se mélangent à la matrice, marquant l'effet cataclastique du rétrocharriage. Impact et rotation anti-horaire produit une fracturation de déchirement.</p>	
	<p>c. Microstructures. Abrasion différentielle de sanidine (dureté = 6) le long de ses clivages surlignés en noir. La base présente une structure en échelon : l'abrasion a cataclase préférentiellement la base le long de ses clivages depuis l'aval. Une cavité polyédrique aval coupe le phénocristal. La profondeur décroît étape par étape le long des clivages depuis l'aval. Origine : un cisaillement dextre localisé produit une érosion différentielle.</p>	
2. Transfert mixte de la déformation	<p>a. Rotation cisillante extensive. Une faille normale à contact polyédrique ondulant et en puzzle marque une extension de la diorite transférée selon une rotation de 20° de 12 cm de rayon en un cisaillement.</p>	
	<p>b. Compression et métamorphisme trois zones impactées : une bordure transformée : induration et cataclase ; une microfaille inverse, en relation avec un impact et un cisaillement dextre de la matrice autour du sommet : la contrainte est transmise au sein du galet d'argile. Une déformation sigmoïdale supérieure marque le cisaillement supérieur. La matrice est intégrée dans le claste.</p>	

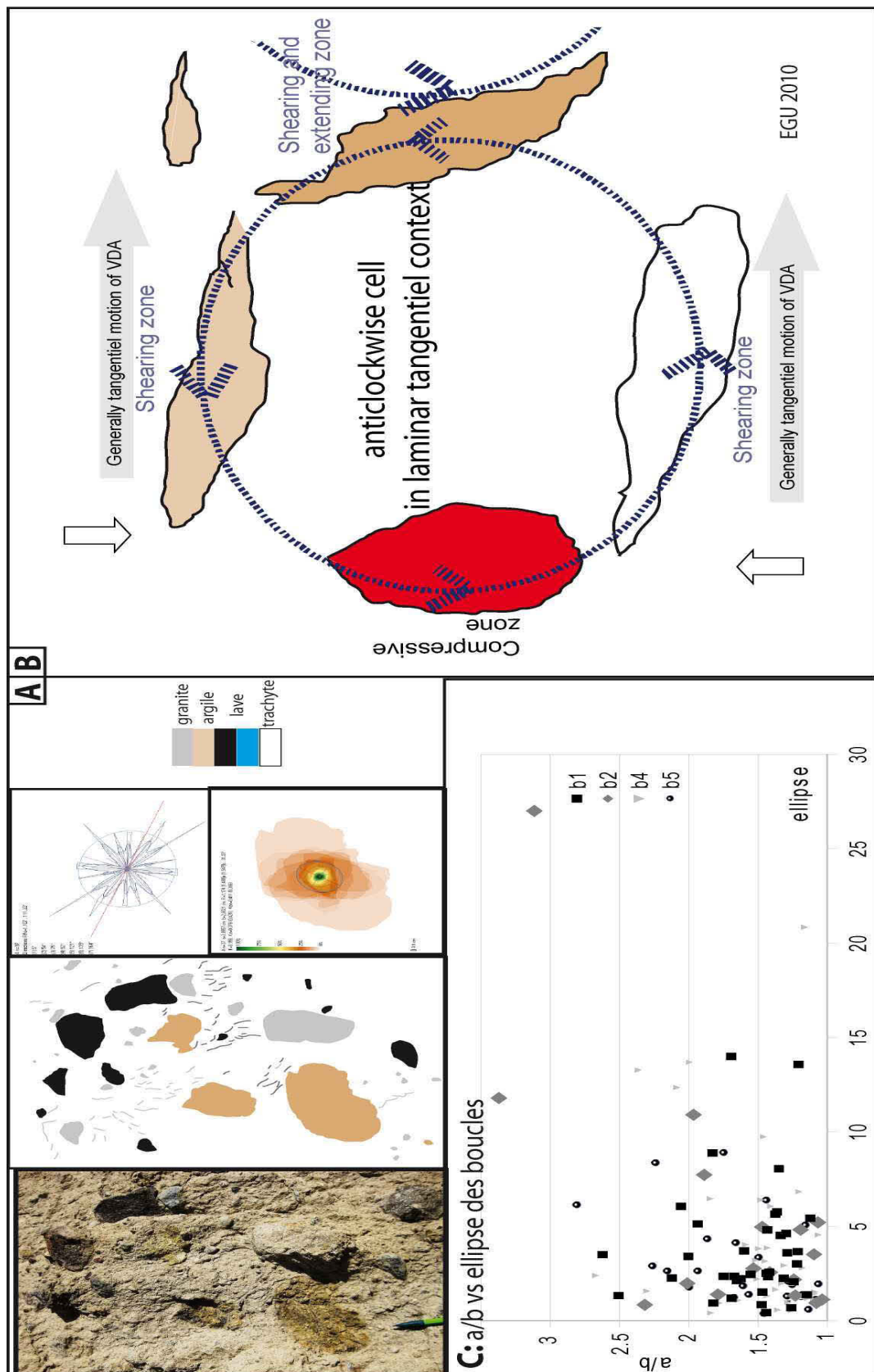


Figure 5 : Boucles de cisaillement. A : Caractéristiques ; **B :** schéma d'une boucle de cisaillement anti-horaire (EGU 2010) ; **C :** a/b vs ellipse des boucles de cisaillement .

3. Sédimentologie texturale

La matrice fine et semi-indurée n'a pas été tamisée : de nature cendreuse, mélangée au faciès argileux hydrothermal, elle comprend des petites ponces roulées et des lapilli cendreaux (diamètre < 0,6 mm). Pour les différents sites, matrices intrinsèques des *jigsaw-structures* et matrices extrinsèques des faciès matriciels (Fig. 6) sont différenciables. **Le rapport texture-structure** précédemment mis en évidence est également observé à l'échelle des matrices. Des variations locales apparaissent en fonction des structures localisées (compression et impact, mélanges, Fig. 6) tel que :

1. faciès cendreaux rétrocharrié à la base et cisailé en partie supérieure ;
2. faciès mélangé polyolithologique : blocs de lave hexagonaux, trachyte, argile rouge hydrothermale, ponces ;
3. faciès extrudé surmonté d'un faciès mélangé ;
4. faciès très fin, induré à mégablocs de laves cataclasés et basculés ;
5. transfert latéral : faciès cisailé ponceux.

Le mélange (2) contribue à leur polyolithologie, tandis qu'une cataclase grossière des faciès à blocs domine l'effondrement de la coulée de lave et l'extrusion du socle (3). Une cataclase fine propre au cisaillement domine le rétrocharriage et le cisaillement supérieur (1.4). La convergence des rapports de forme (a/b entre 1.34-1.49 ; e entre 1.62-3.45) marque les effets d'un même ensemble cinématique.

Les valeurs de l'ellipse des *jigsaw-structures* présentent les plus grandes variations : elles augmentent par mélange et abrasion (2) puis diminuent par extrusion et rotation cisailante (3.4). Une évolution parallèle apparaît pour les matrices extrinsèques.

Les taux de survivants ($a/b > 1.4$, Fig. 7B) montrent une variation des rapports cataclasiques. Le **pourcentage de survivants vs distance** différencie les clastes matriciels des *jigsaw-structures*, dont leur rapport met en évidence des cinématiques différentielles :

1. rétrocharriage générant des *jigsaw-structures* : 80% de clastes avec $a/b > 1.4$;
2. le faciès mélangé diminue le taux de survivants (60-45%) ;
3. l'extrusion cataclasique rajeunit la cataclase (55 à 65% de survivants) ;
4. deux générations de cisaillements apparaissent : le cisaillement supérieur lié à la coulée est plus riche en survivants (> 80%), par rapport au cisaillement vertical (55%) proche des valeurs matricielles de rétrocharriage ;
5. le cisaillement rotationnel distal au contact du socle rajeunit les cataclases matricielles à 85%. Le rétrocharriage produit des *jigsaw-structures*.

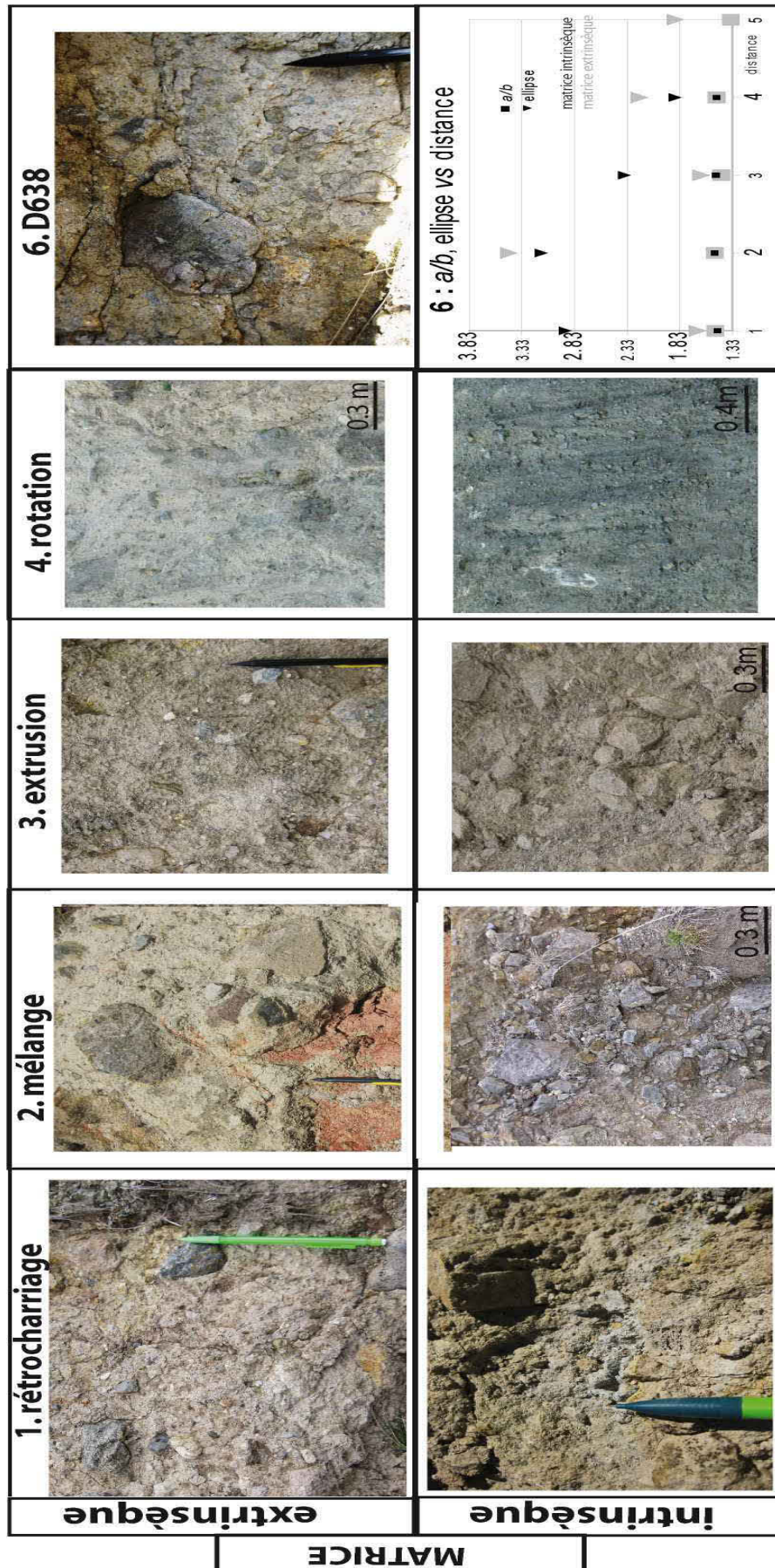


Figure 6: caractéristiques des matrices extrinsèques / intrinsèques. 1. Rétrocharriage ; 2 : mélange ; 3 : extrusion ; 4 : rotation ; 5: D638 ; 6 : a/b, ellipse vs distance.

L'extrusion et le cisaillement rotationnel au contact du socle renouvellent la cataclase des clastes matriciels. Les mesures de **densité** (Fig. 7A) montrent des valeurs constantes comprises entre 1.7 et 1.9. Une évolution différentielle apparaît en fonction des fractions considérées :

- les fractions > 2 mm évoluent autour de 1.6 à 3 marquant le *bulking* ;
- les fractions < 2 mm apparaissent profondément modifiées : au Cheix et à Fontenille, la densité des matrices (3.6 à 13.88) est supérieure aux clastes (2.57 à 2.7), marquant la compression par charriage (1-5 Fig. 1), tandis qu'à Bessole la densité (1.67) est inférieure à celle des clastes (3.05) marquant l'extension.

Un rapport structure-densité des matrice apparaît corréléable. L'effet cataclasique, source de matrice, doit être également considéré : la cataclase au contact du socle granitique et migmatitique augmente la densité matricielle au Cheix et à Fontenilles. Les valeurs de densité à **chaud** montrent des densités ultra-faibles (+0.1 à -0.9) à corrélérer avec l'**effet cendro-ponceux** : une déstructuration thermique argile-cendres, un stockage ultra-structural contribuent à de fortes modifications de densité.

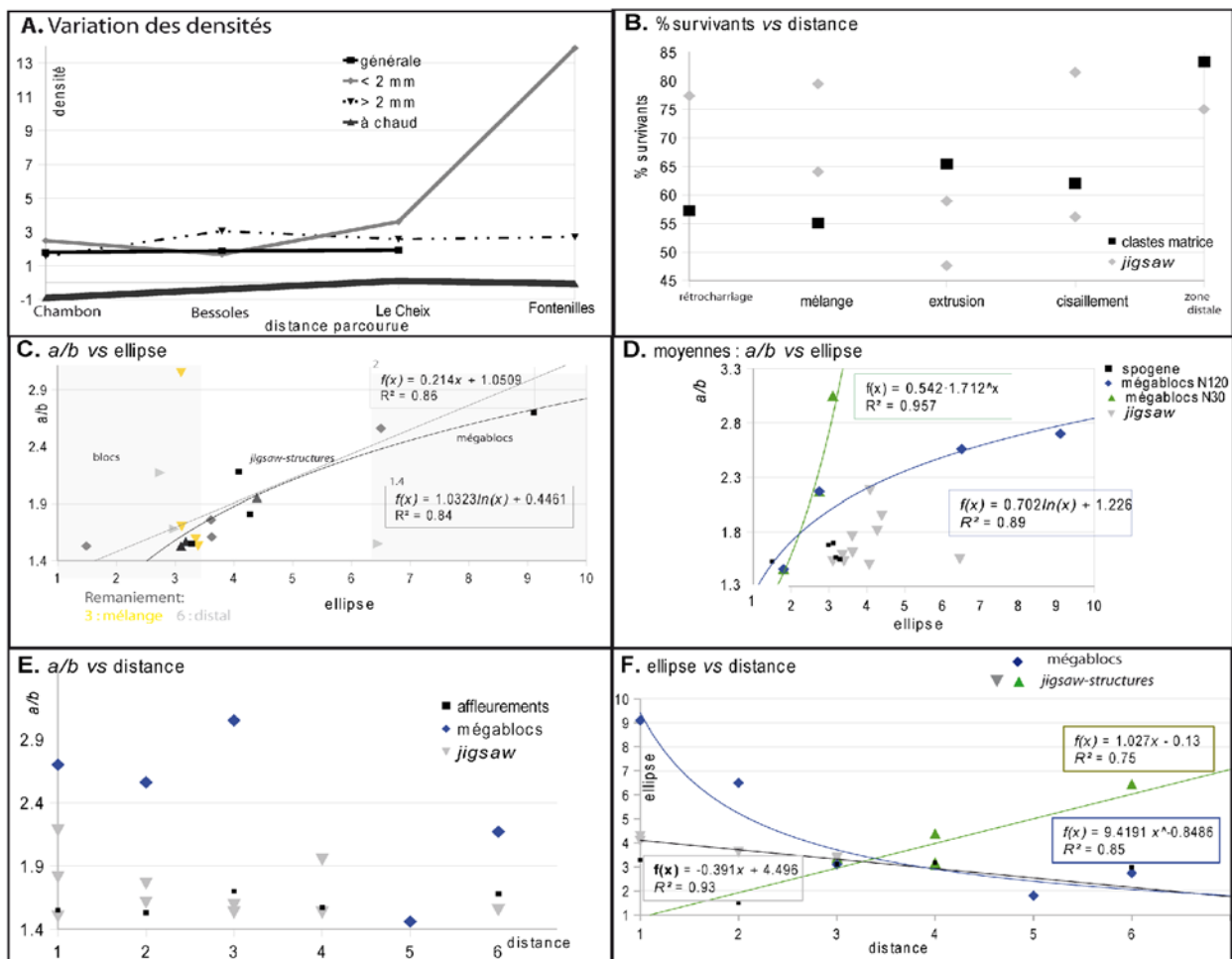


Figure 7 : Comparaison et relations entre les faciès, les mégablocs et les jigsaw-structures. A : Variations des densités ; B : % de survivants vs distance ; C : a/b vs ellipse ; D moyennes : a/b vs ellipse ; E : a/b vs distance ; F : ellipse vs distance.

Les rapports de forme ont été calculés pour 1302 clastes soit : 42 mégablocs, 749 clastes constitutifs des *jigsaws-structures*, 511 clastes pour les différents affleurements. Pour chaque site, des moyennes ont été établies afin de mettre en évidence les effets du rétrocharriage, du cisaillement supérieur, de l'extrusion, de la rotation cisailante. Le **rapport a/b vs ellipse** (Fig. 7C) montre un même ensemble, quelque soit le faciès (DAD, mégablocs, *jigsaw-structures*) et la cinématique associée. a/b vs ellipse montre :

- une régression logarithmique dans les zones en extension cisailantes (1.4) selon l'équation :

$$(27) \quad f(x) = 1.03 \ln(x) + 0.44 \quad (R^2 = 0.84)$$

- une régression linéaire dans la zone d'effondrement (2) :

$$(28) \quad f(x) = 0.21x + 1.05 \quad (R^2 = 0.86)$$

Le mélange (3) et le remaniement distal en terrasses alluvionnaires (6) se traduisent par une régression de puissance peu contrainte. Cette relation se retrouve dans le graphique a/b vs distance . Les **valeurs moyennes** (Fig. 7D) montrent que les *jigsaw-structures* ($a/b = 1.58$; $e = 4.03$) alimentent le faciès matriciel de DAD ($a/b = 1.6$; $e = 2.08$). L'analyse des fenêtres texturales confirme ce rapport cataclasique entre matrice extrinsèque et intrinsèque. La cataclase diminue les valeurs de l'ellipse. Deux catégories de mégablocs apparaissent :

- une évolution exponentielle dans l'extension distale N30 à remaniement alluvial avec $a/b < 2.9$ et $e < 3$:

$$(29) \quad f(x) = 0.542 \times 1.712^x \quad (R^2 = 0.95)$$

Une cataclase apparaît distalement au contact du socle.

- une évolution logarithmique dans le cisaillement N120 avec $a/b < 2.9$ et $e > 5$, localisé au niveau d'affluents secondaires :

$$(30) \quad f(x) = 0.702 \ln(x) + 1.22 \quad (R^2 = 0.89)$$

Au niveau du Cheix, les mégablocs sont abrasés, striés avec une diminution de a/b dans la zone de mélange puis cataclasés par extrusion du sous-charriage. Un effet altitudinal et de distance apparaissent.

Les valeurs moyennes inférieures du faciès matriciel et des *jigsaw-structures* ($a/b = 1.4-2.2$; $e = 3-5$) se regroupent sous la courbe d'évolution logarithmique en N120, soit celle de la carrière du Cheix, où ces faciès ont été étudiés. Les moyennes a/b (1.4-2.2) et de l'ellipse (3-5) apparaissent en rapport avec le charriage N120.

Effet de la distance : a/b vs distance (Fig. 7E) montre une relation linéaire croissante entre affleurements, *jigsaw-structures* et mégablocs en chacun des points considérés : mégablocs > *jigsaw* > blocs. En N110, le mélange cataclasique par effondrement accroît le rapport a/b des mégablocs et des blocs, tandis que celui des *jigsaw-structures* décroît. En N30, a/b décroît fortement (< 1.6). L'abrasion apparaît très marquée et confirmée par l'évolution de l'**ellipse vs distance** (Fig. 7F). Le charriage distal sur le socle (Fig. 1) rajeunit les valeurs, qui présentent la

même évolution linéaire qu'au Cheix au contact de la migmatite. Ce rapport linéaire de a/b entre les mégablocs, les *jigsaw-structures* et les blocs pourrait caractériser l'effet de résistance du socle, comme moteur cataclasique par rétrocharriage. **L'ellipse vs distance** (Fig. 7F) montre trois courbes différenciées :

- une régression de puissance pour les mégablocs :

$$(31) \quad f(x) = 9.41 \cdot x^{-0.84} \quad (R^2 = 0.86)$$

qui apparaît inverse par rapport aux *jigsaw-structures*, caractérisées par deux régressions linéaires divergentes :

$$(32) \quad f(x) = -0.391x + 4.5 \quad (R^2 = 0.93)$$

$$(33) \quad f(x) = 1.027x - 0.13 \quad (R^2 = 0.75)$$

La régression décroissante (32) marque la cataclase proximale en N120 au niveau du Cheix ; tandis que la régression croissante (33) caractérise l'abrasion distale en N30 après le Cheix. Ces trois courbes se croisent au niveau de la rotation cisailante avec une valeur moyenne de l'ellipse autour de 3.

L'évolution inverse des mégablocs par rapport aux *jigsaw-structures* marque le rapport cataclasique. En N120, au niveau de la carrière du Cheix, les mégablocs abrasés présentent un fort rapport de l'ellipse (9-7) passant à 2-3 distalement ; les *jigsaw-structures* sont cataclasées. La rotation N30 cataclase les mégablocs et abrase pour partie les *jigsaw-structures*. La classification cinématique des *jigsaw-structures* (Fig. 4) n'apparaît pas avec la distance (Fig. 7F équations 32 et 33).

4. Synthèse et apports

Le caractère de DAD est confirmé mais non réduit au faciès matriciel basal : c'est un ensemble polyolithologique constitué par un faciès matriciel, des ponces, une coulées de lave, des blocs de granite extrudés et broyés, des mégablocs de nature différente. Une cinématique uniforme, associée à des réajustements localisés, caractérise la DAD. Rétrocharriages, cisaillements différentiels, extrusions contribuent à la formation de *jigsaw-structures* (Cantagrel *et al.*, 1990).

La stratigraphie et l'historique des Mt Dore, comparées à Tutupaca, impliquent qu'une recharge des systèmes magmatiques (inversion magnétique Matuyama-Brunhes 0.9-0.7Ma), précédemment différenciés, serait associée à la déstabilisation de type DAD-dôme coulée des Mt Dore.

Un gradient textural sous contrôle structural. La caractérisation SPO des affleurements, des *jigsaw-structures*, des cinématiques locales des clastes montrent une relation texture-structure quelque soit l'échelle considérée. Le rétrocharriage basal apparaît être un moteur au basculement supérieur, stade précurseur à la rotation cisailante avale. Une réorganisation granulaire le long de

failles inverses conjuguée type effet d'arche (Duran *et al.*, 1993) contribue à l'autoportance du système : les mégablocs se localisent en zone médiane. Des boucles de cisaillement anti-horaires marquent une ségrégation granulaire de recyclage, observée à plus grande échelle comme des « *breaking size- segregation wave* » (Johnson *et al.*, 2011). L'absence de relaxation gravitaire contribue à fossiliser les réajustements granulaires, marquant une série de charriages précédant une rotation cisaillante.

Les variations texturales marquent le passage d'une rotation basale cataclasique devenant abrasive à un cisaillement supérieur abrasif conditionnant les valeurs de *a/b* et de l'ellipse. Des vitesses différentielles apparaissent :

- cisaillement relatif et textures différenciées : la partie inférieure rétrocharriée apparaît plus rapide que la partie supérieure cisailée. Les réajustements intergranulaires inférieurs, en formant *in situ* un espace disponible, favorisent la propagation supérieure de l'avalanche. Cisaillement et glissement basal contribuent par auto-ségrégation à la propagation latérale 3D de la levée latérale (Johnson *et al.*, 2011).

La forme des mégablocs apparaît être un bon outil de caractérisation comparative en milieu volcanique similaire. Un zonage proximal apparaît pour la levée latérale du Cheix.

Distributions granulaires et paramètres de formes des *jigsaw-structures* (Fig. 4 ; c2) dépendent des séquences cinématiques localisées : unimodalité et extension cisaillante en N110, trimodalité et extension distale en N30, polymodalité des mouvements verticaux. Les rotations cataclasiques contribuent aux valeurs de *a/b* et de l'ellipse.

Apport de la sédimentologie. Matrices extrinsèques/intrinsèques coévoluent : les *jigsaw-structures*, mélanges alimentent le faciès matriciel ; le rétrocharriage produit des *jigsaw-structures*, tandis que l'extrusion et les cisaillements rotationnels cataclastent les clastes des matrices extrinsèques. Les équations suivantes sont mises en évidence :

Tableau 4 : Equations (1302 clastes) et apports.

	Cinématiques		Apports
<i>a/b</i> vs ellipse	Extension-cisaillement (27) $f(x) = 1.03\ln(x) + 0.44$	Effondrement (28) $f(x) = 0.21x + 1.05$	Évolution commune des rapports de forme
	Extension distale N30 (29) $f(x) = 0.54x1.71^x$	Cisaillement N120 (30) $f(x) = 0.7\ln(x) + 1.22$	Les <i>jigsaw-structures</i> alimentent les faciès matriciels des mégablocs différenciés en N120-N30
Ellipse vs distance	Mégablocs (31) $f(x) = 9.41x^{-0.84}$ Jigsaw-structures en N120 (32) $f(x) = -0.39x + 4.5$	Jigsaw-structures en N30 (33) $f(x) = 1.02x - 0.13$	N120 : cataclase prédominante et abrasion des mégablocs N30 : cataclase des mégablocs et abrasion distale convergence évolutive au niveau de la rotation cisaillante

Un effet cendro-ponceux contribue à des densités faibles accentuées par la chaleur : les effets des circulations hydrothermales sur ce type de caractéristiques sont à considérer très sérieusement. Ces sites ont été le siège de déstabilisations historiques en rapport avec du phréatomagmatisme et des circulations hydrothermales résiduelles autour des Puys : Saut de la Pucelle (Vidal *et al.*, 1996), Bessoles. Géochimie et expériences supplémentaires apparaissent nécessaires. De plus, cet effet thermique est à considérer pour expliquer l'ampleur des déstabilisations associées aux distances de parcours exceptionnelles des DAD, associées éventuellement au réchauffement frictionnel du contact basal de type cendro-ponceux et ignimbritiques.

Un système en pochette surprise : le *twist* des Mt Dore.

Contrairement aux systèmes volcaniques actuels, où un rapport direct cône volcanique-déstabilisation apparaît, celui des Mt Dore apparaît plus complexe :

- les dépôts discontinus apparaissent trop bien conservés par rapport au temps passé (0.92Ma) : « le Sancy ne fonctionnait pas, il serait issu d'un **second écoulement** des Mt Dore » (Cantagrel *et al.*, 1990) ;
- les rapports granulaires proximaux marquent un pied de cicatrice ;
- les cinématiques de grandes amplitudes sont uniformes et proches des nappes de charriages.

Localisation et modalités de déstabilisations du système sont à reconsidérer en rapport avec le caractère volcano-tectonique de la terminaison sud du fossé oligocène de Murol et de ses environs (Vidal *et al.*, 1996), associé à une influence glaciaire (creusement et refroidissement, Pléistocène inférieur, 0.9-0.7Ma, Arbos, 1922 ; Pastre, 2005), également observé sur Tutupaca. La DAD se localise en terminaison sud d'une extension rotationnelle à caractère volcano-tectonique (fossé de Murol) au pied du système volcanique. Une relation forme-structure apparaît : la levée latérale du Cheix en N110 développe par rotation cisailante des rides transverses en N30-45 (Fig. 1). Topographie et caractéristiques volcano-tectoniques de cette fosse marquent la cinématique de la DAD du Cheix :

- un mouvement gravitaire de charriage en N110-120, parallèle à l'axe d'allongement du fossé oligocène ;
- une rotation cisailante N30, parallèle à la contrainte d'extension du fossé oligocène.

La migmatite, en terminaison sud de la fosse, marque cette virgation. Ce fossé, siège d'un amincissement crustal transversal au système volcanique des Mt Dore, peut être considéré comme un pied de talus cicatriciel du système volcanique : son extension N30 marque son action sur les déstabilisations associées, caractérisées par un premier stade gravitaire en N110. Une rotation N110-30, selon le jeu conjugué de cisaillements dextres, structure la cinématique de la DAD (Fig. 1A).

Une cataclase préservée : le caractère de DAD est démontré pour un ensemble polyolithologique. Les valeurs proximales des mégablocs, similaires à Tutupaca (1802 AD), associées aux *jigsaw-structures* mettent en évidence une cataclase juvénile très préservée pour une DAD de moins 1 Ma, impliquant de rechercher les moteurs de cette organisation (Fig. 8) :

- effondrement syn et/ou post-cinématique de la coulée de lave supérieure au contact d'un dépôt phréatomagmatique saturé (clastes très angulaires dans la partie supérieure de la coulée de boue, Belousov *et al.*, 2011) ;
- plus récemment décompression superficielle de la matrice associée à l'affaissement supérieur. A noter que des **diatrèmes** au contact du socle en bordure des fossés oligocènes sont recensés (effondrement du diatrème de la Dent du Marais, 2600 BP, Vidal *et al.*, 1996 ; NNE d'Issoire).



Figure 8 : un rajeunissement de la DAD du Mt Dore. A : Affaissement supérieur ; B : Contact de la coulée de lave.

II2.Organised structures, textures and localized kinematics at the base of a volcanic debris avalanche

Note 1, article soumis à statut du manuscrit

Karine Bernard¹. Benjamin van Wyk de Vries¹.

1. Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal-CNRS-IRD, OPGC, 5 rue Kessler, 63038

Clermont-Ferrand, France

K.Bernard@opgc.univ-bpclermont.fr

Abstract

The processes behind the clearly demonstrated long run-out of large rock slide-debris avalanches is an unsolved problem. It is highly likely that the processes operating at the base of such events are fundamental to mobility. Because of this, detailed analysis of the lower contact by structural, textural and sedimentary methods provide informations that can help constrain kinematics and identify key processes. A 2 Million years-old, rock slide-debris avalanche from the Mont Dore volcano (France) provides an excellent 2km long basal outcrop at Perrier, 35 km from source. We analyse in detail one exceptionally well preserved part of this base, where a sequence of emplacement events is recorded. The outcrop top is a 50 m high megablock of tephrite lava, under which there are several distinct matrix facies layers, and one large (2 m) boulder. The base of the unit is an undulating cobble and sand alluvial layer. Cobbles in one part are shaved and stretched into the unit, while elsewhere cobbles mix in, but are not clearly abraded. Below the contact, the cobble layer is disturbed by fractures and zones of aligned clasts, and an undulating lower contact separates them from an older debris flow unit. This unit, and the cobbles, and found down transport in the debris avalanche unit.

Detailed observations show a structured pattern in 3D of deformations around clast impact point at different scales from meters to millimetres. Different parameters constrain this localised system : (1) the general distal context at the confluence of two river systems ; (2) the in-unit thrusting of the megablock, the boulder, and the passage of matrix over the zone, initializing impact and tangential transport accommodations ; (3) interclast relationships seen in the roughness, the granulometry, the deformation structures. The preservation of impact structures indicates a dense, compact structure during motion, this high density also limits the spatial propagation of events.

Deformation is also spatially localized with respect to the large boulder : (1) up motion (before impact) : undulations, fractures and a reverse fault are found inside the conglomerate ; (2) At the boulder impact : abrasion, crushing, localised melting, stretched clasts and shear zones are seen ; (3) down motion of the impact, a disruption of the conglomerate layer in a tail of cobble gouge ; (4) a

middle dilatant rotational shear zone below the gouge with : (a) a proximal zone of sandy gouge and incorporated pebbles with lateral and vertical sorting ; (b) a distal zone that has splash-like structures at the base, sheared pumices in the middle gouge and an upper thin sandy gouge ; (5) the lateral disappearance of the gouge at the boulder. Down motion of the boulder, a folded sequence indicates that it bulldozed before stopping. The upper surface of the boulder is polished and several more gouge zones indicate continued motion of the upper part until the arrival of the tephrite megablock.

The textures and structures suggest low friction sliding and shear on densely packed structured 50 cm thick basal layer with significant crushing, impacting and highly localised melting. Larger clasts show localised high friction points, where shearing is rapidly switched to adjoining areas above, below or beside the blockage. Dissipation of energy through the observed crushing suggests a resistive force, but elastic fragmentation release suggested by some textures may counteract this. The low friction, and hence long run out of the system may be maintained by the ease of development of the shear zones.

Key words : Mont Dore, volcanic rockslide debris avalanche, impacted and sheared granular basal contact, pressure gradient , transformation and local kinematics.

Introduction

Structures and textures at the base of the volcanic debris avalanches deposits (DAD) are important to understand the processes and the kinematics in relationships with the exceptional long run-out distances. Knowledges gained from textural and structural analysis about the processes involved may help constrain boundary conditions from models. Different models have been proposed to explain long run-out such as :

- 1) the basal fragmentation and the comminution generate a low basal shear resistance (Socompa, Davies *et al.*, 2010) ;
- 2) vibrations, dissipating the energy, reduce the basal apparent coefficient of friction with an important role of the channel lateral surfaces (Cagnoli *et al.*, 2009) ;
- 3) acoustic fluidization (Melosh, 1979 ; Colins *et al.*, 2003) breaks the frictional contact between particles ;
- 4) self-lubrication (Cleary *et al.*, 1993) along an active basal shear zone with a vertical strip of the moving particles ;
- 5) air cushion (Shreve, 1968) under a debris avalanche ;
- 6) variations of the pore pressure in relation with the modifications of the basal apparent friction coefficient (Voight *et al.*, 1983 ; Iverson *et al.*, 2001 ; Wang *et al.*, 2010) ;
- 7) dilute fluid layer (Schneider *et al.*, 1998) ;
- 8) hydrothermally altered clays such as smectite (Opfergelt *et al.*, 2006 ; Reid *et al.*, 2001 ; van Wyk de Vries *et al.*, 1999) reduce the shear-strength in relation with the long run-out distance ;
- 9) bulking (Hungre *et al.*, 2004) increasing the initial volume and the mobility ;
- 10) by numerical models: a low basal friction angle ($< 10^\circ$) in a thin boundary layer (Le Friant *et al.*, 2003) or migration during run-out from the basal shear zone to the mass of a yield-strength fluid with a very low internal friction ($< 3^\circ$) (Kelfoun *et al.*, 2005, 2008).
- 11) low friction slide (Shea *et al.*, 2008), or viscous flow (Merle *et al.*, 1996 ; van Wyk de Vries *et al.*, 2000) as in analogue models.

Field observations and quantitative analytical methods are used along the well exposed basal DAD to establish the relationships between structures and textures.

1. Geological setting

In the French Massif Central, the Mont Dore-Sancy stratovolcanoes spawned large debris avalanches from the Aiguiller Massif at around 2 Ma BP (Cantagrel *et al.*, 1990 ; Bernard *et al.*, 2009). In the Issoire Eocene-Quaternary basin, the Perrier escarpment, 35 km from the volcanoes, is an eroded plateau at the confluence of the Couze Pavin and Paleoallier Rivers (Fig. 1).

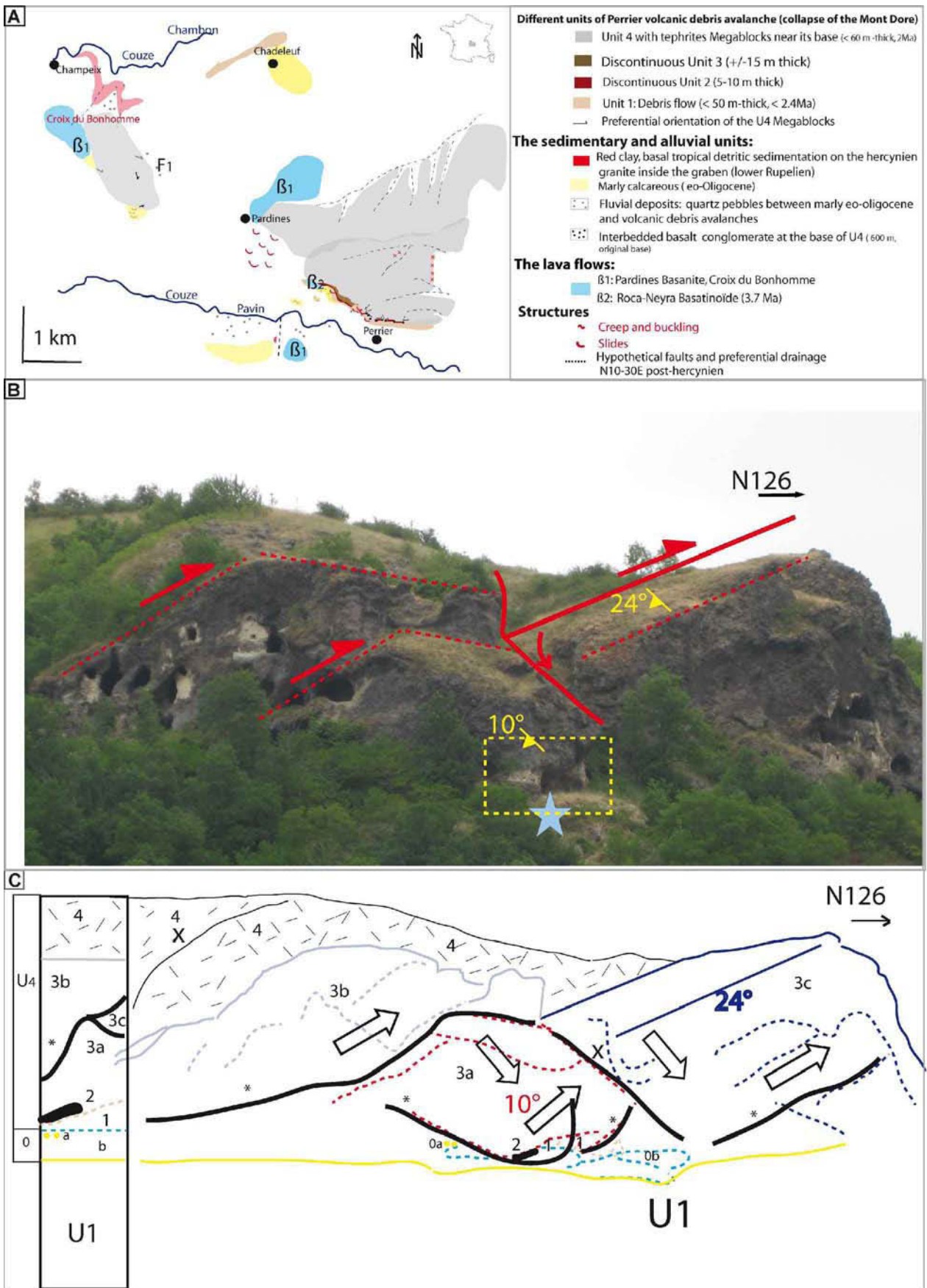


Figure 1 : Geological context. *A* : Different units of Perrier volcanic debris avalanches (collapse of the Mont Dore). *B* : Overthrust Megablocks. *C* : U4 : different units : 4 : upper matrix, 3 : overthrust tephrite Megablocks (3a.b.c), *: serial overthrusts, 2 : discontinuous cataclased and

sheared melting under the Megablock. O : Interbedded alluvial deformation: oa: discontinuous compacted sand, Ob: alluvial sheared conglomerate. U1 : debris flow. x: ravine and preferential erosion.

At the front, the finger lobes are sheared along the conjugate planes (N70-EW ; A. Fig. 1) with few lineations. Different events would constrain these organised structures :

- (1) Quaternary faulting related to the Limagne Rift ;
- (2) soft sediment deformations during and after mass movement emplacement, as the Issoire basin sediments were covered by an over 60 m – thick pile of heterogeneous mass movement units and intercalated alluvial material. At the plateau edge, large landslides have formed (Bernard *et al.*, 2009) ;
- (3) the local paleogeomorphology : the Pavin paleovalley had eroded channels between the units (Pastre 2004) ;
- (4) specific climate changes : with the onset of probable glaciation on the massif approaching the collapse phase (coarse conglomerate and the lack of the reworked wood) would be followed by a warmer climate phase (a sporadic sandy deposit, Pastre, 2004).

The studied outcrop is localised inside the serial downstream thrusts in East-West (Perrier ; BC.Fig. 1) : the first block is impacted, tilted and thrust in N70, generating a pseudotachylite and a gouge along the sheared basal contact. The lateral propagation along the conjugate dextral shear is associated to the downstream collapse.

2. Analytical methods

Large scale observations are the first step to characterise the basal DAD : the textural observations, the lithostratigraphic columns are correlated to the local structures (faults, fractures, banding schistosity). The quantitative analysis are realised with the Rose 2.1 (Thompson, 2001) and the EZ-ROSE (Bass, 2000) : the preferred orientations of the 1499 clasts are calculated. The apparent dips of clast long axis are reported as a dip from the vertical along the plane of the observed face. To characterize the indurated matrix, 25 cohesive samples were collected for the thin section analysis :

- 1) with SEM, to characterize microscale textures and structures around an impacted point and inside the sandy gouge ;
- 2) with the software Image J analysis, to determine the granular microstructures in shearing context (Jang *et al.*, 2000) : the matrix ratio is quantified in several adjacent binary microscopic images, then the isolines are plotted to establish the spatial distribution of the matrix ratio in relation with the mean inclinations of the largest axis of the sandy clasts ;
- 3) with the Fourier shape analysis (1410 clasts, Crawford *et al.*, 2009), to calculate the Ferret

size (maximum calliper diameter), the perimeter roughness (= perimeter / convex perimeter) and the Riley circularity ($\sqrt{\text{(the diameter of the largest inscribed circle / the diameter of the smallest circumscribed circle)}}$) (Blott *et al.*, 2008), which can be related to the local stress and kinematics.

The survivor clasts (62.2%, Cladouhos, 1999) with $a/b > 1.4$ are characterised and compared to the mean values. In fault zones, cataclasis proceeds by the break up of grains, especially grain edges, leading to grain size reduction. Some largest clasts with $a/b > 1.4$ are called survivor clasts : an inherited shape is preserved and a specific relationship with the deformations is established (pure to simple shear ratio (s)) (Cladouhos, 1999 ; Mair *et al.*, 2008).

3. Field observations











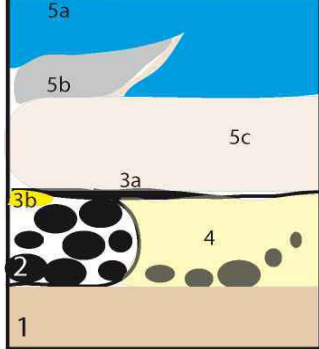
3.1 : Textures and lateral variations

The basal thrust presents the discontinuous stratified layers with lateral variations of the facies around an impacted point. A conglomerate bank (2.table 1) is interstratified between the basal U1 debris flow deposit and the upper Unit 4 DAD (Bernard *et al.*, 2009) : the basaltic cobbles would characterise an epiclastic sequence reworked in a chilling climatic regime (age : Praetiglien, Pastre, 2004). A lenticular compacted sandy layer (table 1) overlies the conglomerate: a poorly developed schistosity appears. U2 and U3 deposits (Bernard *et al.*, 2009) are not observed, probably due to the erosion and the plucking thrust. The upper U4 deposit presents from the base upwards (Table 1) : a fine matrix facies with few and small blocks; a sheared matrix reworking deformed sediments and the alluvial pebbles; a tephrite Megablock (about 40 m high) that is fractured and tilted (5a.Table 1).

The contact is flat and sharp between the U4 unit and the conglomerate bank. The top cobbles in the east side present an upper abraded and brecciated surface transformed in the pseudotachylite (3a.Table 1) by rotational shear: this frictionite (Legros *et al.*, 2000) is stretched along a sheared contact in a thin dark brecciated 1cm thick layer. The vertical and lateral variations are in relationships with the structures:

- around the proximal impacted point, there are bands of reworked matrix-sediment facies with several shear zone bands and then the tephrite megablock ;
- the modified: toward the east, the upper cobble layer is replaced laterally by a sandy-gravelly gouge, in which reworked cobbles are found, and then a 2 m – wide boulder of granite. To the east of the granite boulder is a contorted area of mixed sediments.

Table 1 : Textures around an impacted point

<p>5. Debris avalanche deposit (U4 unit)</p>	 <p>10 cm 5a. megablock : brecciated tephrite megablocks with matrix injections inside the fractures</p>	 <p>10 cm 5b. sheared contact : Packets transport of the heterogeneous and transformed matrix and exotic and sheared clasts : trachyte, green clay and alluvial coarse sand, brecciated tephrite.</p>	 <p>5c. matrix facies : homogeneous matrix with subrounded clasts</p>
<p>4. Gouge sandy-gravelly facies with the strong lateral and vertical variations</p>	 <p>Proximal gouge with the reworked clasts</p>	 <p>10 cm Middle gouge with splat structures</p>	 <p>10 cm Distal gouge under the granitic megablock</p>
 <p>1 cm</p>	<p><== 3a. Pseudotachylite Thin dark cataclastic line at the contact between DAD and gouge coming from the brecciated basaltic cobble</p> <p>3b. Sandy layer ==> Discontinuous coarser sandy layer with the thin schistose bands</p>		
<p>2. Conglomerate bank Subrounded alluvial basaltic cobbles with few brecciations at the DAD contact ==></p> <p>1. Debris flow deposit (U1 unit) Homogeneous matrix facies with lateral sorting of the angular clasts</p>	 <p>8 cm</p>		
 <p>5 cm</p>	<p>Stratigraphic column</p>  <p> 0.5 m</p>		

3.2 : Stratigraphy

On each face, the structures and orientations appear complementary to determinate the complex three geometry of the debris avalanche: the outcrop is described from N72° face to the west and a main west-east face, roughly in the direction of motion (Fig. 2).

3.2.1 : N72 Face. At the western-most side, on the N72° outcrop face (Fig. 2B), the varying deformations are observed at different depths below the U4 deposit :

- (1) at the base of the outcrop, the U1 top is indurated and has an eroded contact with the cobbles. There are asymmetric undulations at the U1-cobble contact with two characteristic wavelengths (148 cm and 39 cm) ;
- (2) the conglomerate cobble layer cavities are filled by an indurated gravely mixture. This 10 cm thick layer supports the cobbles, and there are some horizontal planes and few fractures in it. Near the contact with the U4, the largest cobble axes dip are inclined at 25° from vertical, parallel to a next small reverse fault. Away from the fault, the cobble long axes dip presents a conjugate orientation at 160° from vertical. An upper lenticular sandy layer is interstratified with thin schistose bands and an undulating contact (Fig. 7.A) ;
- (3) The U4 matrix overlies the sandy layer. At one point, there is a block with an aerodynamic shape (Fig. 3B) aligned with the outcrop and at right angles to the main transport direction (N72). Below the matrix contact with the tephrite megablock, there is a concentration of clayey clasts and cobbles (5b.Table 1).
- (4) Within the megablock, there are horizontal layers, of differently fractured rock, that indicate some crushing and horizontal motion (5a.Table 1).

3.2.2 : At the turn of outcrop facing east (Fig. 2C), from base to top :

- (1) There is the lower conglomerate cobble layer, at the top of which some basaltic cobbles are crushed and stretched (Fig. 4A).
- (2) The lower U4 matrix is characterized by lineations and thin schistose bands with rounded elongated clay clasts and aligned small rigid pebbles. The largest axes of the 202 pebbles are preferentially orientated with a mean dip of 3.5° from vertical for the smallest pebbles with two other orientations at 120-20° from vertical ;
- (3) In the matrix just below the megablock, the blocks and sediments are strongly stretched, and have localised schistosity or strong fracturing ;
- (4) the megablock layers are faulted with a preferential brecciation at the contact and partial injection of the modified U4 matrix (Fig. 3C).

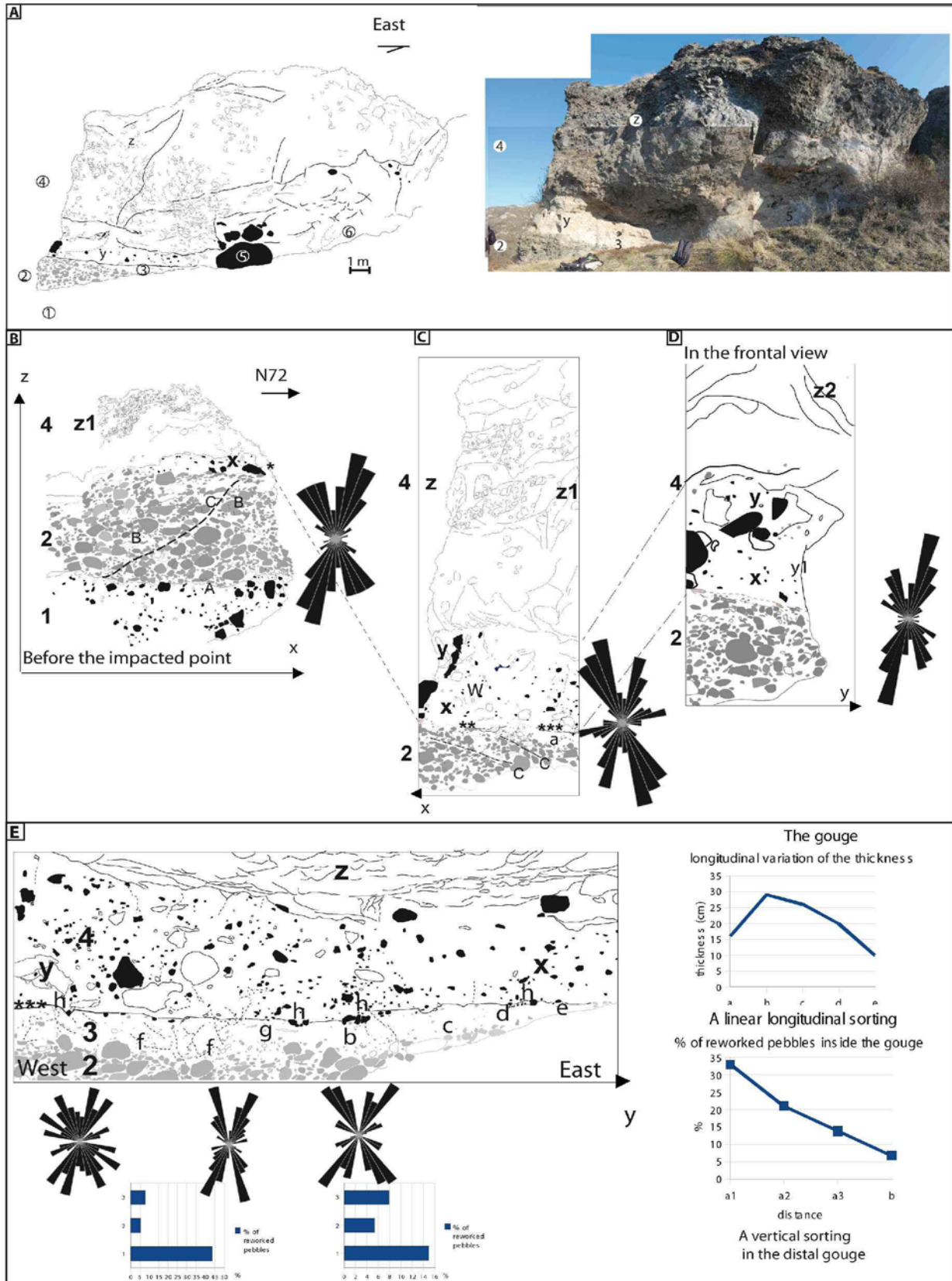


Figure 2 : The studied outcrops. A : the frontal view. 1 : U1 debris flow ; 2 : a coarse fluvialite cobble conglomerate of the Pavin paleovalley ; 3 : a sandy gouge below a frictional contact ; 4 : different facies of the volcanic debris avalanche U4 ; y : a matrix facies ; z : a faulted tephrite

*Megablock ; 5 : the granitic boulder; 6 : the frontal folds. The lithostratigraphic columns. B : Before the impacted point (x ; z) ; C : In the frontal view (y ; z) ; D : The proximal gouge (x ; z) ; E : A vertical and lateral sorting in the distal gouge (y ; z). 1 : U1 debris flow, A : asymmetric undulations with two wavelengths. 2 : a coarse fluvial conglomerate of the Pavin paleovalley, B : few fractures of the basaltic cobbles, C : a preferential reorientation of their largest axis along a reverse fault. * : the impacted point, ** : a crushed, stretched and cataclased basaltic pebble, *** : a thin dark layer. 3 : a sandy gouge along a frictional contact, a.b.c.d.e : from the proximal to the distal gouge, f : the decreasing splash structures, g : alignment of the sheared pumices, h : impacted upper clasts. 4 : U4 presents from the base : x : a thin matrix facies with few and small blocks ; y : a sheared matrix reworking deformed sediments and an alluvial pebble, y1 : Lineations and thin shistose bands inside the matrix, y2 : ductile deformation of accumulated sedimentary clasts inside the serial thrust faults ; z : a tephrite Megablock, z1 (B and C) : the horizontal layers characterizing an upper tangential motion ; z2 (D) : fault with preferential brecciation and partial injection of the U4 matrix ; w : specific contact inside the matrix in relation with the impacted point and the Megablock fault.*

3.2.3 : At the turn of outcrop facing north. From this viewpoint, the vertical and horizontal deformations are seen at different scales (Fig. 2 D) :

- (1) The impact point at the U4-conglomerate contact : two basaltic cobbles are broken (Fig. 4A) and stretched with small rotational fractures filled with avalanche matrix and crushed clasts. At few points on pebbles, vesicles are observed suggesting few volatile production, possibly through partial melting. Below in the upper conglomerate unit, at the smallest scale (cm), the clayey clasts present ductile deformations (boudinage) and the basaltic pebbles are cataclased, with sphere-like fracturing indicating possible impact fracturing.
- (2) The pseudotachylite starts from the distal brecciation of the stretched cobble.
- (3) Under the pseudotachylite, a proximal sandy gouge is produced as a tail of cataclasite to under the granite boulder. The conglomerate cobbles are reworked with distinct behaviours. At the base of the layer, pebbles have a mean preferential inclination of 22° from vertical, with the largest pebbles at 120° from vertical. In the upper part, the preferred orientation disappears. In the middle zone, the clasts pattern presents two main orientations : 19° from vertical (non-representative at 1% and 5% significance level) for clasts that have been moving upwards and 147° from vertical (non representative at 1%) for those that presents a downward orientation. The proportion of alluvial clasts in the gouge decreases linearly from the base upwards (12 to 4 %) : the gravity would determinate this repartition.

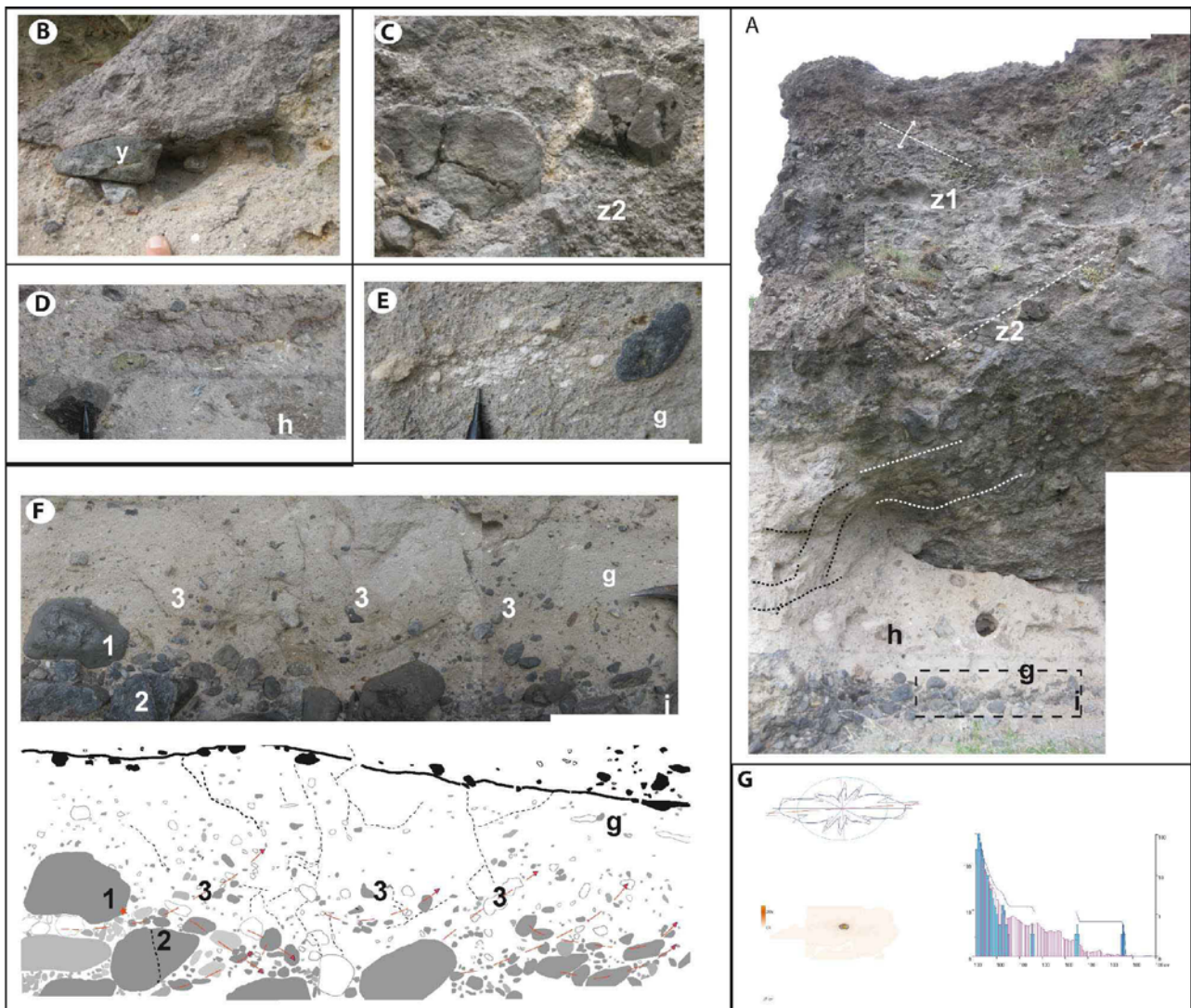


Figure 3 : The upper and lower impacted and sheared contacts. *A : A general view ; B : y : at the lower contact of the tephrite megablock, a sheared matrix reworking an alluvial and orientated pebble ; C : inside the Megablock, z1 : preferential brecciation along a fault, z2 : fault with preferential brecciation at the contact and partial injection of the U4 matrix ; D : The upper gouge : h: impacted upper clasts ; E : g : alignment of sheared pumices ; F : The lower gouge : i : Characteristics of the decreasing splash structures : 1 : impact by a rafted cobble ; 2 : transverse fracture of the lower cobble ; 3 : the smallest and basal alluvial pebbles are entrained along orientated splash structures up to the middle gouge and fall because of the force of gravity ; G : spo analysis of the lower gouge.*

3.2.4 : The main East-West outcrop face. The thickness of the sandy gouge increases and decreases linearly from the impacted point and which disappears under the granitic block (Fig. 2E). From base upwards there are :

- (1) Reworked cobbles in a sandy matrix with vertical and lateral sorting (Fig. 3F). The inherited

shape of the largest rounded cobbles is preserved ($a/b = 1.7$ and ellipse = 50.10) along the basal and subhorizontal rework. The distribution is polymodal in relationships with the vertical and lateral segregations along the decreasing splashes-structures.

(2) A middle zone with aligned highly-stretched pumice clasts (Fig. 3E), and the splash-structures (Fig. 3F). The alluvial clasts (9.52%) present a normal vertical distribution with two inclinations from vertical (41° and 115°) in relationships with the splash-structures. They are rounded, stretched and brecciated up to the upper sheared contact. These granular readjustments characterise a strong rotational shear and stretching under an upper brecciated and sheared contact.

(3) a thin upper layer containing few impacted clasts (Fig. 3D) coming from the avalanche matrix above. This layer also contained aligned and stretched pumices.

4. Sedimentology

In the indurated matrix, the thin sections are realised along the following contacts : between the DAD matrix and the pseudotachylite ; from the proximal to the distal gouge in two directions (East-West and N72). Microscopic observations, shape analysis attempt to characterise the microscale relationships between structures and textures.

4.1 : Pseudotachylite.

After the brecciated pebble, (Fig. 4A), the samples are realised along the crushed, stretched and sheared contact. The contact (Fig. 4B) is characterised by the mixing of the DAD matrix between the basaltic clasts with the diagenetic precipitations (dark oxides).

The sheared bands : The microscopic observations show a reverse grading in relationships with the comminution along the sheared contact (Fig. 4C1) ; the injections of the DAD matrix between the basaltic clasts generate the strong sheared and cataclastic bands (Fig. 4C2) which are laced the mineral grains. In the cataclastic veins, the clasts are injected with the alignments of their longest axis and a decreasing void space. The SEM investigations confirm these preliminary observations (Fig. 4DF). The sheared bands are structured with a vertical and longitudinal gradation. Some diagenetic precipitations (manganese, iron oxide, Fig. 4E) are observed along the contacts.

Different types of the matrix are observed (Fig. 5B) : (1) a sheared matrix rich in angular clasts and impacted/stretched figures ; (2) an intermediate finer grained matrix injected between the subrounded clasts ; (3) a diagenetic altered matrix with manganese precipitations.

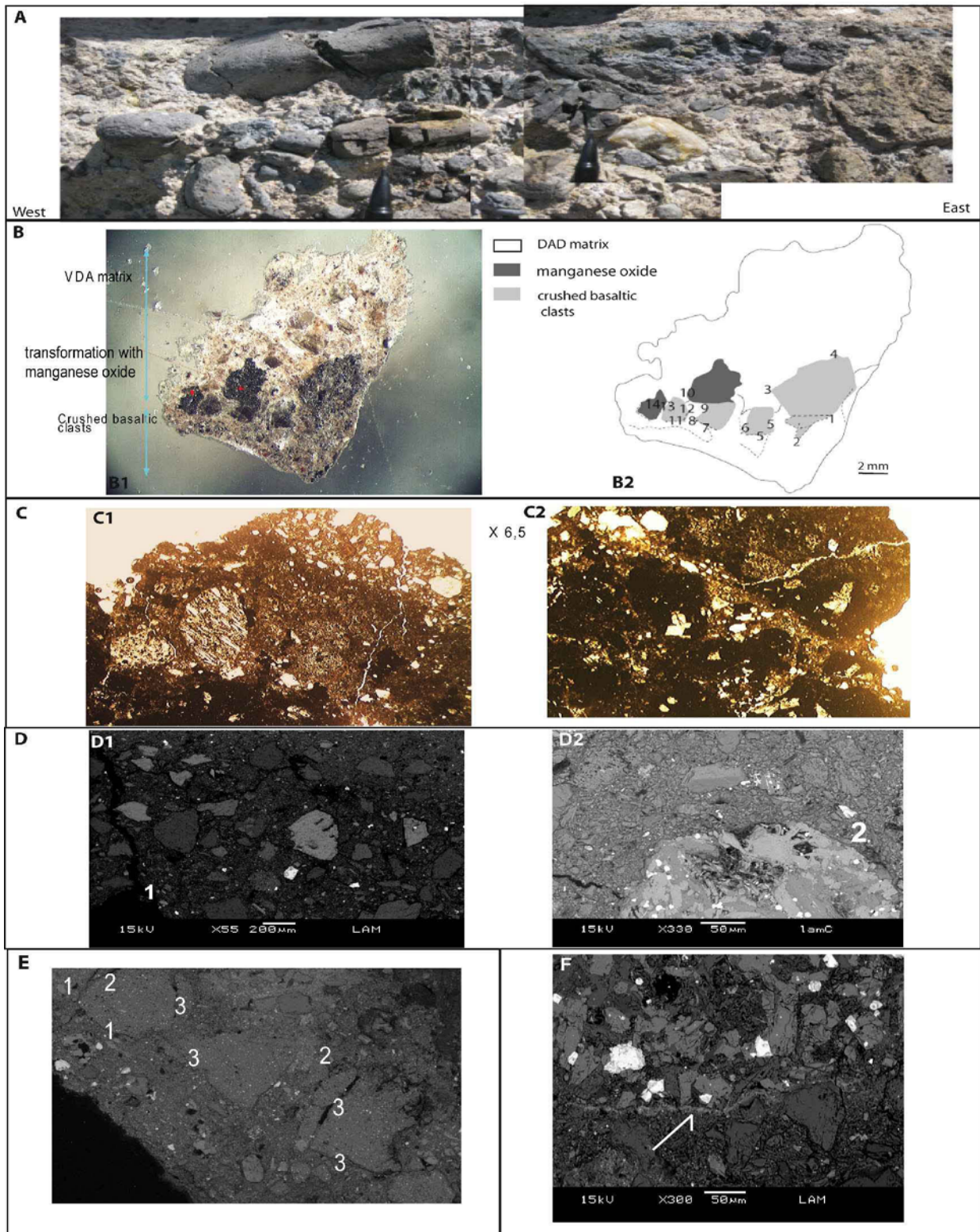


Figure 4 : On the impacted point, crush, stretch, cataclase, sheared transformations : A : the basaltic pebble is crushed, stretched and cataclased with a thin cataclased dark tail, coming from the shear of this crushed clasts along this upper contact. B : Binocular observations of the contact and sketch of the SEM investigations : 1 : production of a basaltic crushed matrix : communion along a sheared band with undulating border, a relative extensional context, an inverse grading, an

alignment of the largest minerals in the matrix flux ; 2 : a transformed zone at the extremity of this sinistral shear with diminution of the size of the clasts and void space inside the matrix and basaltic rolling minerals ; 3 : transformation and partial melting with preferential orientation of the faulted clast in penetrative context ; 4 : injection of a partial melting between the basaltic minerals ; 5 : corrosive gulfs with parallel bands inside the clasts ; 6 : injection of the clastic matrix inside an extensional fracture ; 7 : corrosive gulf and sheared border: the clasts are angular and orientated in the matrix flux ; 8 : a triple point with the maximum of the deformation and transformation of the matrix ; 9 : an undulating border with a cataclastic tail of a sheared clast, transformation of the matrix at the contact ; 10 : 3 types of matrix: a sheared matrix with cataclase (a) and impact (f), an intermediate matrix (c) injected between the subrounded clasts (e), a "fluidal" matrix with Mn (b) ; 11 : partial fusion of quartzic clasts in confined space with no deformation in shearing context ; 12 : a fluidal matrix with a chemical mixed signature inside a fracture; 13: alignment of the clasts inside the matrix and a progressive way from the clast up to the matrix ; 14 : Transverse fractures of a titanite and iron oxide inside an angular erosive gulf. 2 quartzic spheres implicating a partial fusion along an abraded and sheared borders.

Microscopic observations and SEM images :

C :

C1: At the upper contact, communiton revealed by a reverse graded bedding of the microscopic clasts inside the U4 matrix ;

C2 : a sheared band of the U4 matrix between the basaltic clasts ;

D : void space and sorting size at the upper contact (1) , inside the sheared bands (2) ;

E : **a structured sheared contact with a vertical and longitudinal gradation :**

1 : alignment of the clasts along a sheared band and partial fusion of the quartzic clasts ;

2 : disappearance of the individual quartzic clasts in a fluidal matrix ;

3 : parallel fractures along this sheared band.

F : Diagenetic precipitation of manganese and iron oxide.

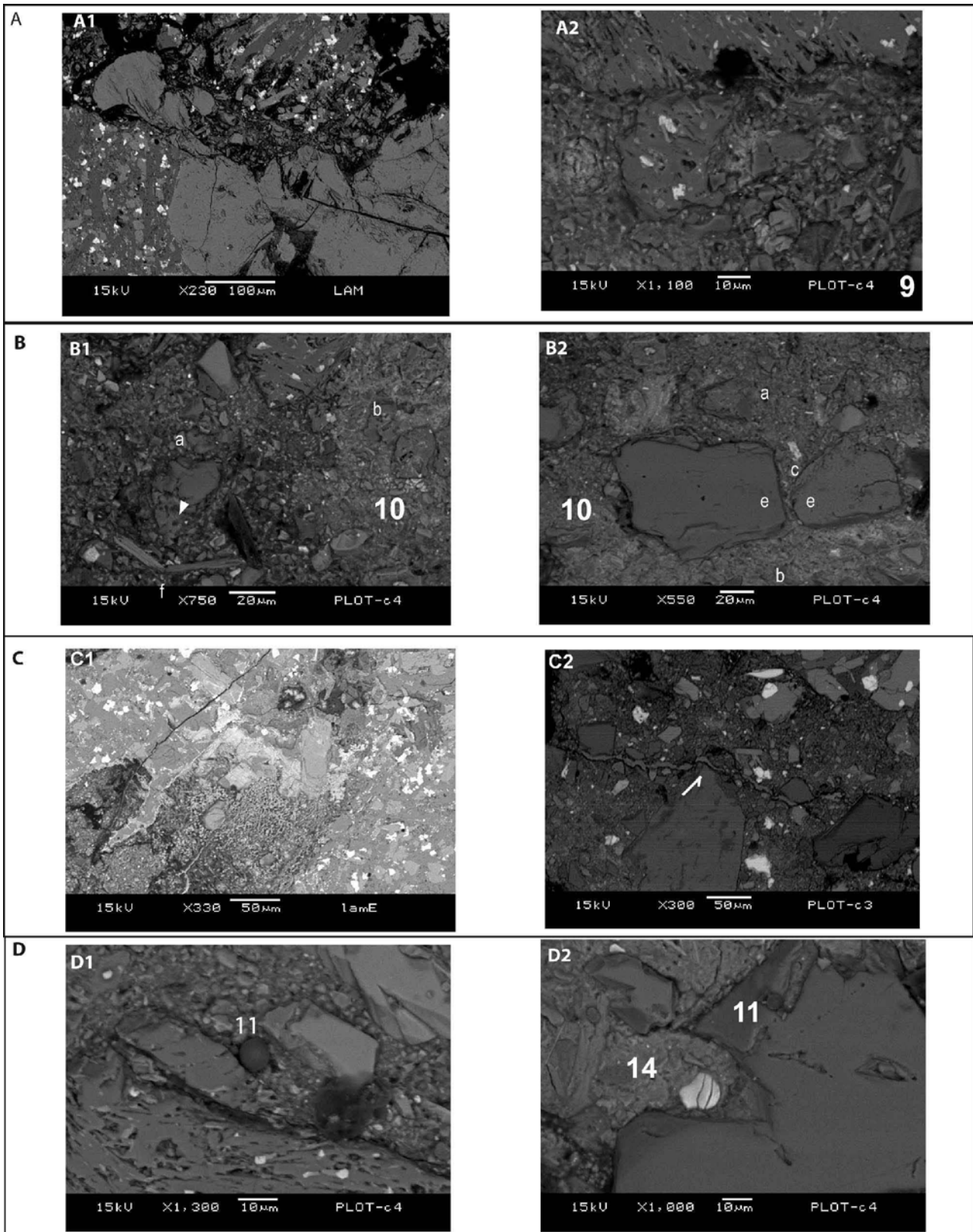


Figure 5 : Transformations along the sheared contact. A : A1: Shear of a calcic and magnesium silicate ; A2 : 9 : an undulating border with a cataclastic tail of a sheared clast, transformation of the matrix at the contact ; **B :** different matrix ; B1 : 10 : two types of matrix: a sheared matrix

with cataclase (a) and a "fluidal" matrix with manganese (Mn) (b) ; **B2 : 10** : three types of matrix : a sheared matrix with cataclase (a), an intermediate matrix (c) injected between the subrounded clasts (e), a "fluidal" matrix with Mn (b) ; **C : matrix transformation** : C1: a partial melting between the sheared band and the basaltic clasts ; C2 : a basaltic fluid along the contact **D : partial fusion** : **D1 : 11**: partial fusion of quartzic clasts in confined space with no deformation in shearing context ; **D2 : 11** : partial fusion of quartzic clasts in confined space with no deformation in shearing context ; **14** : Transverse fractures of a titanite and iron oxide inside an angular erosive gulf. Two quartzic spheres implicating a partial fusion along an abraded and sheared borders.

An increasing cataclase is associated to a progressive matrix transformations: the clasts are sheared with crushed gulfs and partial melting (Fig. 5AB) ; a basaltic fluid appears along a preserved contact; the quartzic spheres implicate the localised partial fusions in confined and sheared zones (Fig. 5C).

This pseudotachylite is generated by brecciation and melting along the sheared frictional contact.

4.2 : Gouge : microstructures, comminution and granular segregations

4.2.1 : Microscopic observations. At the microscale, granulometry, component distributions, mineral shapes present few variations in relationships with the run-out distance from the impacted point and the localised microstructures. Different zones are differentiated (Fig. 6A) :

- before the impacted point, the discontinuous sandy layer is composed of the quartz (56.2%) and opaque minerals (29%) with few feldspars (6.5%) and brown minerals (7%, biotite and hornblende). The subangular quartz ($a/b = 1.15$; ellipse = 24.17) are aligned along the bimodal sheared bands (Fig. 6B), in relationships with the discontinuous schistose bands observed on the outcrop ;

- In the proximal gouge, the component distribution is similar (58.25% Quartz, 5.83% feldspar, 19.9% opaque minerals, 11.65% hornblende and biotite) but with the 4.35% of the reworked and subrounded basaltic clasts. The quartzic clasts ($a/b = 1.09$; ellipse = 21.43) are impacted, brecciated, abraded and mixed with the reworked basaltic clasts. In this mixing and brecciated zone, the clayey matrix ratio increase. The inherited shapes (Fig. 6C2) of the survivor clasts are mechanically transformed by the microshears, parallel to their longest axis increasing the initial roughness.

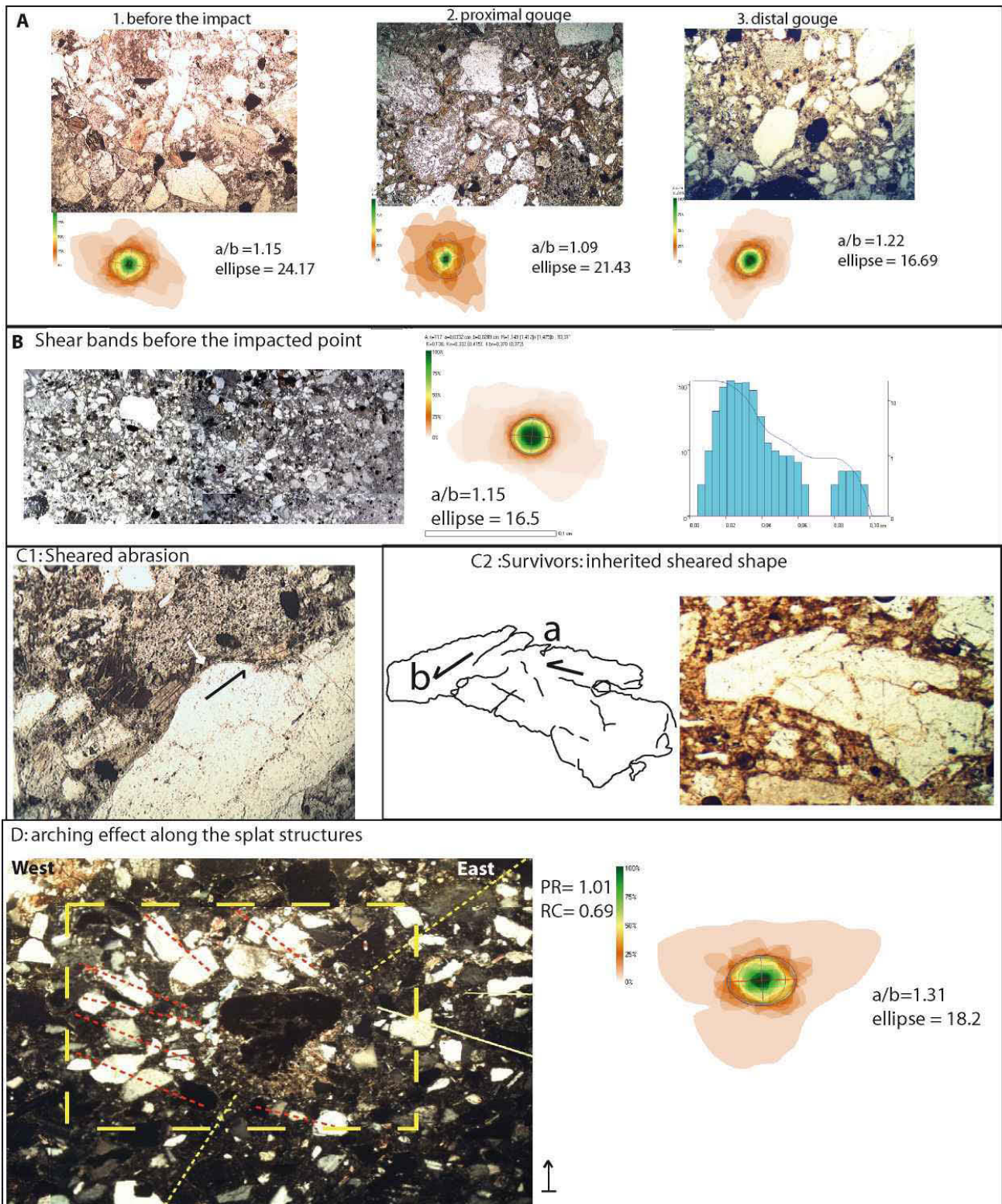


Figure 6 : Gouge, microscopic observations. **A** : different zones : 1. before the impacted point ; 2. the proximal gouge ; 3. the distal gouge ; **B**: Sheared bands before the impacted point ; **C** : **Shear** : **C1** sheared abrasion : LPNA X10 : a flattened and cutted biotite by an impact with a subrounded border (1) ; **C2** : inherited sheared shape for the survivor mineral ($a/b > 1.4$) at the base of the gouge (West-East) : (a) an undulating border in relation with a specific cataclase, (b) the microscopic senestral shears increasing the roughness ; **D** : arching effect : LPNA X4, local

reorganization of the clasts around a partial cataclased red clay : 1 in upper/upstream part : less space between the clasts ; in blue, a circular organisation of the smallest and angular clasts (low circularity, moderately) ; in red, a partly subradial direction of the largest and less angular clasts (moderate circularity, slightly irregular) ; 2 : in downstream part : the smallest and more angular clasts with more matrix; more space between the clasts ; "silencious" area with more matrix.

- in the distal gouge, reverse grading and splash-structures change the initial component distribution : 71.2% quartz, 5.6% feldspar, 10% opaque minerals and 5% lithium intruders (basaltic clasts, stretched pumices, deformed clayey clasts). With the run-out distance (5 m), the gouge grows to the reworked clasts and brecciated quartz. Along the sheared upper contact, the clasts are abraded (Fig. 6C1) with an increasing a/b (1.22) and a decreasing ellipse (16.69). Along splash-structures, impacts and granular segregations are observed: the basaltic intruders are inclined at 183° from vertical ; along a dextral shear, different granular zones are differentiated around one clay intruder. Near the upper contact of the clayey clast (Fig. 6D), a package granular segregation in subradial arc is characterised by a specific distribution of the clasts populations with a strong variation of the matrix ratio: 39.9% in the upper subradial pattern, 63.5% in lower clayey cataclased zone. This arching effect (Duran *et al.*, 1993) presents :

- the inherited clasts population : 12 largest and oblong quartz (moderate circularity 0.69 ; slightly irregular 0.4) are inclined at 120° from the vertical ;
- the splash- populations such as the clayey intruder and the crushed and smallest quartzic clasts. The angular and plucked quartz (low circularity 0.5 ; moderately irregular 0.5) are inclined at 30° from vertical, in accordance with the ascending splash-structures.

Along these splash-structures, the package granular segregation in arching effect (Duran *et al.*, 1993) and an orientated cataclase contribute to the strain accommodation underneath a strong sheared contact.

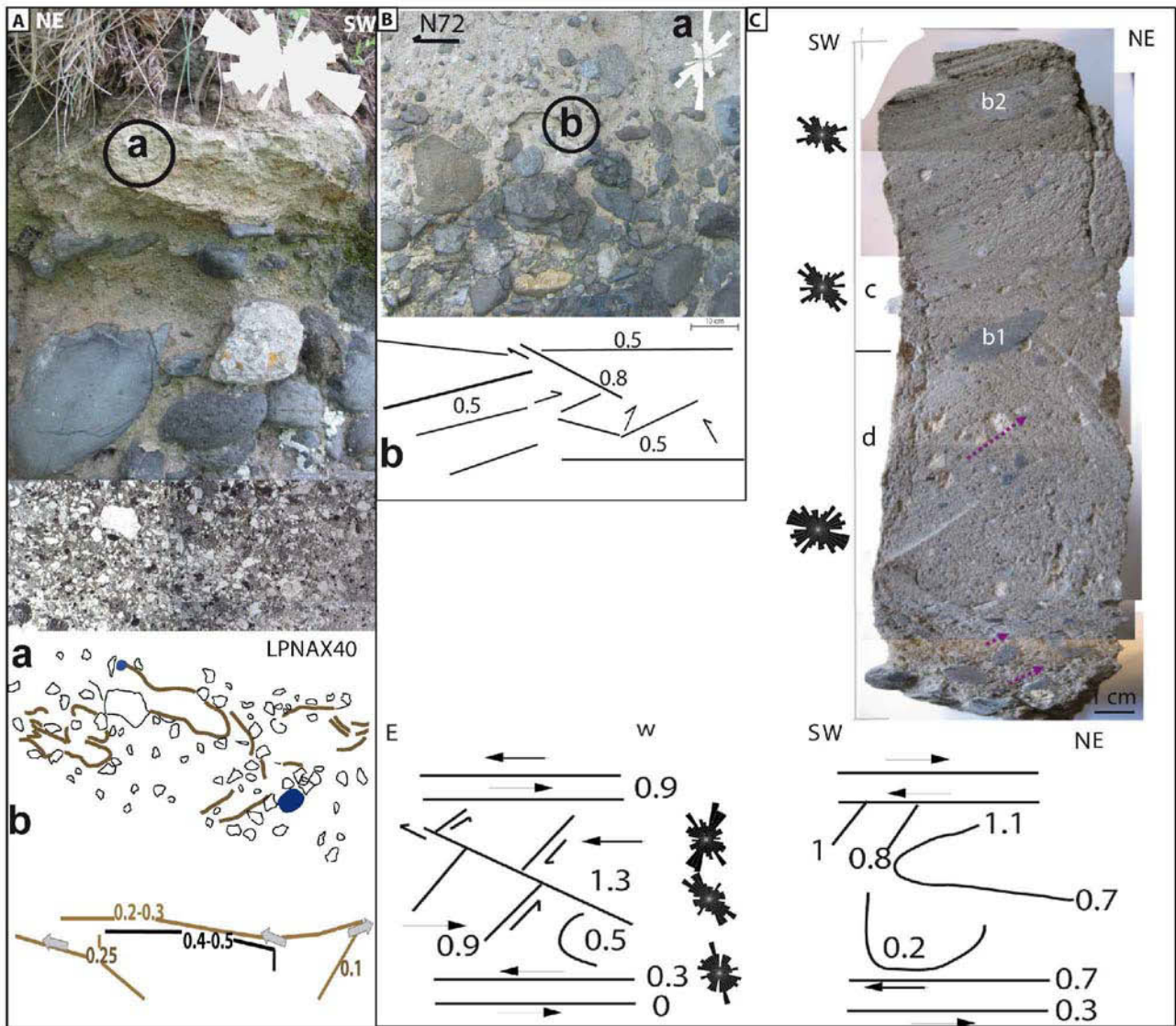


Figure 7 : microstructures inside the sandy gouge : Orientations of the clasts and matrix ratio :
A: texture and orientation before the impacted point, **a** : the thin lineations inclined at 70 and 110° ; **b** : orientation of the clasts and matrix ratio ; **B, a** : The reworked alluvial pebbles in the proximal gouge and orientation ; **b** : the matrix ratio of the proximal gouge and orientation ; **C** : the macroscopic observations and matrix ratio in the distal gouge West-East, South West-North East **a** : alluvial gravels, pumices in "suspension", **b** : ductile deformation of a basaltic gravel (**b1**), in andesitic clast (**b2**) ; **c** : the matrix and small fibrous pumices in upper part ; **d** : the reworked alluvial pebbles inside the matrix along the lower contact.

4.2.2 : microstructures and matrix ratio. From these localised microscopic observations, a semi-quantitative evaluation characterises the microstructures (Jang *et al.*, 2000) with the software Image J : the matrix/clasts areal proportion (Fig. 7), and clast inclinations are calculated. A strong relationship between the orientation of the clasts and the matrix ratio correlate the sandy lineations inside the sandy gouge, equally observed at large scale (thin schistose bands, increasing and decreasing splash-structures).

Before the impacted point (Fig. 7.A), along the thin schistose bands, the largest axis of the clasts are parallel to the matrix isolines (matrix / clast = 0.4-0.5) with a granular segregation along the clayey schistose bands.

In the proximal gouge (Fig. 7.B), the ascending motion of the reworked alluvial clasts is associated with the parallel isolines of the matrix ratio (= 0.5). The upper part of the reworked clasts presents a conjugate orientation of the increasing matrix ratio (0.8).

In the distal gouge (Fig. 7.C), the horizontal contacts are opposite to the middle conjugate microstructures. In West-East, a large isoline (1.3) is inclined at 153° from vertical between two horizontal isolines (0.3 at the base, 0.9 at the top). This dextral shear is associated to the conjugate isolines with lower matrix ratio (0.9) inclined to 32.5° from vertical, similar to the orientations of the reworked intruders ($42.8-48.9^\circ$). In North-south, the principal middle isoline with 0.7 matrix ratio presents two inclinations ($153-183^\circ$) from vertical, implicating a decreasing stress by rotational propagation.

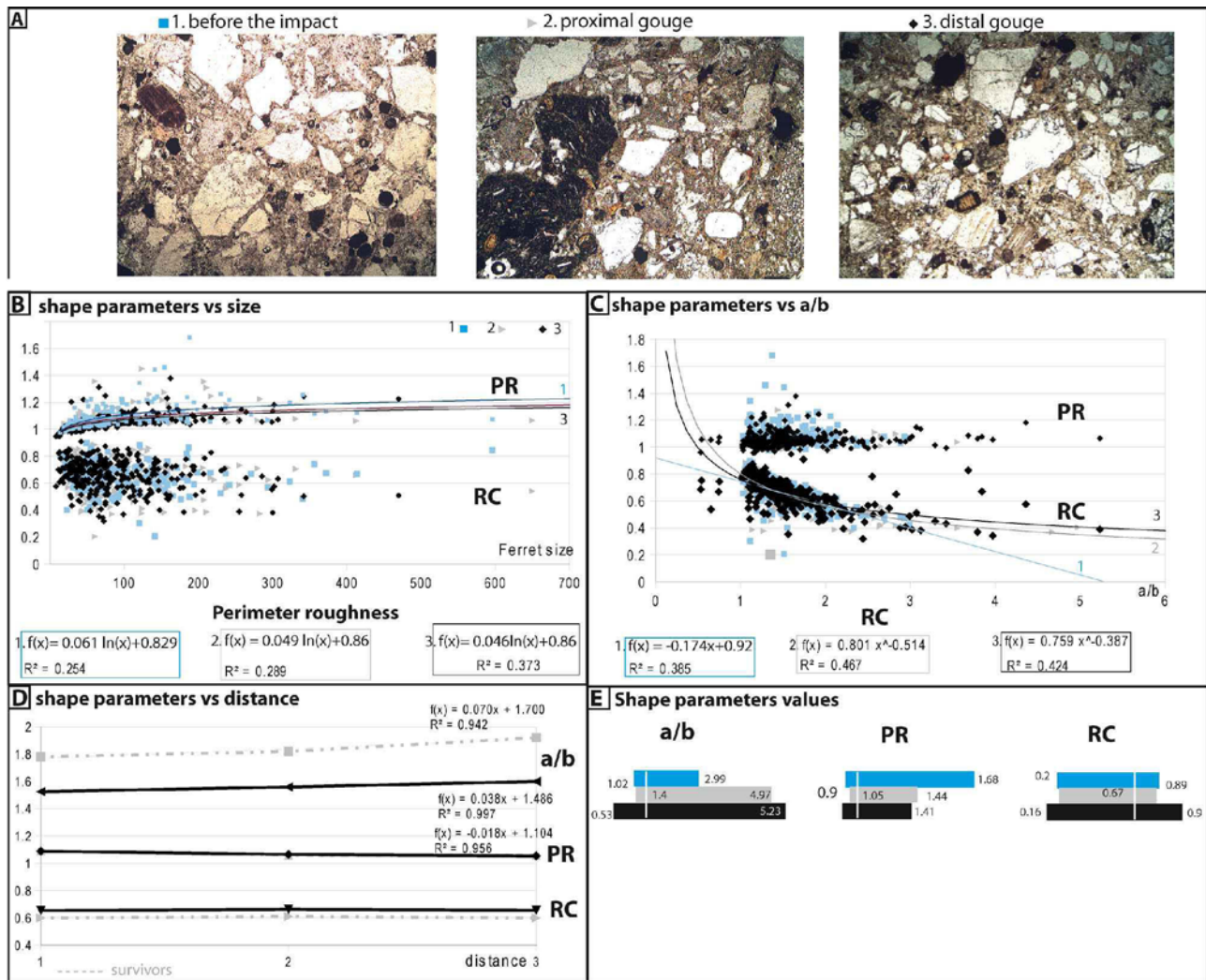


Figure 8 : Shape analysis. *A* : different zones: 1. Before the impacted point ; 2. The proximal gouge ; 3. The distal gouge ; *B* : Perimeter roughness, Riley circularity vs Ferret size ; *C* : Perimeter roughness, Riley circularity vs a/b ; *D* : a/b, perimeter roughness, Riley circularity vs distance ; *E* : shape parameters values.

4.2.3 : Shape analysis. The shape analysis calculates the variations of the perimeter roughness, Riley circularity, *a/b* ratio from the proximal to the distal gouge. All zones present the similar median values (Fig. 8E), implicating the same origin, and a cogenetic evolution. 85% of the grains are between 0.45-0.05 mm, with a mean moderate circularity (= 0,65) and a mean strong perimeter roughness (= 1,05) , similar to the mean data of the experimental crushed stone (Jannoo, 1998). These values characterise a breccias microstructure at the base of the debris avalanche. Furthermore, the smallest class-sizes and largest class-sizes disappear along a basal higher roughness contact in WE (a maximal cataclase : 41.9%) associated to a basal remobilization decreasing the frictional contact, and these are preserved in SW-NE (12.8% of the 0.1-0.001 mm) with the lower perimeter roughness values (< 1.02) and the higher Riley circularity values (29% in

NWSE ; 21.1% in WE). A decreasing friction and cataclase by rotational shear must be considered.

The perimeter roughness (PR) vs Ferret Size (Fig. 8B) presents a logarithmic regression: (34) $f(x) = a \ln(x) + b$ with a decreasing a values ($a = 0.04-0.06$) ; an increasing b values ($b = 0.82-0.86$) ; an increasing R^2 values ($R^2 = 0.25-0.37$) from the proximal gouge. The Riley circularity (RC) vs a/b (Fig. 8C) presents : a linear regression before the impacted point with (35) $f(x) = -0.17x + 0.92$ with $R^2 = 0.38$; a power regression for the gouge with $a = 0.8-0.75$ and $b = -0.5-0.3$ with $R^2 = 0.42-0.46$. With the distance (Fig. 8D), the mean values present the linear regressions implicating a cogenetic evolution for:

the a/b ratio: (36) $f(x) = 0.07x + 1.7$ with $R^2 = 0.94$ for the survivors minerals ;

(37) $f(x) = 0.03x + 1.48$ with $R^2 = 0.99$ for the clasts.

the perimeter roughness: (38) $f(x) = -0.01x + 1.1$ with $R^2 = 0.95$.

The higher values decrease for the perimeter roughness values (1.68 to 1.41) and increase for the a/b values (2.99 to 5.23). In SW-NE, the highest values are established for the reworked clasts, the survivors minerals (> 0.05 mm) localised in the basal reworked layer and around the intruder in the upper splash-structures. The Riley circularity values are similar: the mean value is moderate in each layer (0.67 in WE ; from the base, 0.63 to 0.65 in SW-NE).

With the reverse grading, the mean perimeter roughness values increase from the base (1.05 to 1.07 in SW-NE; 1.05 to 1.06 in WE) and are higher along the upper rotational shear (SW-NE).

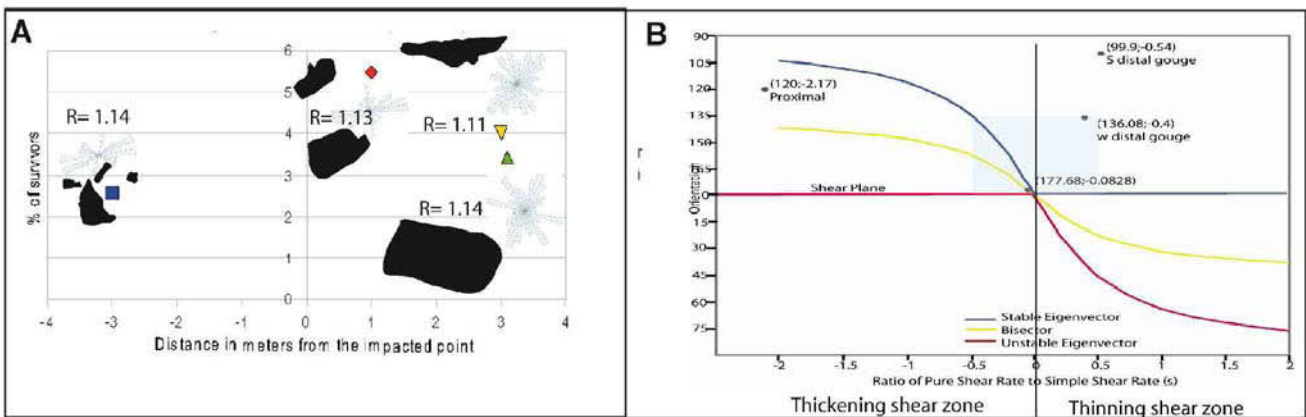


Figure 9 : the survivors clasts ($a/b > 1.4$). **A** : variation of the numbers of survivors around the impacted point (R : the mean roughness) ; **B** : Eigenvector orientations and critical axial ratio as a function of s , the ratio of pure shear rate to simple shear rate.

The Survivor clasts contribute to establish the tectonic strain (Cladouhos, 1999 ; Mair *et al.*, 2008). Their characteristics in the discontinuous sandy layer located before the impacted point would be related with basal events upstream of the impact, while the characteristics of those after should be related in part to the impact and local shearing. Before the impacted point, 2.5% of the survivors

present a mean ratio value at 1.56. From the impact point, the survivors with $R > 1.5$ decrease linearly (Fig. 9A) along the frictional contact : with the distance, the mean ratio increase with a decreasing survivors rate.

Around the impacted point, 20-18% of the survivors grains have a ratio $R > 1.5$: 5.4% of survivors with a mean R of 1.6. In the distal gouge, the more frequent R is 1.2 with a maximal value at 5.69 for an inherited biotite inside the basal SW-NE gouge : 4% of survivors have a mean R at 1.69 in West-East and 3% with a mean R at 1.78 in North-South. The ratio (Fig. 9B) between pure shear and simple shear rates indicates a modification of the strain along the frictional contact. Before the impact point, there is a minimal rotation within the sheared zone (simple shear), while after the impact point there is a the greatest rotation (pure shear), equally observed on the outcrop. Finally in the distal gouge, the s ratio indicates that there is a combination of simple shear and pure shear. The lack of a linear relationship between the vector mean orientation and the vector magnitude shows a specific kinematic around the impacted point. A proximal low shear strain increases in the distal gouge. The strain amount also varies in function of the orientation of grains inside the gouge layer : WE layers are more stretched.

5. Discussion

Around an impacted point along the basal volcanic debris avalanche, the relationships between textures and structures are established in two directions and at different scales. From these date, sequence of events, 3D readjustments and granular rheological behaviours are extracted.

5.1 : Observations and 3D readjustments

The described observations are correlated to the localised kinematics, following the direction of motion.

1) Before impact, (N72, Fig. 3A), the brittle deformations between U1 unit and the conglomerate bank (undulations, diacalse, reverse fault), implicate a lateral increasing of compressive strain intensity up to failure along a slip plane at the avalanche base. Different hypothesis would explain the undulations observed at the cobble/U1 contact :

- a water-rich matrix is mobilised by the sudden pressure and dynamic loading from the avalanche arrival ;
- a plucking along the fine grained debris flow deposit and the conglomerate contact (Lemaire *et al.*, 1993) is followed by a differential abrasion and the small readjustments along small faults ;
- a localized thixotropy with a strong variation of the viscosity is generated by vibrations and a high shear strain rate along the contact ;
- a surface instability in the thin granular layer is produced by the sinusoidal vibrations from the

overpassing mass (Mello *et al.*, 1994 ; Clement *et al.*, 1996).

2) At the impact point (West-East), a pseudotachylite is produced. Under the sheared surface of the megablocks, there is an accumulation of eroded sedimentary materials, like the experimental radial and axial segregations of the sheared granular flow (Cantelaube *et al.*, 1995). At the confluence, the upper lateral spreading would present a basal slow relative speed. Below this area, the lower matrix could have still maintained a high shear rate to permit the continued passage of the mass. A transitional matrix state can be envisaged.

3) At the proximal impacted point, in rotational propagation (N72), the lateral adjustments (x ; z) are observed : the propagation of a fault with brecciation inside the upper megablock, and injection of matrix related to a late stage impact event; the disappearance of the alluvial bank along the normal fault : the cobbles are reworked and mixed in a proximal gouge, produced by a dynamic rock crushing during the impact for the granitic block (Wilson *et al.*, 2005). A relative dilatancy is found inside the proximal gouge.

4) After the impact (parallel to motion, West-East), a gouge with reverse grading reworks the alluvial cobbles. These reverse grading is similarly observed at the sheared base of subaerial debris flow (Nemec *et al.*, 1984). Pseudotachylite, gouge with reverse grading confirm the strongly sheared contact. The shear deformation along the rough conglomerate surface is characterized by granular accommodations : either abrasion of the clasts or down motion by repeated splat structures in an area below the cobble gouge.

5.2 : A specific granular microsegregation

The strong contacts concentrate the propagation of a vertical pervasive strain. A strong differential roughness along the contact increase the frictional shear (Anthony, 2005), generating pseudotachylite and gouge.

5.2.1 : Pseudotachylite. The vertical force generated by the impact is normally (horizontally) transmitted (Erickson *et al.*, 2002) along a crushed and sheared contact with a microscopic frictional melting. The strong vibrations, generated from the impact point, could contribute to the formation of this pseudotachylite (Melosh, 2003 ; Ivanov, 2003). Different matrix are produced along the sheared contacts up to the transformations.

In highly localised places, shearing on confined contacts, the kinetic energy is dissipated as thermal energy causing partial fusion of the basaltic and quartzic clasts. We evaluate the energy budget related to this process using the following parameters (Legros *et al.*, 2000) : M , mass falling and m a heating mass with $m = 0.03M$, H height considered at 2000 m (Cantagrel *et al.*, 1990), g acceleration of gravity, $C_p \sim 1000 \text{ J} \cdot \text{C}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ heat capacity, T temperature with $T = (MgH) / mC_p$.

This produces an increase of 654°C, which is insufficient to generate even partial fusion, confirming our microscopic observations : the confined melting implicates a highly localised higher pressure (> 10 kbars) where kinetic energy is suddenly transformed into heat. The presence of a confined water inside the alluvial contact must be considered (Boullier *et al.*, 2004 ; Ferre *et al.*, 2005 ; Magloughin, 2005) to decrease the point of melting. In these conditions, the crushed basaltic clasts can be in the partial fusion, in accordance with the thin dark line along the downstream upper contact and develop the ductile deformations. The following equation evaluates the horizontal displacement L (Spray, 1997) :

$L = (dC_p T) / (gD\mu)$ with d thickness of melting $\sim 10\mu\text{m}$ (mean diameter of the quartzic spheres and the mean thickness of the partial basaltic melting), $D = 10$ m depth of the shear plane, $\mu \sim 0.057$ dynamic friction coefficient from the apparent H/L ratio. The horizontal calculated displacement at 1.14 m is equivalent to the observed length of the crushed basalt at the contact. The range of deformation structures, like the pseudotachylite from the crushed pebble have a distance of a meter or so, which is in agreement with the distance required for melting from the above calculation. So the microscopic observations of melting relate well to the scale of adjustments seen at outcrop scale. Each readjustment event serves to reduce the frictional coefficient of the lower part of the mass facilitating the shear propagation.

5.2.2 Gouge. The survivor shapes and the sedimentary parameters indicate a fine scale cataclasis associated with the variation in strain around the impact point. The strain differences are seen in the variation of rotation (pure to simple shears) around the shear plane, before the impacted point, and up to the deformation in the distal gouge. The inherited survivors indicate the specific conditions operating to transmit strain with grains to grain readjustments. Two opposite systems produce these different microstructures:

- 1) a sheared flow inside a cataclastic clayey matrix (Cladouhos, 1999) can preserve the shape of the clasts and limit the transmission of the stress in relation with the low variations of the roughness and circularity of the clasts along the sheared contact.
- 2) Along the higher roughness contact, such as the alluvial layers, there is modifications of the matrix characteristics generating the local competent responses.

In thin sections, a grain to grain strain transmission (Davies, 2009) associated with structured granular microsegregations are established inside the gouge : lineations, arching effects (Duran *et al.*, 1993) implicate a relative slow velocity in this site to generate a granular segregation around the intruder (Duran *et al.*, 1997) in relative dilatative context. The arching experimental models show an angle of 30° for fracture along the intruder, which implies a rotational shear with an angle of 25-35°. This is probably related to the angle of internal friction of the granular material, as would be

expected by Coulomb theory (Coulomb, 1773) and is seen in many of the fracture planes throughout the outcrop.

Same splash-structures are observed in analogue and numerical models (Cagnoli *et al.*, 2004-2005 ; Dufek *et al.*, 2007) : the transfer of momentum from fine particles to the larger clasts reduces the basal shear friction and enhances mobility. In this case, under the high pressure before and around the impacted point, the granular material may be reacting to the vibrations of the avalanche as a solid with a slope-normal oscillation (Cagnoli *et al.*, 2009) generating the conjugate orientations.

Granular readjustments in dilatative context is similar to the behaviour of ballast of railroads (Indraratna *et al.*, 1998, 2006) : the readjustments are produced in relative dilatancy in relation with the vibrational and oscillatory motions along the shear. For the DAD, oscillatory motions and the rotational shear reduce the apparent frictional coefficient in lateral spreading.

5.3 : Sequence of events

The thermal and mechanic energy from impact (y ; z) is laterally transformed in kinetic energy : a rotational adjustment transforms each compressive event (stop = impact) to a dilatant system (go= slid along the gouge). A 3D cyclic “stop and go” deformation sequence of events and grain adjustments may be done by the collisional saltative interactions. The stick-slip type instabilities (Mair, 2002 ; Anthony, 2005) are operated in pervasive shear context. There was probably ascendant motion at the onset individual slip events descending motion as the stress dropped during slip. The successive “stop and go” structures or cyclic of impacts and strong slide friction characterize the dynamic at the channelized basal contact of the VDA : an increasing compressive system with a transverse impact in (x;z) against a rough and coherent surface such as the contact between the U4 unit and the conglomerate bank, the valley wall, the granitic megablock. A decreasing dilatant system in (y;z) parallel to the wall against a thin grained surface such as the gouge.

At this small scale, the stop marks the limit of energy transmission between each small kinematic element (the systems). Which then may nucleate a fracturing and breccias expansion event of the next go, thus propagating the kinetics.

These opposite granular readjustments to the global scale are locally coherent (meter up to micrometer) and generate a decrease of the frictional contact, which would explain the specific long run-out distance of the volcanic debris avalanche.

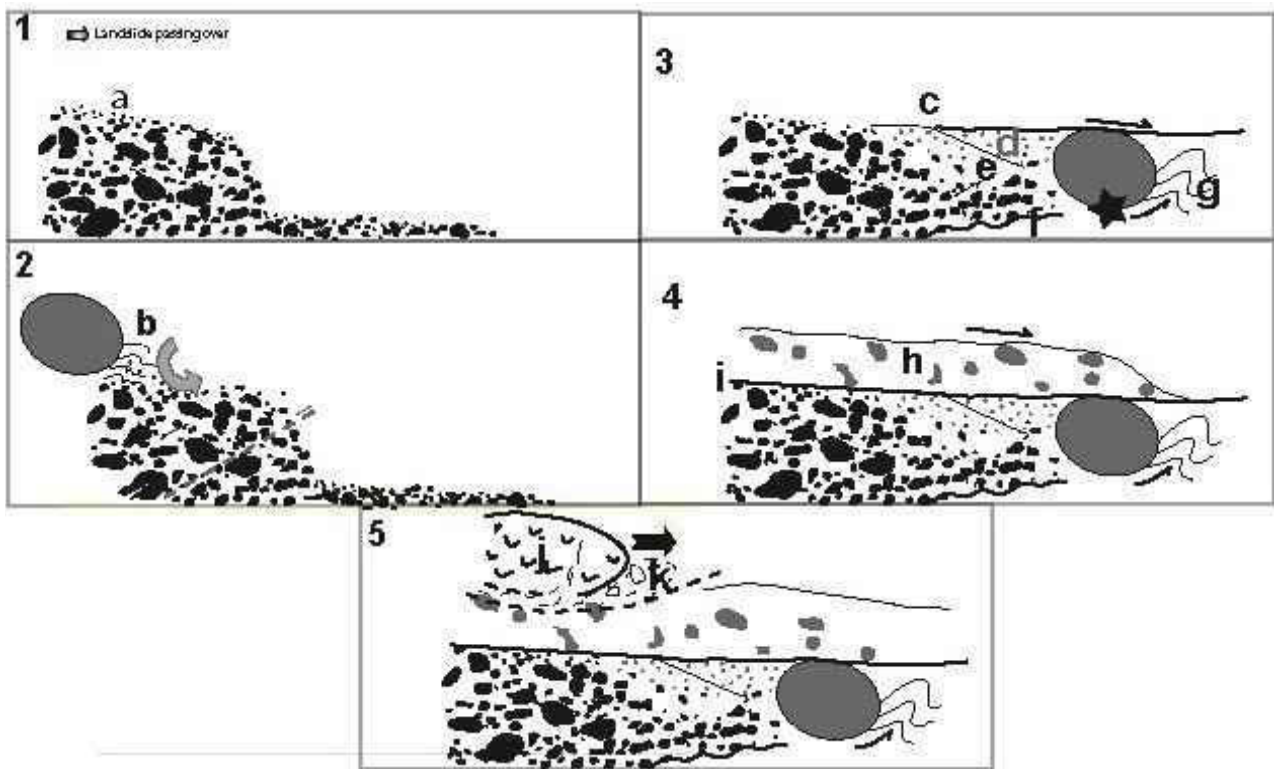


Figure 10 : Sequence of events. 1 : in the paleocouze Pavin, the alluvial layers (a) ; 2 : A granite block (b) arrives in the base of the volcanic debris avalanche causing impact, shearing the upper alluvial layers. The lower granular material is readjusted grains to grains along a reverse fault ; 3 : This motion crushes and shears a few upper basaltic pebbles (c), produces a tail of gouge (d) with remobilization of the lower alluvial pebbles in splash-structures (e) and asymmetric undulations (f). The sediments are folded in front (g). 4 : The matrix facies (h) of the volcanic debris avalanche shears this upper contact with the microscopic cataclased and sheared mixed bands (i). 5 : The tephrite Megablock (j) with a lower sheared transformed matrix (k) impacts and shears these layers.

At large scale, a sequence of events can be envisaged (Fig. 10) : (1) pre-avalanche surface of cobbles and sands ; (2) First avalanche arrival with erosion and possible deposition of matrix and removed portions of the cobbles ; (3) Arrival of granitic block, with impact and grinding of cobbles, gouge formation, bulldozing of sediments and arrest of cobble. Some granular segregations are produced ; (4) Continued sliding over top of boulder, polishing of boulder ; (5) Blockage of extra blocks on the granite, and shearing over the top of these; the matrix facies of the volcanic debris avalanche and the tephrite Megablock shear this upper contact up to the arrest.

Conclusions

This well exposed outcrop has been studied to establish: the relationships between structures and textures in three dimensions ; the granular microsegregations around an impacted point in rotational shear; the kinematic and processes operating during motion ; the sequence of events.

Impacts, rotational shear and strong sliding friction at all scales produce cataclasis, with highly localised melting at point contacts, and a sandy gouge where the mass dilated under simple shear by clast rotations, oscillatory motions, splat structures.

These transformations would be related to high mechanical and thermal energy interactions in under confinement. Kinetic energy from impacts is transmitted radially via the matrix which dissipates it, and produces a sequence of structures. The outcrop records the arrival and impact of a granitic boulder at the base of the mass, which scarped to a halt and was the overrun by the continued motion of the mass. These are seen as fractures and brecciation in the overlying megablock, abrasion of the *in situ* alluvial bank, the collapse of the underlying alluvial bank, an ordered conjugate type structure of the breccias below the gouge plane, and splat like textures. Shear deformation is localised on many small planes, that have stop and go like behaviour. As the motion of the overlying mass was continuous, this indicates that at one time a network of interacting and connected shears must have been taking up the deformation.

This process allowed the main shear of the mass to be accommodated even when elements locked (like the boulder impact), maintaining a low overall basal resistance. This stop start deformation suggests an explanation for how a granular matrix could maintain very low friction, through a network of shears, deform with low resistance under strain, but maintain a structured, densely packed media. While with these observations we can not provide absolute explanations of the physical processes involved, it appears likely that the physics of stress chains, and dynamic fragmentation could be combined to explain the observations here, with the role of acoustic vibrations and pore pressures would be important in the development of each small shear zone.

II3 : Des réajustements 3D différenciés en confluence distale (Base de U4 Mt Dore)

1/ Propagation latérale par rotation cisailante conjuguée

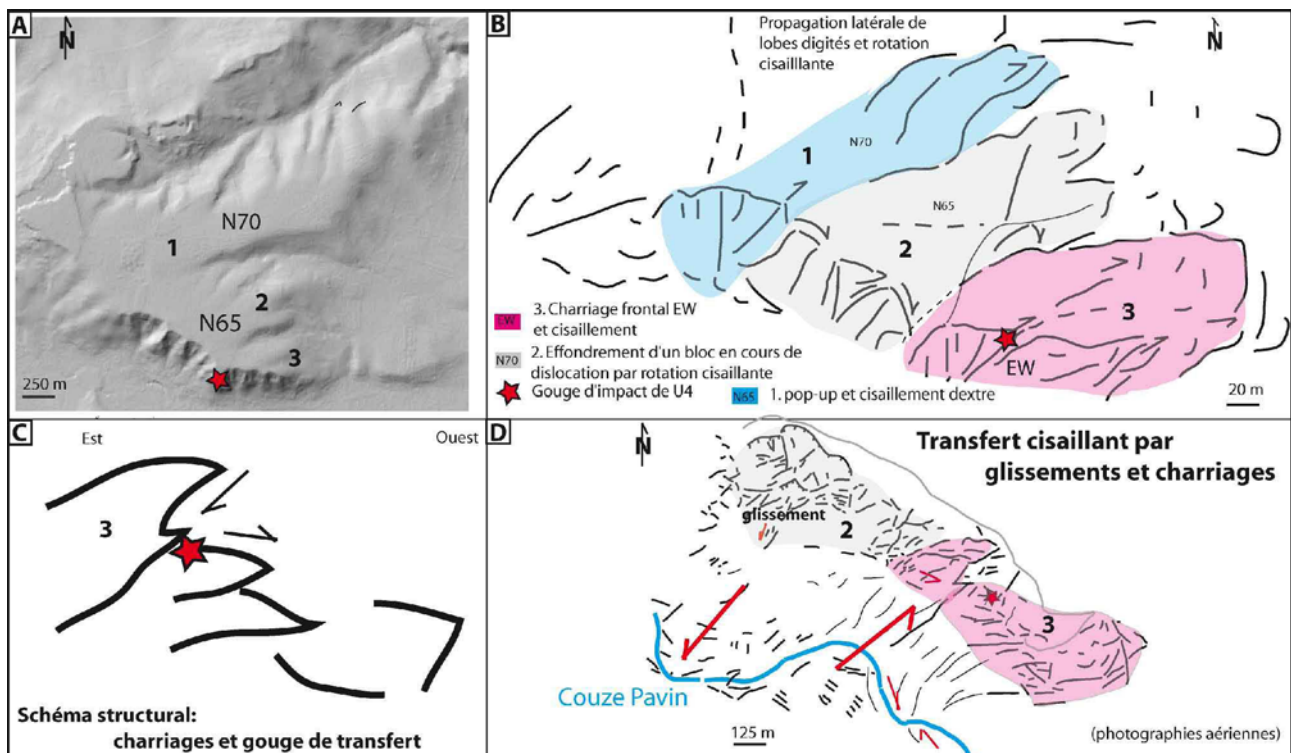


Figure 1 : structures d'un lobe charrié en confluence. A : MNT (flux VMS. Relief ombragé. Auvergne. Modèle numérique de terrain. 2009-2010. WGS84. Taille pixel 10 m, CRAIG Centre Régional Auvergnat de l'Information Géographique) : DAD en inversion de relief ; B : schéma de la propagation latérale ; C : schéma structural en coupe ; D : Rapports des lobes 2 et 3 observés par photographies aériennes.

A 35 km des Mt Dore, à la confluence Couze Pavin - Allier, le charriage frontal de l'unité 4 de la DAD (grottes de Perrier) s'organise en lobes digités selon des plans cisailants conjugués N70-EW (Fig. 1A), contraignant la Couze Pavin en quelques linéations d'extension/compression (Fig. 1D). Une réponse de substratum apparaît. D'amont en aval, trois séries de blocs sont différenciés (Fig. 1B et C) :

en amont , un horst en N70 (1.bleu) cisailé en dextre; en aval, une série de charriages EW (grottes de Perrier, 3.rose). Entre ces deux blocs, la rotation cisailante bloquée disloque par un mouvement cisailant conjugué le bloc orienté N65 (2.gris) via la Couze Pavin : des déstabilisations en masse au-dessus du cimetière sont observées.

Au niveau du lobe 3, la gouge de faille se localise sous le premier bloc impacté, basculé puis charrié en N70 : le cisaillement conjugué dextre est associé à un effondrement aval du charriage par transfert latéral EW. SPO, AMS, microtomographie tentent de caractériser l'état granulaire en rapport avec ces différentes directions de réajustements.

2. Caractéristiques AMS

En aval du point d'impact, 15 carottes ont été réalisées de part et d'autre du contact gouge-DAD (U4) :

- A : zone proximale en rotation NE avec mélange, cisaillement du banc alluvionnaire et injection verticale de matrice dans le bloc de lave fracturé ;
- B : zone médiane EW associée à des cisaillements aux interfaces ;
- C : zone distale en arrière du mégabloc de granite caractérisée par des « *splashes structures* » et des cisaillements de ponces cataclasées.

La densité des matrices augmente avec la distance parcourue (2.27 à 2.52), valeurs inférieures à celles obtenues pour la DAD de Veliki (2.6-2.7, Merchel *et al.*, 2014).

a. Température de Curie

L'identification des minéraux magnétiques (Fig. 2) a été réalisée : au MEB et par micro-analyse EDS, pour le contact proximal DAD-gouge suite à l'impact ; par chauffage, pour deux échantillons distaux de matrice de DAD (U4.C2C8) caractérisés par un pic des valeurs AMS.

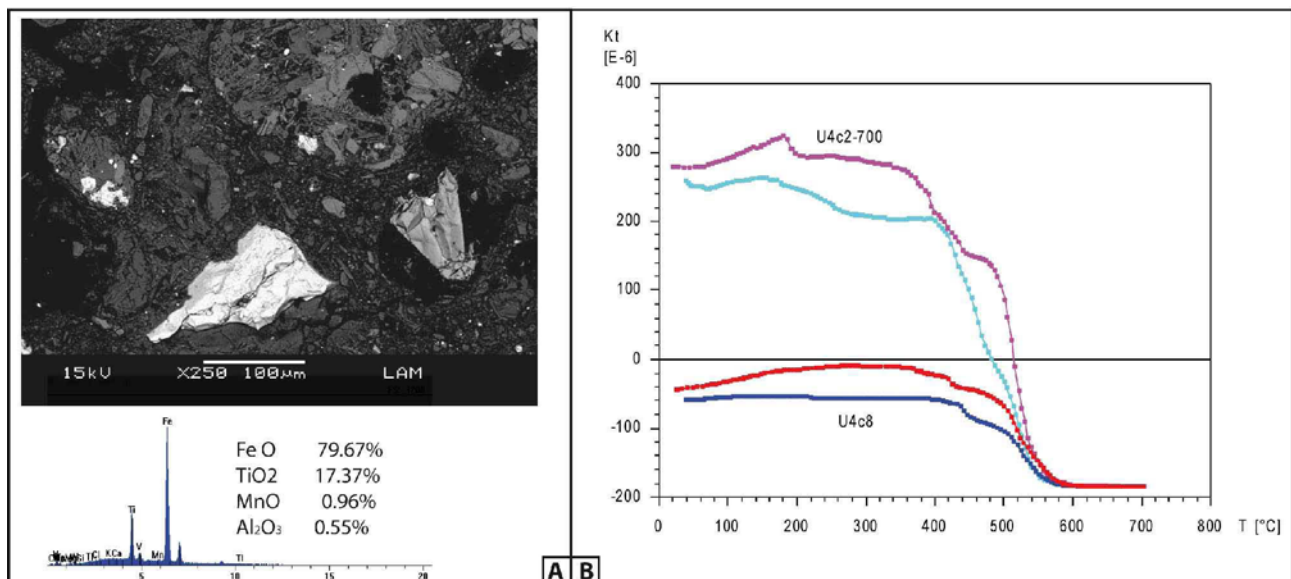


Figure 2 : **A :** Oxydes de titane au MEB ; **B :** courbes thermomagnétiques (Cureval 8, Chadima, Jelinek).

Les oxydes de fer et de titane observés au MEB et par micro-analyses EDS présentent la composition suivante (Fig. 2A) : 79.65% Fe⁺, 17.37% Ti⁺, 0.55% Al⁺, 0.37% Mg⁺, 0.96% Mn. Ils sont constitutifs des clastes ou de la matrice. A l'état libre, l'absence de corrosion, des fractures et des surfaces conchoïdales caractérisent le contact *crushé* (Fig. 2A). Lors du chauffage (Fig. 2B) :

- entre 100-300°C, la susceptibilité magnétique K augmente par formation et/ou transformation de minéraux de plus forte susceptibilité (magnétite, titanomagnétite) à l'origine du **Pic d'Hopkinson**

(Hopkinson, 1889) ;

- à partir de 520°C, K diminue et devient quasi nulle entre 550°-560°C, **température de Curie** (Dunlop et Özdemir, 1997 ; Smith, 1984) de la série des **titanomagnétites** (TM, $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$). Pour $x\text{Ti}^{4+}$, x est le degré de substitution de titane (O' Reilly, 1984 ; Alva-Valdivia, 2011) avec : $x = 0$, il n'y a pas de titane ; pour $x = 1$, il y a 100% de substitution. Dans ce cas, x est inférieur à 0.18 (TM18), d'où l'absence de transition de Verwey ($x > 0.04$; Moskowitz *et al.*, 1998), soit une température moyenne de Curie de 520°C ;

- au cours du refroidissement, les courbes, de susceptibilité moindre, sont non réversibles, impliquant une diminution de l'aimantation rémanente par transformations et/ou dégradations minéralogiques acquises lors du chauffage tel que l'oxydation.

Les valeurs de $x\text{Ti}^{4+}$ (Frost, 1991), les observations microscopiques et macroscopiques impliquent deux origines possibles à ces titanomagnétites : basaltes tholéithiques liés au *crush* des galets basaltiques ($0.1 < x < 0.14$) au point d'impact, magma siliceux ($0.1 < x < 1$) en rapport avec le mégabloc de granite et la gouge de faille.

b. Fabriques

Les fabriques magnétiques ont été quantifiées par AMS pour les matrices de DAD et de gouge ; celles des microlithes (phénocristaux et clastes) par SPO (Fig. 3).

A l'affleurement, la **SPO** (Fig. 3.A à C) montre une polymodalité décroissante des clastes alluvionnaires le long du contact cisailant : leur forme s'allonge ($a/b = 1.17$ à 1.4 ; $e = 16.21$ à 35.69) et leur plus grand axe s'incline de 75.29° en NE à 92.36° vers l'est.

Les **paramètres AMS** (Fig. 3.D à E) évoluent parallèlement : les valeurs proximales de la gouge (tableau 1, $K_m = 2.18.10^{-2}$) sont initialement plus élevées que la DAD ($K_m = 1.54.10^{-2}$) mais convergent avec la distance parcourue (Fig. 3).

Le **cisaillement** redistribue de manière homogène les fabriques magnétiques aux valeurs décroissantes (A vers C) depuis le point d'impact, tout en diminuant le remaniement des clastes basaltiques. La rotation cisailante est associée à un pic des valeurs (Fig. 3) entre B et C, tandis que l'inclinaison atteint ses valeurs minimales (45 à 21°). Les valeurs du rapport de forme a/b convergent vers 1.4 pour les phénocristaux et les clastes et celles de l'ellipse des phénocristaux diminuent de 4.5 à 1.5 . Cataclase et « *splashes-structures* » contribuent à ces rapports de forme.

L'AMS montre des **réajustements localisés** des matrices en rapport avec le remaniement des clastes alluvionnaires et structures associées :

- en A, au-dessus des clastes inclinés à 75° , la matrice présente une inclinaison moindre à 44.3° , tandis qu'elle se verticalise à 20.8° au front des clastes ;

- en B, matrice et gouge présentent des orientations convergentes vers le NE tandis que les clastes

cataclasés (*a/b* croissant ; *e* décroissant) s'orientent vers l'est. Matrice et gouge portent les phénocristaux ;

- en C, les orientations sont confirmées. Les *splashes structures* contribuent à une dispersion verticale des clastes accentuée distalement.

L'AMS montre des matrices orientées vers le NE, plus prononcé pour la DAD (27.9° NE) que pour la gouge (21.8°NE). L'inclinaison de K_1 reflète la direction d'écoulement. La **corrélation proximale** entre l'AMS des matrices de DAD et la SPO des phénocristaux (A : 43°NE) disparaît distalement en rapport avec les réajustements granulaires : l'inclinaison des matrices converge (23-30°), les phénocristaux sont inclinés à 39-50°, les clastes subhorizontaux vers l'est (92°) sont dispersés radialement. L'inclinaison des réajustements granulaires augmente avec les densités relatives. Les galets sont portés et poussés par des matrices et les phénocristaux moins denses sont plus inclinés (Fig. 1A à C) : *splash structure*, injections verticales de matrice contribuent à une auto-portance par effet d'arche.

L'obliquité différentielle des fabriques est représentative des structures cartographiques (Fig. 1) : une propagation distale NE via une paléoconfluence Allier-Couze Pavin (Pastre, 2005), des lobes digités de la DAD en rotation NE-E, par effondrement du charriage lors du transfert latéral. L'AMS et la SPO enregistrent ces orientations.

Une très bonne corrélation apparaît entre les structures basales cisillées, les micro-textures sédimentaires orientées, les fabriques magnétiques et microlithiques acquises lors du dernier stade du transport basal.

Limites et apports. De fortes contraintes contribuent aux réorientations des clastes le long des rampes (Schneider *et al.*, 1998) et de manière différentiée à l'obliquité des fabriques (Souque, 2002) : une fabrique oblique (NE) au charriage E apparaît. Les valeurs moyennes (SPO + AMS) sont représentatives des directions générales observées cartographiquement (NE-E). Cette obliquité est en rapport avec la polymodalité des fabriques réajustées en fonction des densités granulaires à la base de cette écaïlle de charriage en rotation cisillante : des réajustements granulaires locaux contribuent à une auto-portance différentielle et à un tri longitudinal des phases.

Cependant, le peu d'échantillons réalisés limitent ces premiers résultats pour établir les paléodirections à plus grande échelle (Schneider *et al.*, 1998). Une approche statistique des valeurs AMS est toujours incontournable : elle marque la direction de propagation des matrices et non celle de toutes les phases granulaires polymodales caractéristiques des DAD (coulées de lave, clastes EW, matrices NE-SW).

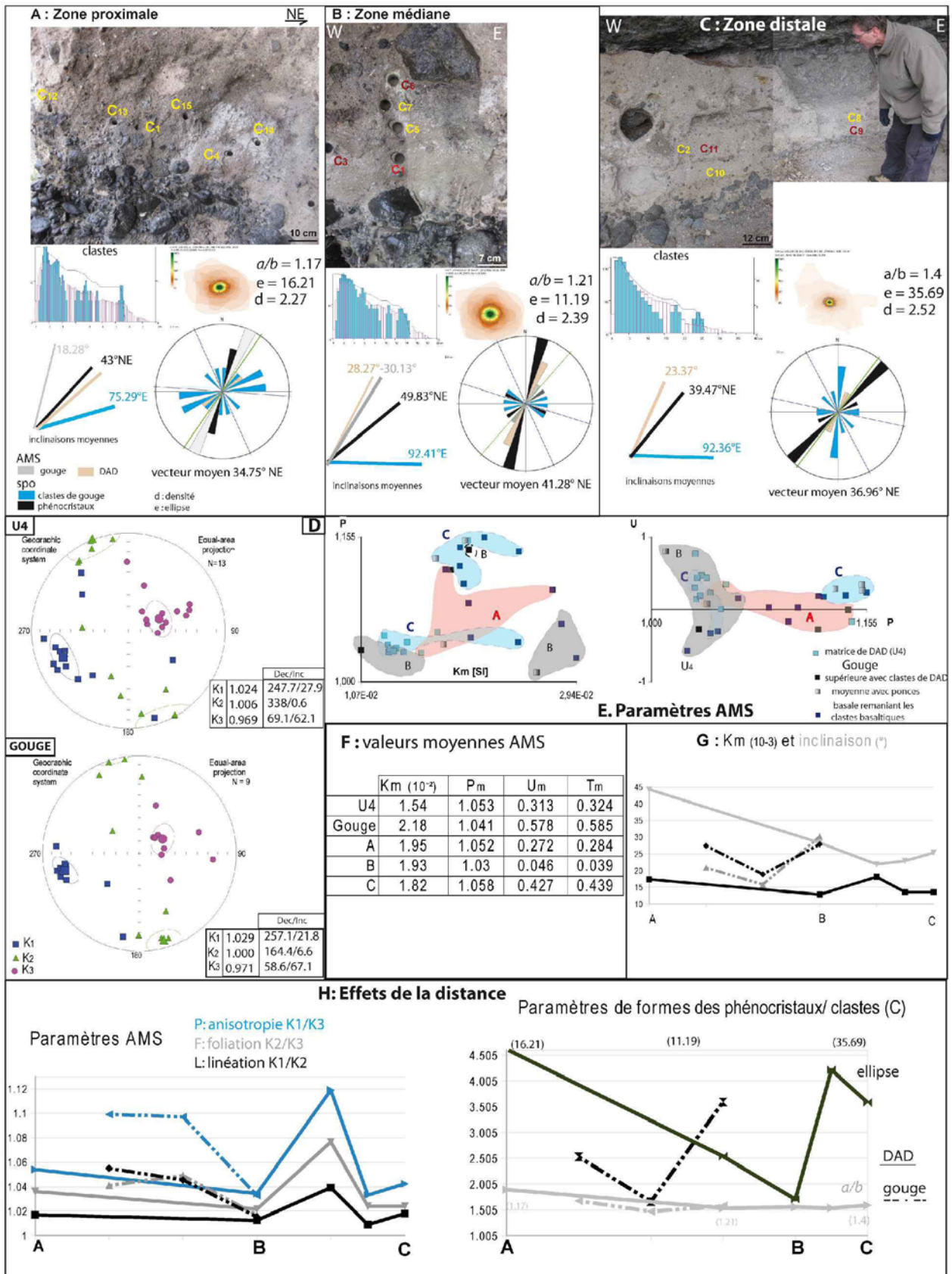


Figure 3 : Caractéristiques de U4. A : zone proximale ; B : zone médiane ; C : zone distale ; D : projections des résultats AMS ; E : Paramètres AMS ; F : tableau des valeurs moyennes ; G : effets de la distance : Km et inclinaisons ; H : effets de la distance : paramètres AMS, paramètres de formes.

3. Réajustements granulaires 3D différenciés

A l'affleurement, «*splashes-structures*», étirement des ponces, intrus clastiques subhorizontaux (Fig. 4A et D) caractérisent la structure médiane de la gouge distale. Les lames minces ont mis en évidence un cisaillement rotationnel échelonné (structure en Z), en accord avec une orientation oscillatoire au sommet du splash structure. Une microtomographie a été réalisée à une résolution de 3 μm autour d'un intruder basaltique localisé au sommet d'une *splash structure* (Fig. 4A). Un microenvironnement particulier apparaît : des contacts cisailants le long de l'*intruder* basaltique (Fig. 4B) produisant de lamelles basaltiques ; des injections de veines clastiques verticales (Fig. 4C) marquant une variation des caractéristiques matricielles sous l'intruder. Les textures 3D ont été quantifiées avec 3D viewer sur image J, Quant 3D, Blob 3D.

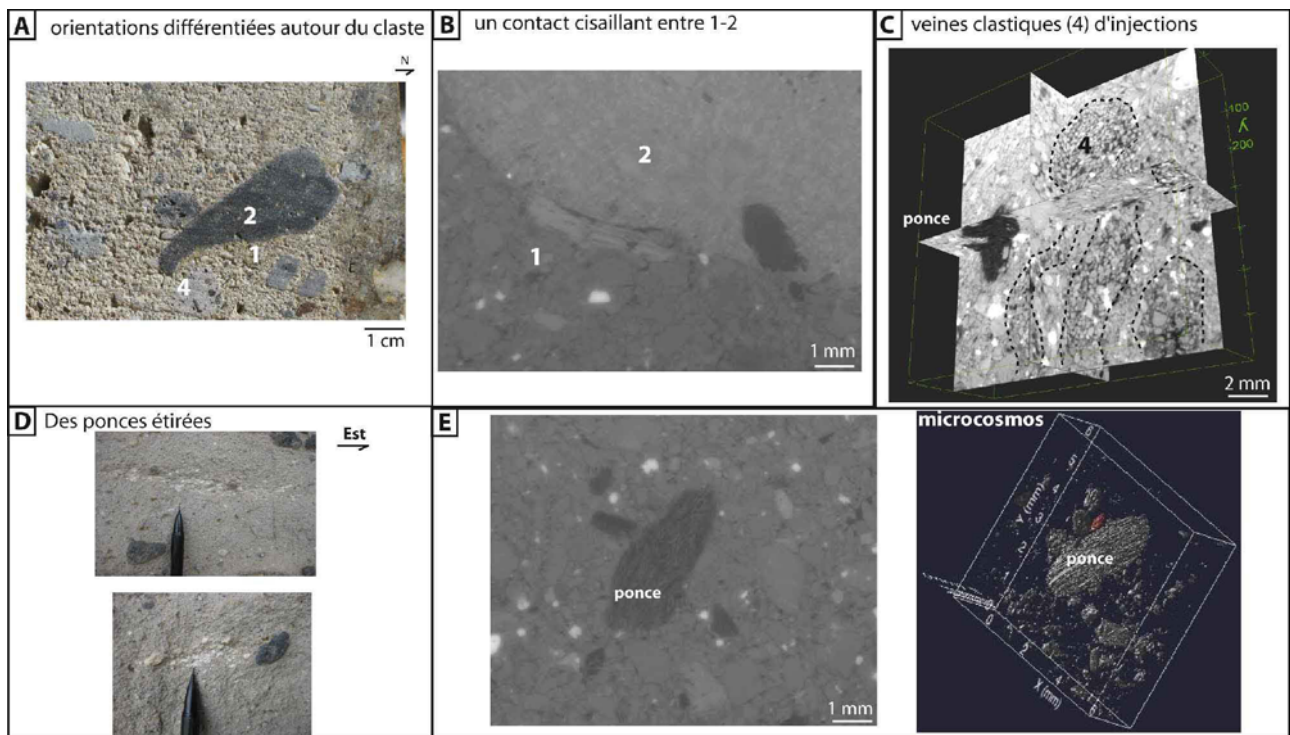


Figure 4 : Zonage des réajustements granulaires. *A* : claste basaltique intrudé (2) et orientations différenciées ; *B* : contact cisailant (1) le long du claste basaltique (2) ; *C* : sous l'intruder (2) veines clastiques (4) d'injection ; *D* : étirement des ponces observés à l'affleurement ; *E* : extraction avec BLOB 3D du microcosmos d'une mégaponce fibreuse.

Différentes ponces sont observées : **mégaponces** (Fig. 5A) et leur micro-environnement : allongées et injectées, elles sont entourées de microponces dans leur sillage ; ponces fibreuses allongées et petites ponces subarrondies (Fig. 5B et C).

Textures et déformations des ponces sont corrélées :

- déformations sigmoïdales des ponces (Fig. 5E) ;

- la matrice ponceuse écrasée (Fig. 5D) : en position interstitielle autour des clastes, à organisation radiale autour des mégaponces ou en sigmoïde postérieure. Elle contribue à diminuer la friction granulaire tout en favorisant l'auto-portance des ponces.
- des ponces cisailées et étirées (Fig. 5F) au contact des clastes basaltiques aux terminaisons sigmoïdales caractéristiques.

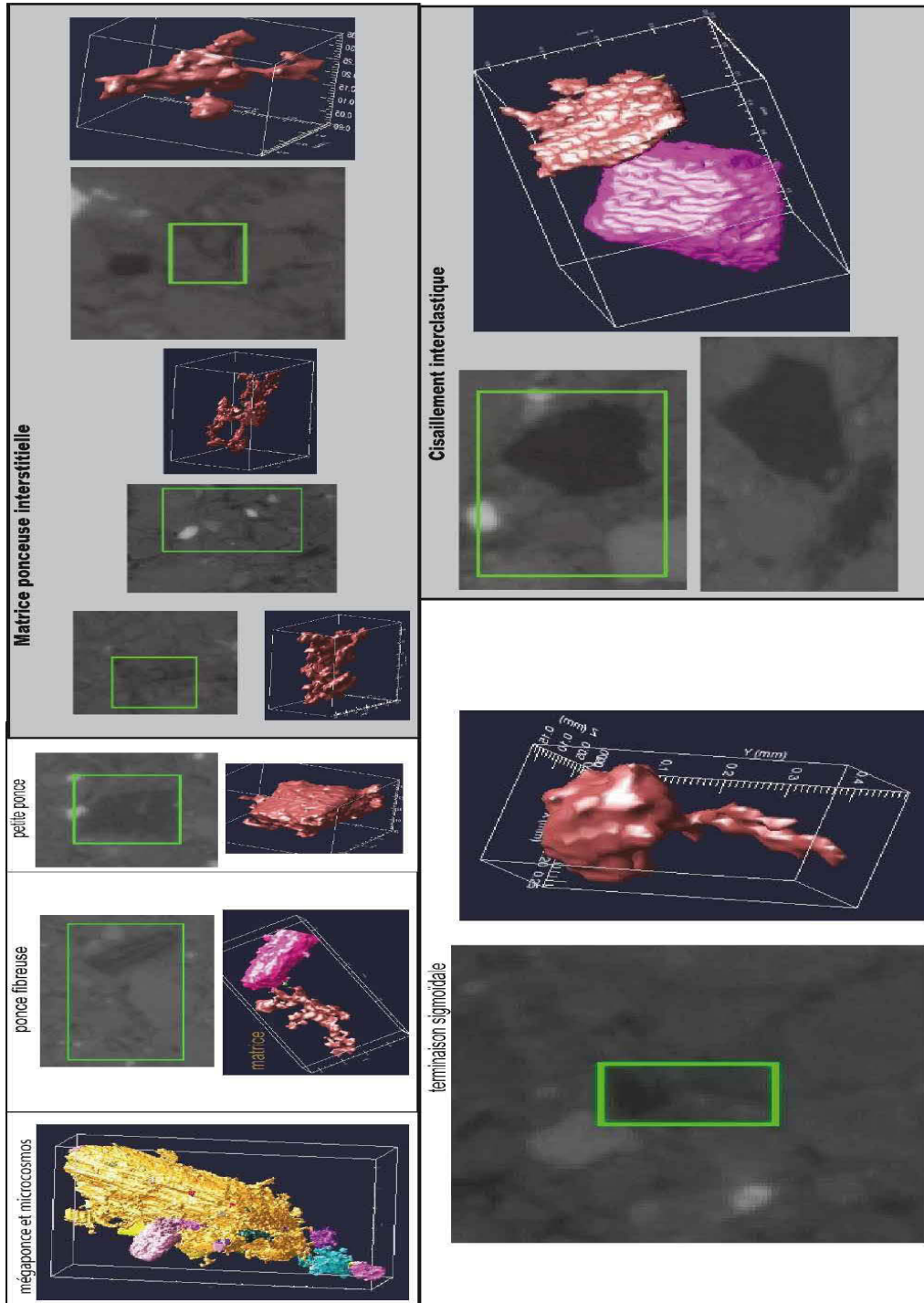


Figure 5 : textures des ponces avec Blob 3D. A : microcosmos autour de la mégaponce fibreuse ; B : rapports d'une ponce fibreuse ; C : petite ponce aplatie ; D : matrice ponceuse interstitielle ; E : Déformation sigmoïdale interclastique d'une ponce elliptique ; F : cisaillement interclastique.

A partir de cinq zones définies autour de l'intruder (Fig. 6A), les orientations différentielles ont été mesurées verticalement et longitudinalement pour les clastes basaltiques, les ponces, la matrice clastique. Un environnement polyolithologique est répertorié autour de l'intruder basaltique (a) : ponces étirées (b), morceau de bois (c) subarrondi, clastes andésitiques (d), sigmoïdes de matrice (e) compressée. Il apparaît s'organiser en différentes zones:

- au contact de l'intruder (zones 1.2), un micro-environnement clastique et basaltique est produit par contact cisailant (Fig. 4B) ;
- en arrière de l'intruder (zone 4), une sigmoïde clastique parallèle au plus grand axe est injectée de veines clastiques verticales marquant une variation des densités matricielles sous l'intruder (*splashes structures*) ;
- au front de l'intruder (zone 5), la matrice apparaît compressée.

Index d'élongation (0.4) et degré d'anisotropie (1.8) sont élevés (Fig. 6B) par rapport aux clastes basaltiques et matrice ($E = 0.1-0.2$; $DA = 1.1-1.3$). En fonction de la nature des clastes (ponces, basalte, matrice), les orientations sont mesurées pour chaque zone précédemment définie sur la hauteur de l'intruder basaltique : sous le claste, à son contact et au dessus du claste. Une orientation différentielle apparaît entre les clastes (Fig. 6C) :

zone 1 : une orientation radiale au contact de l'intruder en relation avec une rotation de 30° entre les clastes : les clastes basaltiques sont parallèles à la bordure de l'intruder, les ponces sont inclinées ;

zones 2.3.5 : au sein de la matrice, une relation inverse apparaît : l'orientation radiale de la matrice contraint l'orientation des clastes inclinés à 30-70°. Les orientations au front de l'intruder (zone 5) apparaissent moins contraintes ;

zone 4 : la sigmoïde clastique présente une orientation planaire en arrière du claste, l'orientation des clastes y est moins contrainte.

Au niveau des injections clastiques, les clastes basaltiques et les ponces sont inclinés à 2-5° par rapport à la verticale puis ils se réorientent parallèlement au contact de l'intruder (ponces étirées à 14-24°, Fig. 4). La matrice inclinée à 24-44° présente une organisation radiale autour de l'intruder, marquant l'effet d'arche. Une relation inverse apparaît au niveau des orientations : plus le claste est incliné, plus la matrice présente une organisation radiale, accroissant la portance. L'orientation de la matrice est associée à la relaxation autour de l'intruder avec une rotation de 30-70°.

Les injections verticales basales sous l'effet de mouvements oscillatoires trient et poussent les matériaux de plus faible densité (ponce et matrice) vers le NE, en accord avec les mesures AMS et les structures cartographiques.

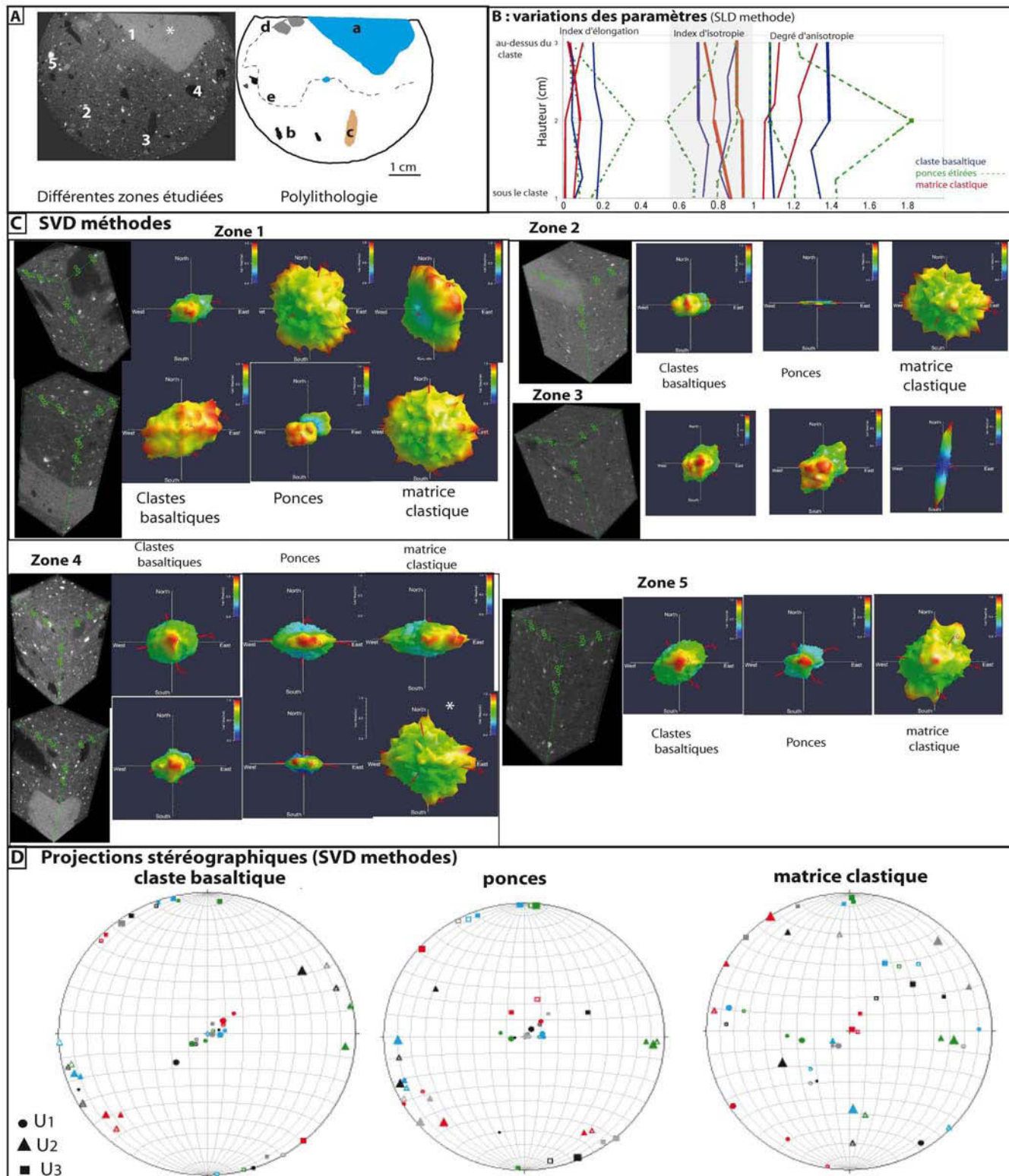


Figure 6 : des réajustements différenciés. *A* : Localisation des zones étudiées (1,2,3,4,5) et polythologie : *a* : claste basaltique au sommet du splash structure ; *b* : ponces étirées ; *c* : morceau de bois subarrondi perpendiculaire à la direction du splash structure ; *d* : clastes andésitiques ; *e* : sigmoïdes de matrice compressée autour de l'intruder basaltique ; *B* : variations de l'index d'élongation, d'isotropie et du degré d'anisotropie en fonction de la hauteur ; *C* : Résultats de la méthode SVD pour chaque zone ; *D* : projections stéréographiques (méthode SVD).

4. Comparaisons

Une bonne correspondance apparaît entre les valeurs AMS-SPO et la microtomographie 3D, associée à des informations complémentaires (tab.2) :

Tableau 1 : comparaison des résultats.

	SPO	microtomographie	AMS	
Phénocristaux NE	39.4-42°NE	Ponces : 24-13° Basaltes : 2.5°	39-45°	
Matrice	X	NE : 24-44°	Gouge : 21.5° DAD : 26-44°	
Clastes basaltiques	E-W <i>splash structures</i>	X	E-W : 75.92°	

Des **orientations similaires** sont quantifiées : *intruders* basaltiques inclinés vers le Nord-Est; orientation radiale des matrices au contact de l'*intruder* (effet d'arche) ; rotation de 30-70° entre l'*intruder* et la matrice marquant les réajustements granulaires associés à l'effet de portance produit par des inclinaisons différenciées.

Des **informations complémentaires** apparaissent :

- les orientations matricielles diffèrent impliquant de distinguer la gouge, la DAD et celles des injections clastiques aux valeurs intermédiaires. Ces microstructures marquent une modifications des rapports initiaux ;
- les veines clastiques ont été quantifiées à l'affleurement par SPO, microtomographie et non par AMS (en rouge , tableau 2). La coexistence de microstructures modifie pour partie les valeurs mesurées.

Les incrémentations fractales des structures et des réajustements granulaires sont observées à différentes échelles : mouvements oscillatoires et ségrégations différentielles des clastes, effets d'arche, microcosmos ponceux. Une auto-portance des propagations par ségrégation granulaire apparaît.

Cette rotation cisailante aux confluences (Cheix, Perrier, Meager) conduit à un tri de densité (clastes/matrice) à différentes échelles à l'origine des fluidifications et des transformations :

- charriage frontal des particules grossières (alluvions, coulées de lave), parallèlement au cours amont (Fossé de Murol, Couze Pavin) ;
- virgation des phases matricielles compressées *via* le cours aval (paléodirection de la Couze Pavin (Pastre, 2004 ; St Diery, Issoire) ;

- transformation en lahars des particules de moindres densités : matrice argileuse et clastique, ponces (Meager, Allier).

Conclusion : Une méthodologie différenciée a permis de caractériser localement des avalanches de débris volcaniques. L'analyse texturale en rapport avec les structures observées est un élément incontournable : des textures ordonnées sous contrôle structural ont été répertoriées. Granulométrie, lames minces, AMS, voire tomographie sont des outils complémentaires. Les résultats suivants ont été obtenus :

Tableau 1 : Résultats et apports.

Objet étudié	Résultats	Équations
Rides de Tutupaca	État relique d'une ségrégation granulaire marqué par une alternance abrasion/cataclase sous contrôle thermique	Régression exponentielle des rapports de forme
Inversion tectonique du lobe charrié d'Alto-Jesus	Gradient cataclastique syn-tectonique, réajustements, transformations et mélanges	Régression linéaire de l'évolution texturale syn-tectonique ; régression logarithmique de la granulométrie des sigmoïdes cisailées
Contrôle structural des textures de la levée latérale du Cheix	Classification texturale des <i>jigsaw-structures</i> sous contrôle structural	Régression logarithmique des rapports de forme cisailées ; régression linéaires des <i>jigsaw-structures</i> en fonction de la distance ; régression de puissance de l'extension distale et des mégablocs
Réajustement autour d'un point d'impact de Perrier	Production d'une gouge et d'une pseudotachylite ; tri différentiel des matrices et des clastes	Régression logarithmique des rapports de forme ; régression linéaire en fonction de la distance parcourue

Ces résultats bien que localisés (< 2 km) s'inscrivent dans les structures cartographiées et les cinématiques observées à plus grandes échelles. La caractérisation microtexturale en accord avec les structures localisées tel que Perrier définit les états transitoires et tris associés précurseurs aux transformations avals à plus grandes échelles.

Chapitre IV : Caractériser la sédimentologie des transformations

Introduction

I / Caractéristiques et apports

1. Définitions
2. Caractéristiques macroscopiques
3. Sédimentologie

II/ Mécanismes différentiels de transformations:

1. Catastrophe de Pardines (1733)
2. Coulées de débris de Meager (6/08/2010) : transformations soudaines par rupture de barrage

III/ Transformations syn-transport

1. Misti, emboîtement de sous-systèmes transformés
2. des syn-transformations extensives, précurseurs aux lahars : lobe distal du Pichu-Pichu

Conclusions et tableau de résultats

Résumé : La sédimentologie des transformations des DAD est traitée à part bien que liée à des faciès intermédiaires des DAD. Conditions de transformations, position stratigraphique, gradients texturaux, modalités de transport et de dépôt apparaissent spécifiques bien que des structures héritées soient préservées. Granulométrie et statistiques distinguent les modalités de transformations par dilution, rupture de barrage, désaturation. Les transformations suivantes ont été quantifiées :

Transformations contemporaines	
Pardines	Déstabilisations séquencées postérieures aux dépôts et transformations différentielles par désaturation
Meager	Syn-transformations en coulée de débris. Ségrégation granulaire sous contrôle structural et modification des rapports granulaires initiaux par enrobage
Transformations passées	
Misti	Syn-transformations dans les vallées du Rio Chili et de San Lazaro produisant des lahars meurtriers déclenchés par la pluie
Pichu-Pichu	Transformation par redistribution granulaire dans les grabens d'un lobe distal en extension

Structures, variations granulométriques et transformations différentielles apparaissent liées.

Introduction :

Différencier, en milieu volcanique, les DAD des écoulements granulaires fluidifiés (Sharpe, 1938 ; Varnes, 1978 ; Pierson *et al.*, 1985 ; Pierson, 2005), identifier leurs mécanismes de transformations ont été facilités par la corrélation de la dynamique de déstabilisation du Mt St-Helens (1980, Glicken, 1986 ; Major *et al.*, 1986) aux dépôts associés (DAD, lahars, coulées pyroclastiques). De nombreux dépôts ont ainsi été :

reclassés : coulées de débris en avalanches de débris volcaniques (Ruapehu, Pierson *et al.*, 1985 ; Zernack *et al.*, 2009 ; Kiegler *et al.*, 2011 ; U4 Perrier Mt Dore, Bernard *et al.*, 2008) ou avalanches de débris remaniées (unité 1 de Perrier, Mt Dore, Bernard *et al.*, 2008).

différenciés : la DAD de Nevado de Colima (120 km, Stoope *et al.*, 1992) est divisée en une DAD (jusqu'à 45 km) puis transformée par rupture de barrage en une coulée de débris (45- 120 km, Capra et Macias, 2002).

10% du volume (Illiama, Waythomas *et al.*, 2000) des DAD de grande taille (10^8 à 10^9 m³, Citlaltépetl, Carrasco-Nunez *et al.*, 1993) peut se transformer en :

- lahars, terme indonésien (Java) marquant l'origine volcanique des coulées de débris (Smith *et al.*, 1989) ;
- écoulements hyperconcentrés (Mt St-Helens, Mt Rainier, Mt Shasta, Ruapehu) puis fluviatiles (Crandell, 1971 ; Vallance *et al.*, 1997 ; Vallance, 2005) au niveau des zones médianes et distales.

Ces transformations granulaires meurtrières (151 morts, Ruapehu 1953 ; 1000 morts au Nevado de Huila 1994 (Scott *et al.*, 2002) ; 2500 morts Nicaragua 1998 (Scott *et al.*, 2005) impliquent des quantifications indispensables à la modélisation et à la prévention des risques.

La sédimentologie apparaît un outil incontournable pour caractériser les faciès transformés des DAD, la distribution granulométrique contrôlant les écoulements (Iverson, 1997 ; Pierson *et al.*, 1987).

I/ Caractéristiques et apports

1. Définitions

Différents exemples ont contribué à définir les transformations texturales et les cinématiques des DAD marquées par un apport d'eau de 35 - 50% (Glicken, 1986 ; Fairchild, 1987) sous différentes formes (glace, neige, fleuve) associées à un tri des phases granulaires (Palmer *et al.*, 1991).

a. Exemples et mécanismes de transformations (Fig. 1)

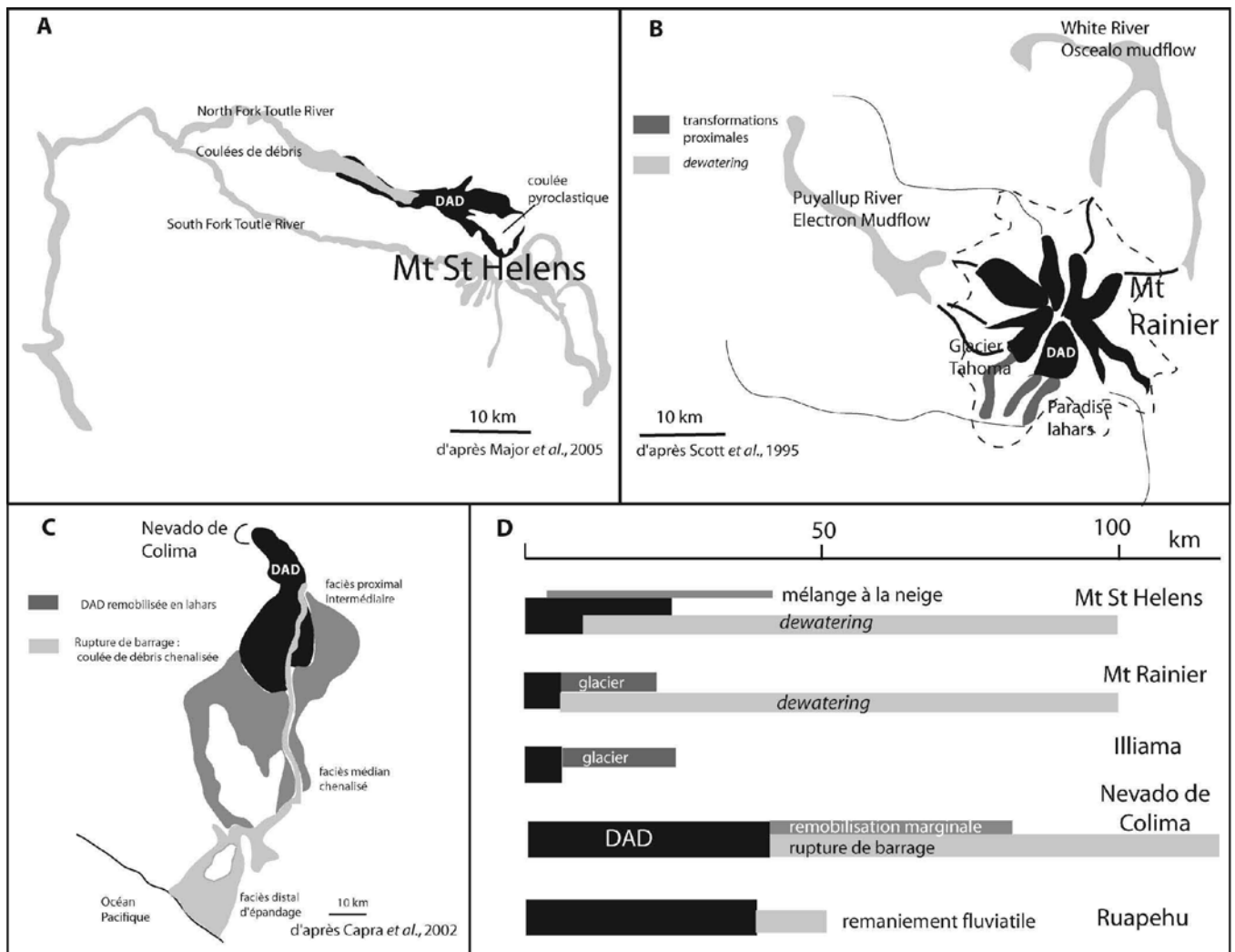


Figure 1 : des transformations séquencées différenciées d'un point de vue spatio-temporelle. A : DAD du Mt St-Helens ; B : DAD du Mt Rainier ; C : DAD de Nevado de Colima ; D : Distances et transformations associées.

La dynamique éruptive du Mt St-Helens (1980 ; Major *et al.*, 2005) s'est caractérisée par une séquence de transformations différenciées s'imbriquant d'un point de vue spatio-temporelle :

1. la DAD non cohésive se transforme (Glicken, 1986) localement par :

- **transformations syn-transport** tel que : le mélange proximal à la neige à l'origine de coulées de débris dans plusieurs vallées (3 - 45 km) ; la désaturation et la liquéfaction localisées de la DAD (à 15, 50 et 70 km de distance) dans la vallée de Fork Toutle à l'origine d'une grande distance de transport (100 km) ; la saturation initiale à 92% de la DAD Mt St Helens passe à 45% au moment du dépôt (Glicken, 1996 ; Davies *et al.*, 2010) ; des glissements secondaires (Fairchild, 1987) dans des dépressions fermées et liquéfactions localisées.

- **transformations post-transport** : rupture de barrages de DAD retenant des lacs (Spirit Lake 5km, Coldwater lake et Castle lake, 16 km) ;

2. Juste après le blast, la coulée pyroclastique se mélange à la neige à l'origine de petites coulées de débris (10 km) ;

3. lors de la dépressurisation *post-collapse* du système volcanique, la vague d'eau sous pression libérée produit brutalement une coulée de débris.

La DAD du **Mt Rainier** (Scott, 1988) présente :

- une **transformation proximale directe et généralisée** de la vague frontale associée à une **dilution rétrogressive** amont en écoulement hyperconcentré non cohésif (< 3 - 5% d'argile ; Paradise lahars et partie latérale de Tahoma lahars) ;

- des **coulées de débris secondaires** par désaturation et glissements de la surface de la DAD ou par drainage de la matrice : coulées de débris cohésives d'Oscealo Mudflow dans White River et Electron Mudflow, dans Puyallup River ; coulées de débris non cohésives sur le glacier de Tahoma Peak.

La DAD de **Nevado de Colima** (-18.5 ka, Capra et Macia, 2002) est dominée par des **transformations post-transport** : remobilisations secondaires des portions marginales de la DAD en lahars non chenalisés ; rupture de barrage des DAD obstruant les drainages à l'origine de coulées de débris chenalisées jusqu'au cône de déjection distal (120 km).

A partir de ces exemples, différents mécanismes de transformations sont identifiés :

1. transformations syn-transport :

- **cogénétique** : à la périphérie latérale des DAD chenalisées (Fairchild, 1987 ; Crandell, 1989) ou en **arrière des lobes frontaux grossiers** tel que les queues de dilution successives en coulées hyperconcentrées (Mt Rainier) ;

- **directes, rapides** ($v = 25 \text{ m.s}^{-1}$) **mais progressives** (DAD hydrothermalisées sur glacier, Mt Rainier, Scott *et al.*, 1992 ; Nevado de Colima, Capra *et al.*, 2002) : dilution, désintégration des mégaclastes et remaniement des particules les plus fines lors du transport vers l'aval sont à l'origine de **coulées de débris cohésives** (> 3 - 5% d'argile , jusqu'à 100 km) ;

- **indirectes par déconfinement et désaturation** des parties supérieures, distales et marginales (Palmer *et al.*, 1989) des DAD à l'origine de surges frontaux non cohésifs à matrice sableuse (Mt St-Helens 1980, < 3 - 5% d'argile, $v = 8 \text{ m.s}^{-1}$ jusqu'à 40-70 km) ; de dépôts transformés dans les zones en extensions (grabens de la Pampa-Blanca, dépressions interhummocks du Misti).

2. transformations postérieures, quelques heures à plusieurs années après la DAD :

- **progressives par glissements** de zones saturées (Glicken, 1998 ; Pulgarin *et al.*, 1999 ; Vidal *et al.*, 1996), aux coefficients de friction apparent faibles ($H/L = 0.13$, glissement de Pardines, 1733, Vidal *et al.*, 1996) proches des DAD ($H/L = 0.08 - 0.58$) associées à des coulées de boues par désaturation ;

- **brutales par rupture de barrage de DAD** à l'origine de coulées de débris : des facteurs récurrents (topographie, gravité, H/L) apparaissent pour les volcans suivants : Nevado de Colima ($H/L = 0.04$; Capra et Macias, 2002) ; Ontake (Voight *et al.*, 1994) ; Mt Shasta (Crandell, 1989) , Mt St-Helens (1980, cinq barrages ; Meyer *et al.*, 1986 ; Scott, 1989).

b. Des conditions récurrentes

La comparaison des contextes volcaniques (tableau 1) montre une récurrence de facteurs interdépendants non aléatoires (Major *et al.*, 2005) , corrélables aux distances de transformations. On distingue les transformations (Fig. 1) : proximales sur glacier (< 25 km ; Mt Rainier, Illiama) ; médianes par désaturation de DAD chenalisées comblant le réseau de drainage (10 - 25 km, Mt St-Helens, Mt Rainier) ; distales (40 - 50 km) par ruptures de barrages (Nevado de Colima) ou de lacs de cratère, sous-glaciaires (Rhuapehu , Crater Lake).

Tableau 1 : Des conditions propices à la transformation des DAD (en gris, conditions présentes).

	glace/neige	altération hydrothermale	lac de cratère	fleuve	barrage de DAD	Références
St Helens (1980)						Meyer <i>et al.</i> , 1986
Mt Rainier						Scott <i>et al.</i> , 1988
Mt Baker						Frank, 1983 ; Carrasco-Nunez <i>et al.</i> , 1993
Mt Adams						Vallance <i>et al.</i> , 1993 ; Carrasco-Nunez <i>et al.</i> , 1993
Mt Hood						Carrasco-Nunez <i>et al.</i> , 1993 ; Driedger <i>et al.</i> , 1986
Mt Shasta						Crandell, 1989 ; Carrasco-Nunez <i>et al.</i> , 1993
Crater Lake						
Bandai (1888)						Sekiya <i>et al.</i> , 1889
Nevado del Huila						Pulgarin <i>et al.</i> , 1999 ; Scott <i>et al.</i> , 2002
Papandayan						Frank <i>et al.</i> , 1987 ; Carrasco-Nunez <i>et al.</i> , 1993 ; Glicken <i>et al.</i> , 1987
Collima						Capra et Macias, 2002
Rhuapehu						Kiegler <i>et al.</i> , 2011

L'apport de fluides et la localisation des transformations sont fonction de **conditions** :

- **extérieures** accentuant les saturations initiales : altération hydrothermale et déformations par des poches d'eau hydrothermales dispersées (Vallance, 2005) , nappes phréatiques, fortes pluviométries ;
- **intrinsèques** : le % de matériel altéré et d'argiles, une forte porosité, une faible perméabilité (Vallance, 2005).

La décompression et un apport immédiat de fluides transforment la DAD par liquéfaction. Les transformations se localisent spécifiquement en fonction :

- du **degré de cohésion** : transformations proximales et intégrales pour les dépôts cohésifs du Mt Rainier ; transformations supérieures et localisées de la DAD non cohésive du Mt St-Helens à 10 km en écoulements hyperconcentrés et glissements secondaires ;
- de la **topographie** : irrégularité, confinement des vallées (Chimborazo, Bernard, 2008 ; Asama, Yoshida *et al.*, 2007), pente, substratum et bulking (jusqu'à 80%, Scott *et al.*, 1995) sont à l'origine de distances de transport exceptionnelles (Vallance, 2005 ; 120 km, Nevado de Colima, Capra et Macias, 2002) et de vitesses importantes (15 m.s^{-1} ; Capra et Macias, 2002).

2. Caractéristiques macroscopiques

Sur le terrain, cartographies, structures, descriptions des faciès et colonnes lithostratigraphiques permettent de corréler les rapports géométriques spatio-temporels des transformations. Cependant la relation enregistrement sédimentaire - dynamique d'écoulement peut apparaître difficile. En effet les dépôts sont des **reliques préservées et incomplètes** des cinématiques (Fig. 2) :

- les lahars interhummocks de la partie ouest de la DAD du Mt St-Helens (1980 ; Glicken, 1986) apparaissent cartographiquement comme une transformation syn-transport localisée entre les faciès à blocs. En fait, ils ne sont pas hérités de la DAD mais font suite au blast et à la transformation de la coulée pyroclastique : les juvéniles caractérisent ce type de transformation ;
- l'épaisseur des dépôts est dix fois moins importante que le pic de décharge (Mt St-Helens. 1980, Major *et al.*, 2005 ; Janda *et al.*, 1981 ; Pierson *et al.*, 1985 ; Major et Voight, 1986 ; Scott, 1988) ;
- la géomorphologie des DAD et des vallées est modifiée cycliquement et longitudinalement (production volcanique du Mt St-Helens et variations saisonnières, Major *et al.*, 2005, Meyer *et al.*, 1989) : incision de chenaux à la surface de la DAD, érosion et remaniement de la DAD associée à une aggradation avale redistribuant les faciès transformés.

a/ Cartographie

Des **relations structurales et géométriques** spécifiques apparaissent entre les dépôts transformés. On distingue :

1. des **structures héritées** et/ou communes aux DAD (Mt Rainier, Mt St Helens, Mt Shasta, Citlaltépetl)

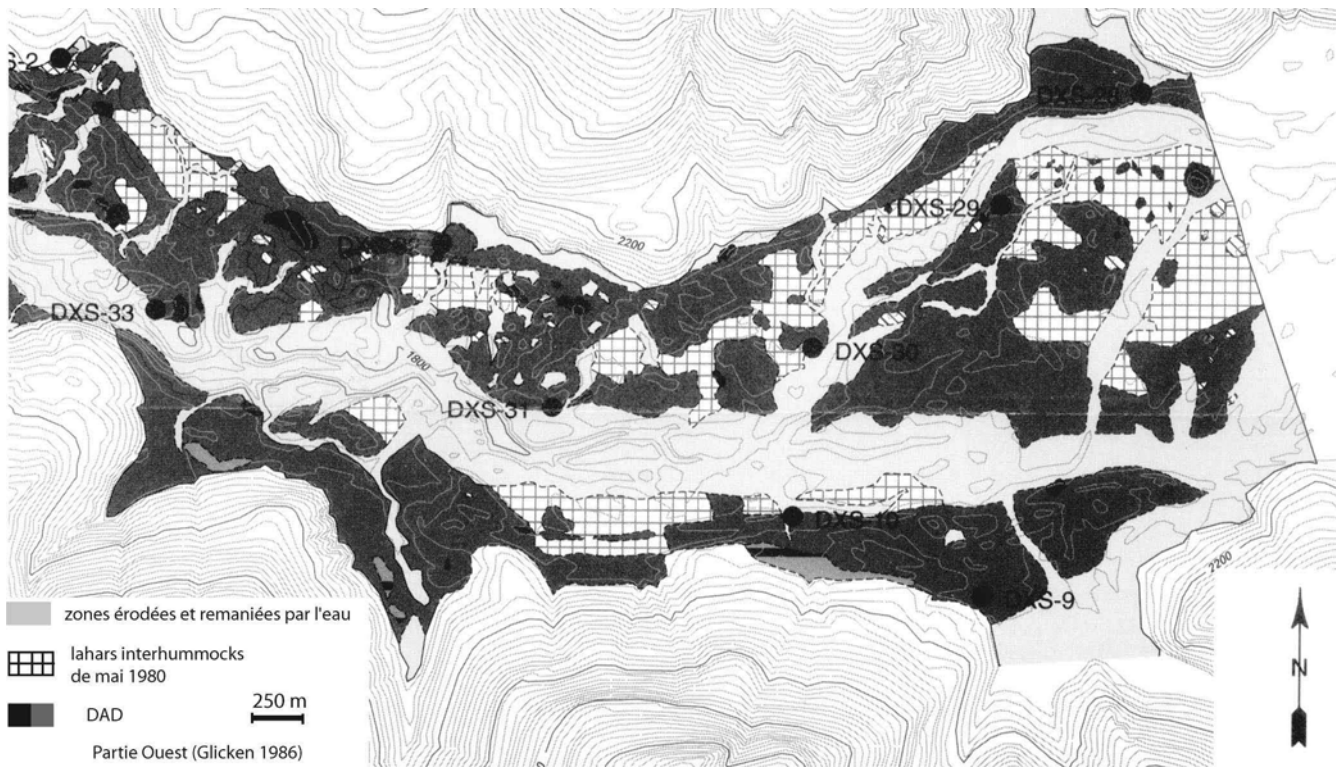


Figure 2 : Cartographie texturale et rapport des transformations, partie ouest de la DAD du Mt St-Helens 1980 (Glicken, 1986).

levées latérales, monticules de mégaclastes et replats, hummocks au contact des parois des vallées, dont la taille décroît avec la distance parcourue.

2. des **structures caractéristiques des faciès transformés** soumises aux topographies locales :

- **une stratigraphie inverse en terrasses emboîtées caractérise les dépôts chenalisés** (Fig. 3 A) : la DAD se localise sur les plateaux et terrasses supérieures tandis que les coulées de débris sont en fond de vallée (Nevado de Colima, Capra *et al.*, 2002 ; Mt Rainier, Scott *et al.*, 1995, zone proximale de Citlaltépetl, Carrasco-Nunez *et al.*, 1993). Les discontinuités latérales accentuent la difficulté d'établir des relations génétiques entre les dépôts (Nevado de Colima, Capra *et al.*, 2002) : interstratification de la DAD entre les dépôts transformés ; absence de rapports stratigraphiques directs entre les lahars distaux et la DAD. Cependant lithologie et minéralogie permettent de confirmer ou d'infirmer les relations géométriques ainsi établies (Mt St-Helens, Glicken, 1986) ;

- les **dépôts non chenalisés** (Fig. 1C) s'étalent en cônes de déjection (Fig. 1 C, zone distale du Nevado de Colima, plaine de Taranaki) ;

- aux **confluences**, l'étalement gravitaire peut être associé à un charriage frontal aggradant, à une obstruction des drainages (Meager, Perrier), qui précèdent le changement d'orientation, source de transformations par rupture de barrage.

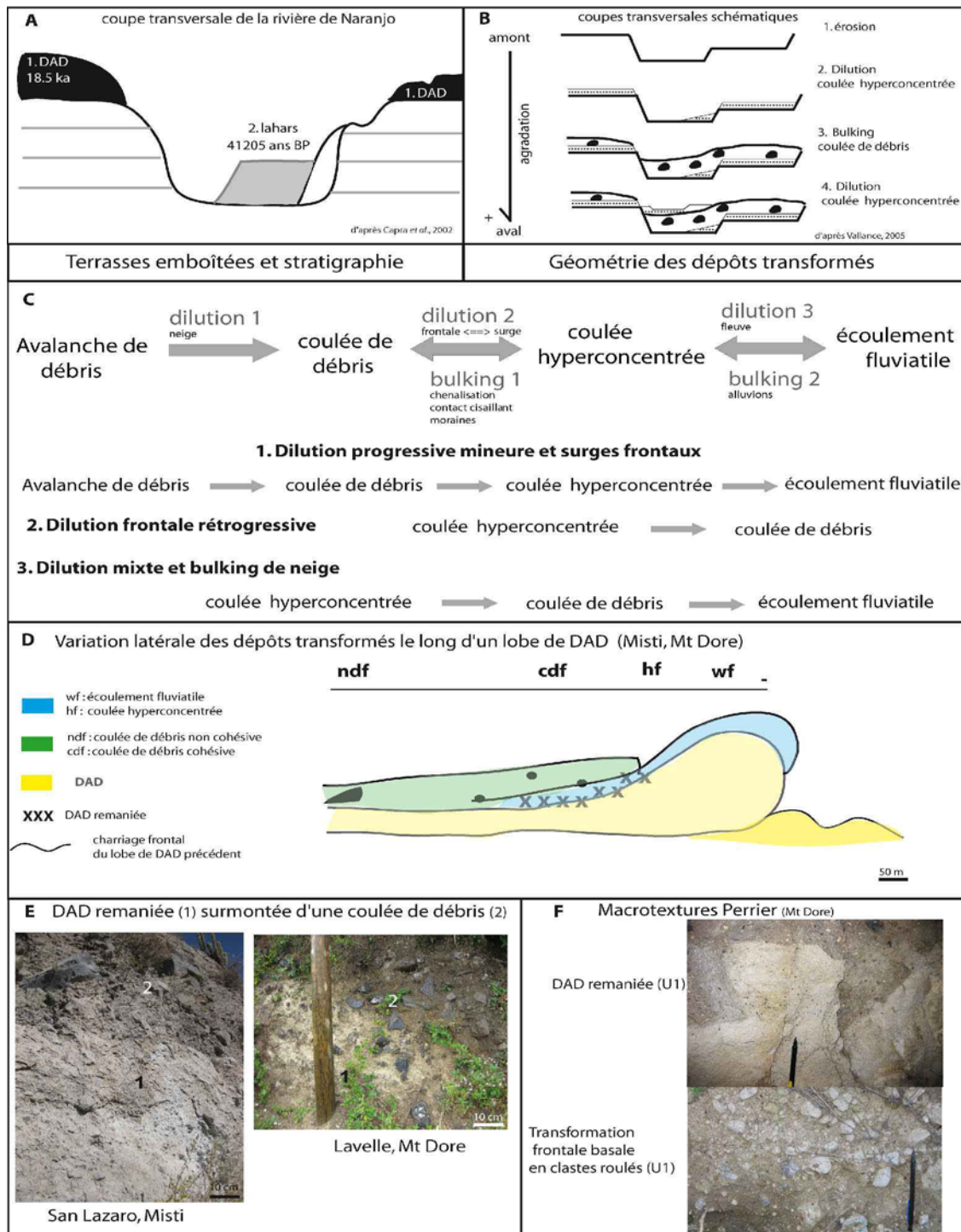


Figure 3 : Relations géométriques des transformations. *A* : terrasses emboîtées des dépôts transformés du Nevado de Colima ; *B* : Chenalisation et dilution: variation latérale de faciès ; *C* : gradient textural de dilution. *D* : gradation texturale des transformations le long d'un lobe de DAD (coupe longitudinale): *ndf* : dépôt de coulée de débris non cohésive ; *cdf* : dépôt de coulée de débris cohésive ; *hf* : dépôt de coulée hyperconcentrée ; *wf* : dépôt alluvial ; *E* : désaturation des DAD remaniées ; *F* : macrotextures distales : injection basale de la trachyte poncée dans la DAD remaniée de l'Unité 1 ; au front de lobes, remaniement de la DAD matricielle.

En **zone distale**, les dépôts transformés peuvent s'organiser selon un **gradient textural** de transformations en rapport avec la cinématique du lobe de DAD sous-jacent (Fig. 3D) : la coulée de débris s'accumule en arrière du front remaniant la DAD basale tandis que la partie supérieure du front désaturé est diluée en coulée hyperconcentrée et écoulement fluvial (Misti, Mt Dore). Par exemple, les DAD remaniées sont surmontées de coulées de débris grossières (Fig. 3EF), issues de la désaturation de la partie supérieure grossière de la DAD initiale. Pour la *Qda San Lazaro*, la redistribution distale des fines en lahars au niveau d'Arequipa restreint la part de la matrice dans la coulée de débris supérieure amont à opposer au faciès de Lavelle (Mt Dore). En zone distale (Fig. 3F. 35 km. Perrier), le contact basal des DAD remaniées présente des injections de ponces trachytiques tandis qu'au niveau des fronts lobés, des remaniements post-transport se caractérisent par des clastes roulés de l'avalanche de débris enrobés par une matrice issue de la cataclase de la DAD originelle.

b/ Bulking et débulking : une gradation texturale longitudinale

Les cinématiques de *bulking* et *débulking* des lahars varient en fonction de la pente, du confinement, des sédiments (Procter *et al.*, 2010) :

- le **bulking** (Mt Rainier, Scott, 1988), érosion des sédiments et de l'eau, se développe lors de chenalisation à forts contacts cisailants érosifs, les parois latérales étant plus facilement érodées que le substratum (Doyle *et al.*, 2011) : au contact des moraines (40 km, Mt Rainier), les coulées hyperconcentrées se transforment en coulées de débris. Les dépôts chenalisés sont alors plus grossiers et plus épais: augmentation du volume initial (6 fois, Nevado de Colima, Capra et Macias, 2002) et du pourcentage de sédiments (15-20% lors du pic de décharge ; 90% pour une rupture de barrage, Major *et al.*, 2005) ;
- le **débulking** (dilution et sédimentation) se localise au front du lahar au contact d'un substrat humide (Doyle *et al.*, 2011). La vitesse des écoulements est alors augmentée.

Le *switch bulking/débulking* conduit à une cyclicité sédimentaire des transformations : le *débulking* lors de fortes concentrations sédimentaires (> 60%) est compensé par un apport de fluides (*bulking* d'eau, Doyle *et al.*, 2011).

En fonction du **type de dilution**, un gradient textural (Fig. 3C) de transformations apparaît longitudinalement :

- 1. transformations progressives mineures** (Ruapehu, Kiegler *et al.*, 2011) lors de **surges frontaux d'eau** (20 % de sédiments, Mt Rainier) : les coulées de débris se transforment progressivement en coulées hyperconcentrées puis fluviales ;
- 2. transformations généralisées par dilution frontale rétrogressive vers l'amont** : érosion amont, écoulements hyperconcentrés médians, aggradation avale de lobes successifs et massifs de coulées de débris ;

3. transformations progressives et rétrogressives (1 + 2) par *bulking* de neige : (Mt St-Helens, 1980, 1982, Vallance, 2005) : la coulée de débris est diluée vers l'amont en un écoulement hyperconcentré transformé en un écoulement fluviatile à l'aval.

Ces interactions cinématiques de transformations rhéologiques génèrent des géométries complexes entre les dépôts révélées par la stratigraphie.

c. Stratigraphie

Les séquences de dépôts montrent des contacts, des variations verticales et latérales, caractéristiques de cinématiques éruptives propices aux déstabilisations et transformations (Fig. 4). Des marqueurs lithologiques et stratigraphiques caractérisent la dynamique éruptive ainsi que les transformations associées aux DAD.

c1. Les marqueurs d'une dynamique éruptive pré et syn-transport

Ponces, coulées pyroclastiques, stratigraphie relique permettent d'établir la dynamique syn-éruptive associée à la déstabilisation en masse. Les **ponces** s'observent **au contact basal** : des DAD remaniées cohésives (Unité 1, Perrier, Mt Dore, Bernard *et al.*, 2008) ; des lahars non cohésifs d'origine pyroclastique (L1, Illiama, Waythomas *et al.*, 2000 ; St Helens 1980 ; Glicken, 1986).

Elles impliquent des modifications : éruptives post-caldeira (Mt Dore) précédents des déstabilisations successives : série saturée en silice du Massif de l'Aiguiller et de la Banne d'Ordanche (2,6 - 1,6 Ma) faisant suite à la grande nappe ignimbritique ; texturales et rhéologiques syn-transport par *bulking* des ponces (U1 Perrier).

Les successions stratigraphiques de transformations révèlent un **enchaînement des dynamiques éruptives de transformations et de déstabilisations**. Les coulées pyroclastiques transformées en lahars non cohésifs sont surmontées de DAD transformées en lahars cohésifs (Illiama, Waythomas *et al.*, 2000 ; Nevado de Colima, Capra et Macias, 2002). Ces séquences de dépôts sont inverses à la dynamique éruptive telle que celle du Mt St-Helens : DAD proximale (1) et transformations syn-transport, blast (2), surge pyroclastique (3) transformé par désaturation et dilution en lahars riches en juvéniles, émission de téphras (4) (Major *et al.*, 2005). Des coulées de débris postérieures ont remanié ces dépôts. Cependant la coexistence de ces marqueurs révèle une dynamique éruptive récurrente propice aux déstabilisations et transformations associées : déstabilisation d'un dôme de lave à l'origine de coulées pyroclastiques et DAD transformées par dépressurisation d'un grand volume de fluides.

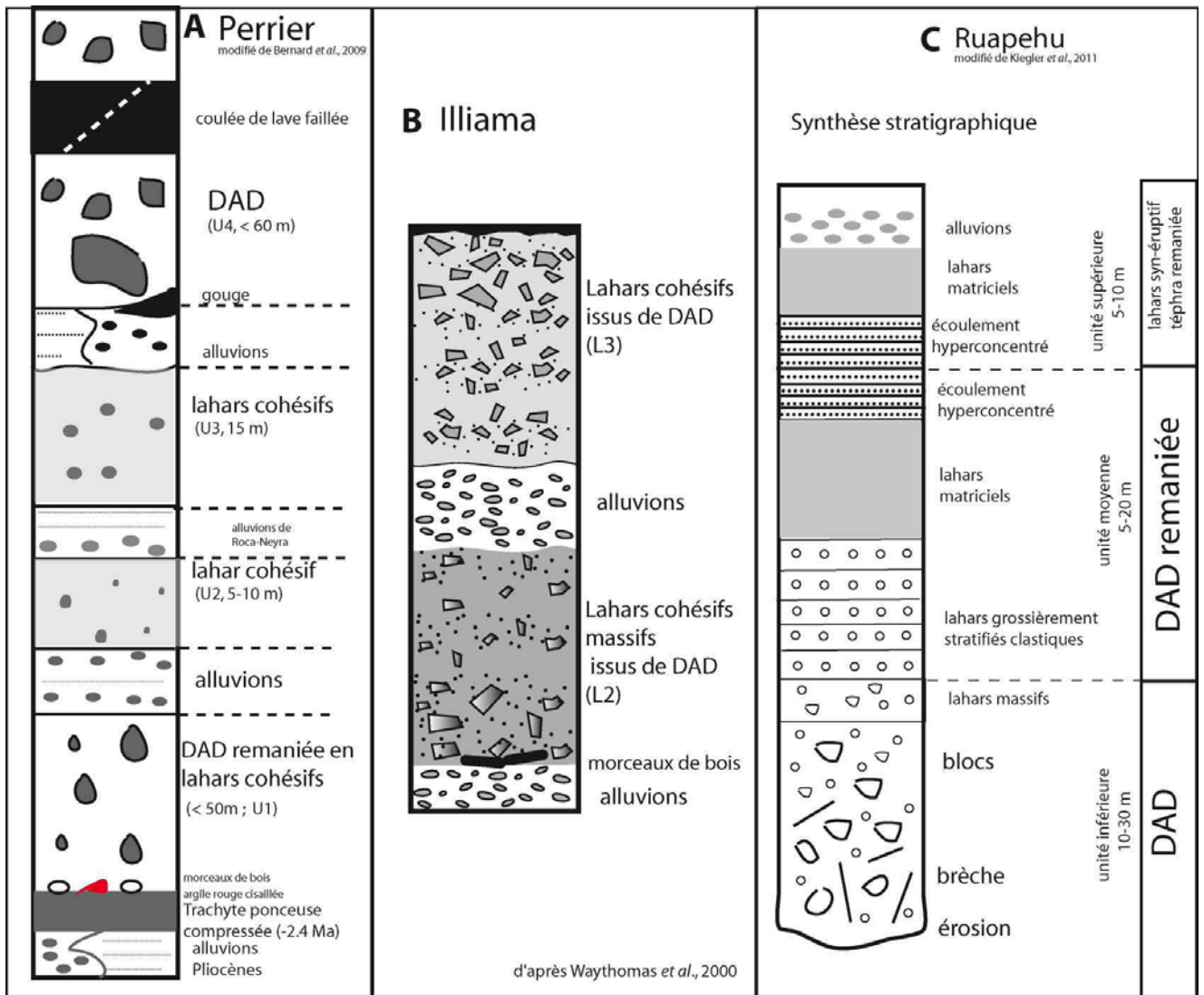


Figure 4 : Colonnes lithostratigraphiques et rapports des transformations. A : Perrier, une stratigraphie exceptionnelle de 4 unités bien conservées (modifié Bernard *et al.*, 2008) ; B : Illiama (Waythomas *et al.*, 2000) ; C : DAD remaniée, synthèse stratigraphique du Ruapehu (modifié de Kiegler *et al.*, 2011).

c2. Typologie stratigraphique et cinématique de transformations

Dans les vallées, la DAD basale est surmontée d'écoulements cohésifs en position stratigraphique inverse : Mt St-Helens (Glicken, 1996) , Mt Rainier (Scott *et al.*, 1995), Ruapehu (Kiegler *et al.*, 2011), Nevado de Colima (Capra et Macias, 2002) , Illiama (Waythomas *et al.*, 2000). Une **stratigraphie bipartite** caractérise le **débulking** (Mt Rainier) et la **dilution rétrogressive** (Pierson *et al.*, 1985 ; Smith, 1986) : l'écoulement hyperconcentré basal d'épaisseur croissante est surmonté d'une coulée de débris d'épaisseur décroissante vers l'aval, se transformant en un écoulement fluviatile impliquant une interface frictionnelle de dilution et de remaniement (DAD-coulée de débris) à l'origine des faciès frontaux distaux plus fins (Fig. 3DE). Charriage, érosion sont associés à ce tri longitudinal des faciès transformés.

Aux **confluences, l'accrétion incrémentielle distale d'un bourrelet frontal** (Fig. 4A, Perrier, 35 km) modifie cette typologie stratigraphique : une DAD remaniée vésiculée (U1) reposant sur des ponces est surmontée de deux lahars cohésifs (U2-3) puis d'une DAD sommitale (U4).

En **zone distale, la dilution progressive par remaniement fluvial** (Ruapehu, Fig. 4C, Kiegler *et al.*, 2011) produit un **gradient vertical d'affinement** et une **stratification** de plus en plus marquée depuis la base : DAD basale remaniée, lahars massifs, lahars clastiques grossièrement stratifiés, lamines d'écoulements hyperconcentrés. L'**interstratification récurrente de bancs alluvionnaires** (Perrier, Illiama, Ruapehu) et le *bulking* de galets arrondis (jusqu'à 80 % du volume initial, Scott *et al.*, 1995) montrent le rôle indéniable des vallées et de leur substratum dans la rhéologie des transformations: érosion/aggradation des dépôts post-collapse (Mt St-Helens 1980 ; USGS), remaniement de la moitié de la DAD du Ruapehu (Kiegler *et al.*, 2011) par les écoulements fluviaux.

d. Textures macroscopiques spécifiques




Les faciès de transformations des DAD présentent des textures héritées auxquelles se superposent celles acquises pendant le transport et/ou la sédimentation. Les **faciès hérités des DAD** sont à l'origine :

- de **textures intermédiaires** proximales pour les DAD hybrides et lahars proximaux : mégaclastes, jigsaw-structures (Nevado de Colima, Capra et Macias, 2000, Capra *et al.*, 2002), clastes angulaires volcaniques dans la partie supérieure et cataclase. La granulométrie confirme cet héritage.
- de textures liées au **% d'argile** :
 - **texture « amalgamée » des coulées cohésives** massives à texture supérieure collisionnelle : clastes sub-angulaires et *jigsaw* ; porosité cavitaire millimétrique (Nevado de Colima, Capra et Macias, 2002) de la matrice sablo-silteuse ;
 - **texture collisionnelle des coulées de débris non cohésives** avec une sole basale et un granoclassement normal/inverse.

Le transport développe des textures propres aux **transformations syn-transport** qui modifient les rhéologies :

- **cataclase** des mégaclastes de l'avalanche ;
- **bulking et accroissement des clastes exotiques** (galets alluviaux arrondis à subarrondis, ponces de Perrier) ;
- **tri longitudinal** des particules les plus grossières (Major *et al.*, 2005) des dépôts massifs non chenalisés ;

Tableau 2 : Caractéristiques sédimentologiques des différents dépôts transformés (Smith et al. 1991 ; Vallance, 2005 ; Bernard et al., 2008 ; Capra, 2002 ; Zernack et al., 2009 ; Pallares et al., 2011).

Définitions	Caractéristiques	textures
<p>DAD Écoulement en masse gravitaire rapide (Schuster et al., 1994) caractérisé par ses interactions particulières (Vallance, 2005)</p>	<p>DAD remaniée : interstratifiée à stratification grossière avec galets mal classés passant dans la partie supérieure en coulée de débris grossière à granoclassement inverse voir en coulée hyperconcentrée. <i>Jigsaw</i> et mégaclastes reliques. Exemples : Ruapehu, Perrier, Misti.</p>	 <p>U1 Perrier Mt Dore</p>
<p>Lahars Écoulement saturé de débris d'origine volcanique (jusqu'à 70 - 90% ; Schmidt, 1934 ; van Bemmelen, 1949 ; Pierson et al., 1997), devenant cohésif > 3 - 5% d'argile (Scott et al., 1995). Caractéristiques de l'écoulement fonction de la distribution granulométrique (Pierson et al., 1997 ; Iverson, 1997)</p>	<p>Terrasses de dépôts épais (jusqu'à 10 m) en masse cohésifs, non stratifiés, > 80% de sédiments mal triés à l'origine d'une dynamique frictionnelle et collisionnelle dont 53 % de fractions < 2 mm et 7% de fractions < 80 µm (Misti). Sablo-graveleux à galets dispersés. Concentration des particules grossières au front et aux marges (Costa, 1988). structures et lithologies héritées de la DAD : hummocks, <i>jigsaw-structures</i>, cataclase. Exemples : Ruapehu, Perrier, Misti, Meager, Pichu-Pichu.</p>	 <p><i>Jigsaw-structures</i> , Lavelle, Mt Dore</p> <p>10 cm</p>
<p>Coulée hyperconcentrée fine, grossière Écoulement transitionnel turbulent (Pierson, 2005) à forte concentration basale (Vallance, 2005).</p>	<p>Courant dense non cohésif à écoulement laminaire transitoire à grains grossiers : 40 - 80% de dépôts sableux massifs plus ou moins granoclassés (normal/inverse), classement moyen, à stratification grossière, structures de désaturation, dépôts fins peu préservés. Contact basal non érosif. Exemple : Misti.</p>	 <p>Quebrada San Lazaro, Misti</p> <p>3 cm</p>
<p>Faciès transitionnel et écoulement fluviatile dilué Suspension de sédiments fins à fraction grossière basale (Crandell, 1971 ; Vallance et al., 1997 ; Vallance, 2005).</p>	<p>Sables et galets alluvionnaires roulés, modérément classés en lamines horizontales aggradantes à intercalations lenticulaires de fractions plus fines. Contact érosif. Exemple : Misti.</p>	

- **granoclassement vertical** lors de la chenalisation (Scott, 1988) avec : une **sole basale** compactée à granoclassement inverse marquant le cisaillement au contact où des zones à grains fins sont localement foliées ; une **zone médiane** liquéfiée non granoclassée, transportée en masse ; un **granoclassement normal** pour la partie **supérieure** décompressée ;

- **mélange** dans les grabens (Pampa-Blanca) et/ou au fond des vallées (Alto-Jesus ; Perrier).

Le lahar présente spatialement des rhéologies différenciées produites par : traction basale, accrétion verticale supérieure, « *mass freezing* » dans la partie centrale (Major, 1987), marquant le tri longitudinal et le granoclassement vertical. Un transport par paquets aux rhéologies différenciées est observé (Doyle et al., 2011 ; Dumaisnil et al., 2010).

L'**accrétion incrémentielle distale** des lobes par concentration croissante des sédiments (Vallance et

al., 1997 ; Capra et Macias, 2002) se caractérise par :

- un **tri cinétique et gravitaire** (Vallance, 2000, 2005) : imbrication des clastes et alignement de leur plus grand axe parallèlement à l'écoulement; structures de traction basale ;
- un **granoclassement vertical** suite : au transport en surface de particules de faible densité (Dolan, 2004) ; à une ségrégation des clastes grossiers au niveau du front d'érosion des lobes et des levées latérales associée à une ségrégation granulaire gravitaire (Pouliquen *et al.*, 1997 ; 1999) ;
- une **stratification grossière** des dépôts hyperconcentrés en lamines, rides ;
- une **porosité cavitaire vésiculée** (mm) des matrices argileuses (Major *et al.*, 2005 ; Taupo, Smith *et al.*, 1991 ; Citlaltépetl, Carrasco-Nunez *et al.*, 1993 ; Perrier, Mt Dore, Bernard *et al.*, 2009 ; Nevado de Colima, Capra et Macias, 2002 ; Ruapehu Kiegler *et al.*, 2011), des structures de désaturation marquent un apport fluidal non négligeable tel que la porosité croissante (14 - 28%) et la saturation décroissante (92 - 45%) lors du *bulking* de la DAD du Mt St.Helens (Davies *et al.*, 2003 ; Glicken, 1986).

3/ Sédimentologie

Lithologie des différentes fractions granulaires, microtextures, granulométrie et paramètres statistiques différencient les dépôts.

a/ Granulométrie et apports

Les **diagrammes triangulaires** et le **pourcentage des fractions** (tableau 2) permettent de : distinguer les DAD des dépôts transformés, d'identifier des stades intermédiaires proximaux de transformations (DAD hybrides, Ruapehu, Kiegler *et al.*, 2011), de distinguer les dépôts hyperconcentrés grossiers et fins (Pallares *et al.*, 2011) ; différencier les dépôts transformés cohésifs des dépôts non cohésifs (< 3% d'argile).

Le **pourcentage de fines en fonction du rapport matrice/graviers** (Fig. 5) montre pour différents sites une signature granulométrique des transformations :

- une redistribution caractérise les dilutions progressives des DAD hybrides en coulées hyperconcentrées: diminution linéaire et concomitante du pourcentage de fines et du rapport matrice/graviers (Ruapehu, Kiegler *et al.*, 2011 ; Cantal, Arnaud *et al.*, 2002).
- des valeurs propres aux ruptures de barrage de DAD apparaissent et conditionnent leur durée de vie (Capra et Macias, 2002 ; Capra, 2006). La désaturation proximale par surge semble y être associée (*Oscealo mudflow* ; Mt Rainier).
- certains dépôts transformés (Illiama, L3 cohésif, Waythomas *et al.*, 2000) sont spécifiques.

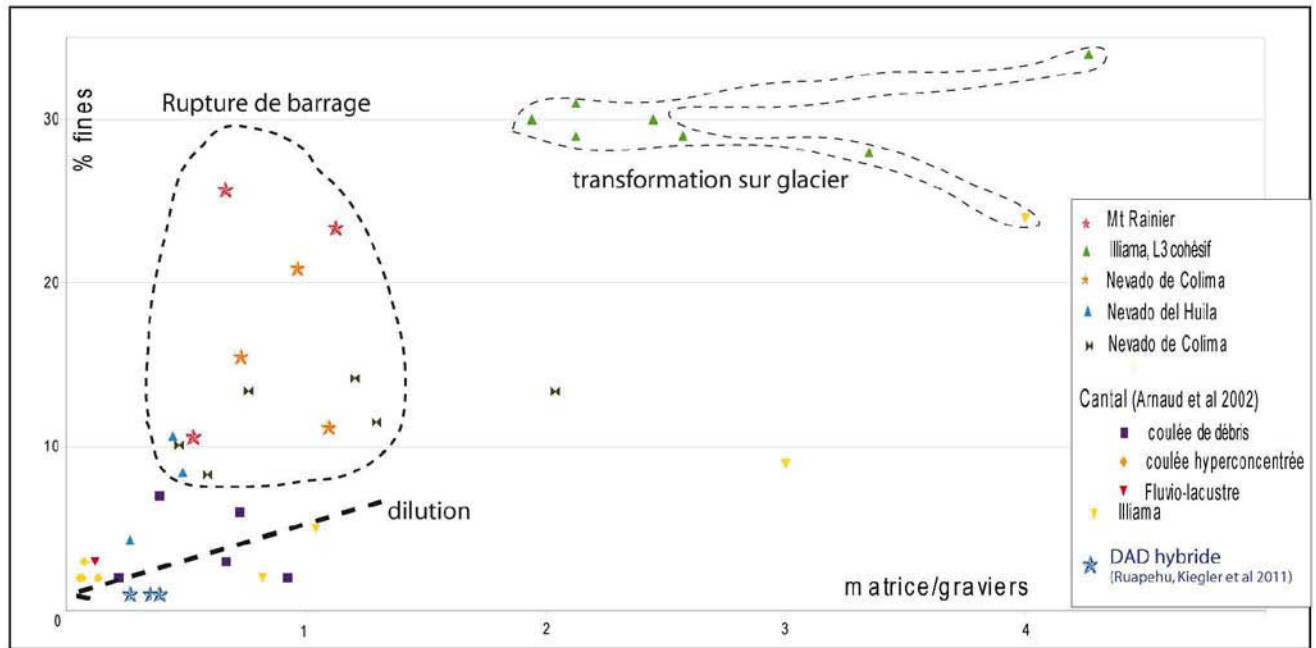


Figure 5 : Relations entre le pourcentage de fines (%) et le rapport matrice / graviers.

Les **histogrammes** et **courbes cumulatives** (Fig. 6) établissent des rapports cogénétiques de transformations. Pour les ruptures de barrage (Fig. 7a ; Nevado de Colima ; Capra et Macias, 2002), les rapports de transformations présentent : en zone proximale, un faciès hybride de DAD à polymodalité moindre ; une distribution bimodale des coulées de débris (-3 Φ ; +3 Φ) à opposer à la distribution polymodale des DAD (-5-4 Φ ; +3 Φ ; +7 Φ), également observée lors des transformations basales des coulées pyroclastiques (Mt St-Helens 1980 ; Major *et al.*, 1986) et des désaturations proximales (Mt Rainier, Crandell, 1971) ; au cours du transport (chenalisation et étalement à 120 km), la bimodalité des coulées de débris est accentuée par la redistribution des fines (Capra et Macias, 2002).

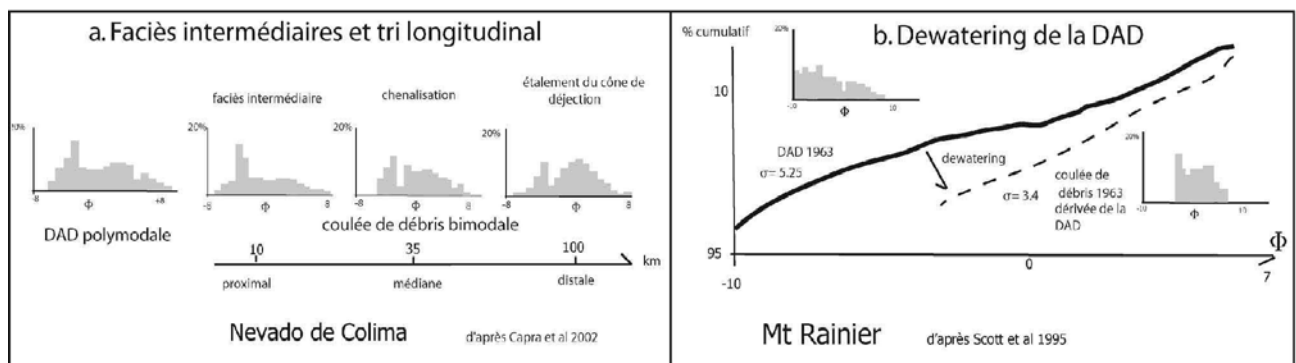


Figure 6 : Comparaisons granulométriques des distributions et transformations. **a** : faciès intermédiaire et tri longitudinal (Nevado de Colima, Capra et Macias, 2002) ; **b** : dewatering de la DAD du Mt Rainier (Scott *et al.*, 1995).

Les courbes cumulatives du Mt Rainier (Scott *et al.*, 1995) montrent une désaturation proximale de la

DAD associée à une remobilisation préférentielle des fines (sables, argiles) ainsi qu'un tri accentué (5.25 à 3.4).

b/ Lithologie et microtextures des clastes

La **minéralogie** obtenue des lames minces et la **géochimie des éléments majeurs et mineurs** (CaO, Al₂O₃, SiO₂, Zr, Cr, Ba) hérités caractérisent et localisent les sources volcaniques de ces écoulements (Mt St-Helens, Glicken, 1986 ; Ruapehu, Kiegler *et al.*, 2011). Le **comptage des fractions minéralogiques** à la loupe binoculaire montre :

- les effets du transport : le pourcentage de cristaux augmente avec la diminution de la taille des grains (Ruapehu, Kiegler *et al.*, 2011) ;
- le taux de bulking : le pourcentage de clastes exotiques, de graviers et d'argiles (Mt Rainier ; Vallance *et al.*, 1997 ; Ruapehu, Kiegler *et al.*, 2011). Ces valeurs sont corrélées aux cinétiques de transformations en fonction des distances parcourues.

Au **MEB**, une microfracturation (*jigsaw-cracks* du Ruapehu, Kiegler *et al.*, 2011) propre aux régimes collisionnels et frictionnels des DAD s'oppose aux surfaces abradées (transformations de coulées pyroclastiques, Semeru ; Dumaisnil *et al.*, 2010) des clastes roulés, prélevés dans les coulées de débris et les écoulements hyperconcentrés.

Les **argiles**, identifiées et quantifiées aux rayons X, sont surtout des smectites et des kaolinites (tableau 3). Degré d'argilisation (%) et cohésion des dépôts caractérisent l'altération hydrothermale et le type de dépôts transformés : un faible degré d'altération est à l'origine de dépôts non cohésifs (Mt St-Helens < 1% d'argile) ; un fort degré d'altération issu du cœur du cône est à l'origine de dépôts cohésifs (Mt Rainier, > 3% d'argile). L'effet de la taille des argiles sur la mobilité des écoulements peut être alors considéré (Kiegler *et al.*, 2011).

Tableau 3 : argiles et origines (en gris, argile présente) d'après Mt Rainier, Scott *et al.*, 1995 ; Citlaltépetl, Carrasco-Nunez *et al.*, 1993 ; Nevado de Colima, Capra *et al.*, 2002 ; Ruapehu, Kiegler *et al.*, 2011.

Volcans	% argiles	Types d'argiles						
		kaolinite	smectite	hallyosite	pyrophyllite	illite	Argile interstratifiée	Vermiculite
Mt Rainier	3 à 5							
Ruapehu	< 5							
Citlaltépetl (Mexico)	10 à 16							
Nevado de Colima	10							

c/ Paramètres statistiques

Indice de classement et grain médian, asymétrie et kurtosis différencient les dépôts entre eux. La comparaison des indices de classement en fonction du grain médian définit **différents champs de transformations** (d'après les données du Cantal, Arnaud *et al.*, 2002 ; Illiama, Waythomas *et al.*, 2000 ; Ruapehu, Kiegler *et al.*, 2011 ; Colima, Capra *et al.*, 2002 ; Capra, 2007 ; Mt Rainier, Scott *et al.*, 1995) :

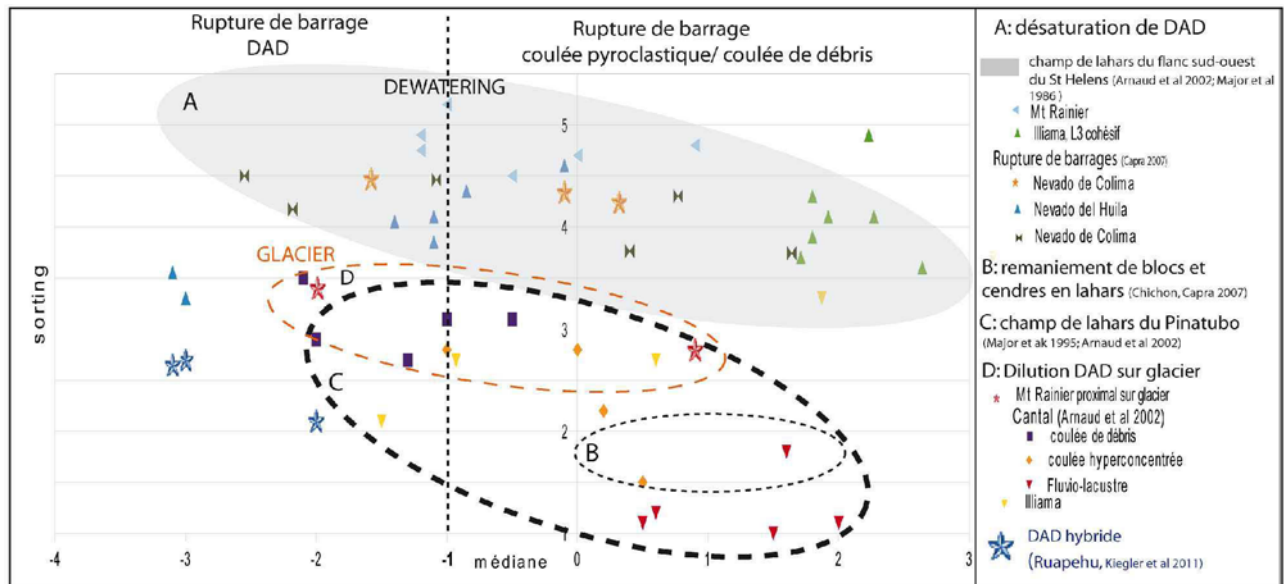


Figure 7 : Différents champs de transformations (d'après les données du Cantal, Arnaud *et al.*, 2002 ; Illiama, Waythomas *et al.*, 2000 ; Ruapehu, Kiegler *et al.*, 2011 ; Colima, Capra *et al.*, 2002 ; Mt Rainier, Scott *et al.*, 1995).

- les transformations par **rupture de barrages** de DAD (A : $Md < -1 \Phi$; $\sigma > 3.5$). Les transformations par désaturation ($Md > -1 \Phi$, Mt Rainier, Illiama) y sont pour partie incluses.
- la **dilution progressive** s'intègre dans le champ des lahars du Pinatubo (C : $\sigma < 3.5$). On distingue les DAD hybrides ($Md < -1 \Phi$, Ruapehu) des faciès transformés ($Md > -1 \Phi$).
- entre ces deux domaines apparaît la transformation proximale sur glacier (D : $2.5 < \sigma < 3.5$, Mt Rainier, coulées de débris du Cantal).

Au sein de chaque champ de transformation, le transport associé à une diminution du grain médian par redistribution des fines accentuent le tri : le classement de la DAD du Mt Rainier (5.25) diminue à 3.5 par désaturation et transformation en lahars (Figs. 7 et 8). **Classement et asymétrie** (*skewness*) marquent les transformations des DAD (Fig. 8) :

- le classement s'accroît ($\sigma < 3$, Ruapehu, Kiegler *et al.*, 2011 ; $\sigma > 2.5$ Illiama, Waythomas *et al.*, 2000),
- l'asymétrie s'accroît ($SkG > 0.4$; Ruapehu, Kiegler *et al.*, 2011), tout en restreignant son champ (Illiama, Waythomas *et al.*, 2000, $SkG = 0-0.3$). Il en est de même pour le kurtosis.

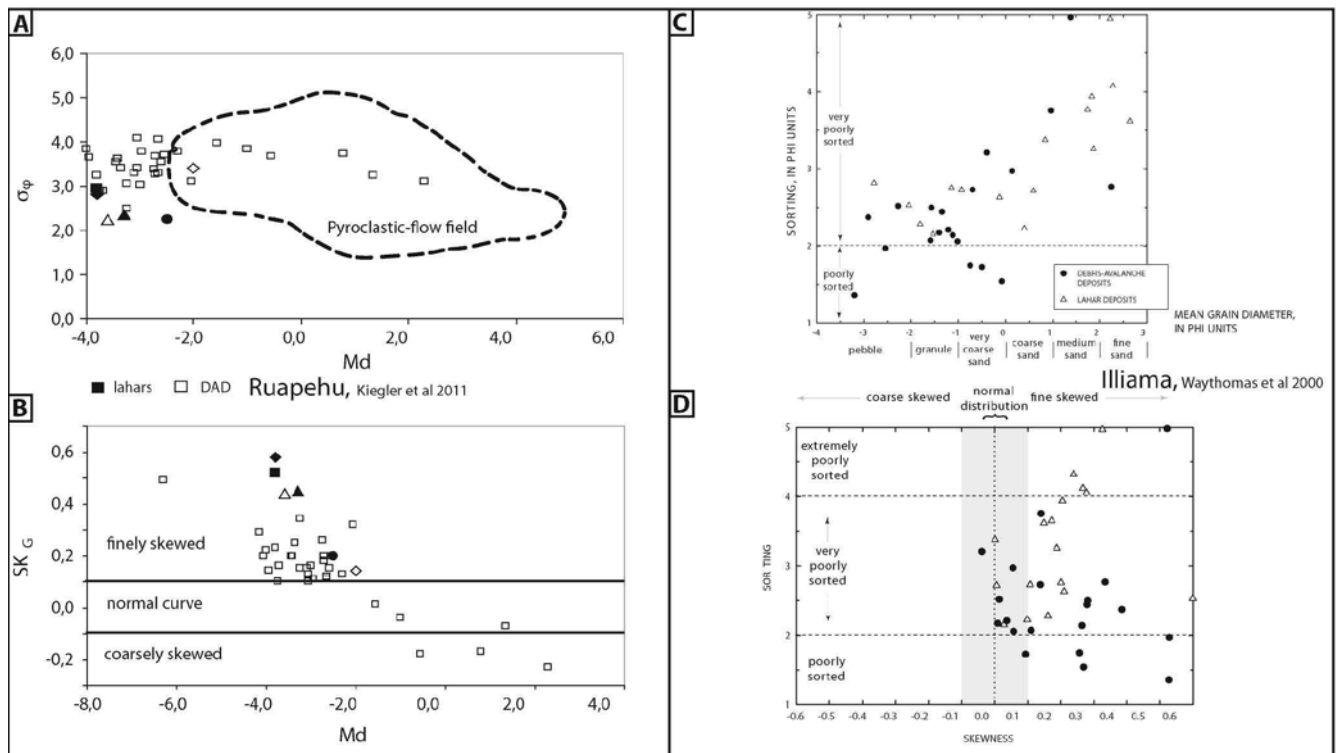


Figure 8 : Autres paramètres. Ruapehu (Kiegler et al., 2011) : **A**: classement vs médiane ; **B**: asymétrie vs médiane ; **Illiama** (Waythomas et al., 2000) : **C**: classement vs grain moyen ; **D**: classement vs asymétrie.

Conclusion : Ces faciès transformés s'organisent selon une **cyclicité volcano-sédimentaire** soumise non seulement à l'activité volcanique mais également à la géodynamique externe. La cyclicité du Taranaki (> 130 ka ; Zernack et al., 2009) comprend :

- une longue période de construction de l'édifice autour duquel sédimentent des écoulements hyperconcentrés, des lahars, des téphras ;
- une brève période de destruction à l'origine des DAD et des transformations.

La production magmatique conditionnerait la fréquence de déstabilisations des strato-volcans. Cependant les **systèmes volcaniques ouverts** (complexe volcanique de Colima, Nevado de Colima, Chaussard et al., 2013), dépourvus de déformations pré-éruptives (chambre magmatique profonde -5 km), présentent une récurrence indéniable de DAD (chaîne volcanique trans-mexicaine, Capra et al., 2002), à l'origine d'écoulements fluidifiés par ruptures de barrages de DAD (Capra et al., 2002). Ainsi un **contrôle volcano-tectonique régional des systèmes ouverts et des circulations de fluides associés** (Cantal, Mt Dore, Chaîne volcanique trans-mexicaine, Mt St-Helens, Mt Rainier) conditionneraient la **cyclicité des DAD et leurs transformations récurrentes**.

II/ Mécanismes différentiels de transformations

1. Catastrophe de Pardines (1733)

L'objectif de cette étude est de comparer les témoignages de la catastrophe de Pardines (1733) aux résultats sédimentologiques, afin d'établir les différents stades de transformations des DAD. En effet de par leurs caractéristiques, tel qu'une grande mobilité ($H/L = 0.13$, Vidal *et al.*, 1996 ; $H/L = 0.05$ Rupture de barrage de Nevado de Colima, Capra *et al.*, 2002), une forte récurrence (Colima, Mt St-Helens, Capra *et al.*, 2002 ; Dent du Marais, Murol, Vidal *et al.*, 1996), il apparaît nécessaire de corrélérer d'un point de vue spatio-temporel, les transformations granulaires aux risques associés. Géomorphologie, structure, sédimentologie sont des outils adaptés à une caractérisation préliminaire des faciès transformés.

a. Géomorphologie et structures

Le glissement est localisé à l'extrémité Ouest du plateau de Pardines (Fig. 1), en inversion de relief sur l'ancienne confluence couzes Pavin-Chambon (Pastre, 2005). La rive gauche présente une série de terrasses alluviales (Roca-Neyra, Pastre, 2005) reposant sur un substratum calcaire-marneux (Oligocène). L'ancienne paléovallée perchée à 500 m d'altitude (Fig. 1E) comprend des formations emboîtées dans le substratum : la DAD matricielle du Mont Dore (2.1 Ma) surmontée de la basanite de Pardines (> 3.5 Ma, $\beta 1$, cycle 1, milieu du Pleistocène, Pastre, 2004). Ce système érodé en déséquilibre géomorphologique est intrudé par une coulée du Puy de la Chèvre associée à des fracturations. Inversion de relief, terrasses alluviales, cône de rabattement du Puy de la Chèvre, ravinements (Rodadoux ; le Rif du Creux) au contact des formations concourent en sub-surface à une série de circulations de fluides d'origines différentes. La station de pompage du Puy de la Chèvre abaisse aujourd'hui le niveau de l'aquifère.

D'un point de vue **tectonique**, le MNT (Fig. 1A. flux wms. Relief ombragé. Auvergne. Modèle numérique de terrain.2009-2010.WGS84. Taille pixel 10 m, CRAIG Centre Régional Auvergnat de l'Information Géographique) situe Pardines, en bordure du rift de Limagne, dans un système en extension d'axe N10, bifurquant par cisaillement conjugué en N30 sur le horst d'Issoire. L'extension est marquée par une série de Puys : Puy de la Chèvre, Puy de Mercoeur, Le Suquet, Puy d'Isson, Puy Debert, Puy Neyrand. Une vue en rive droite (Fig. 1B) montre un contact très net et conservé sous le Puy de Mercoeur incisé à la base par le Rau d'Antaillat : ce linéament limite la zone ouest en extension perchée jusqu'au Puy d'Isson. En relais, une extension d'axe N30 plus développée apparaît parallèlement à l'ouest entre le Puy d'Ysson et le Puy Debert jusqu'à Combe (Fig. 1A).

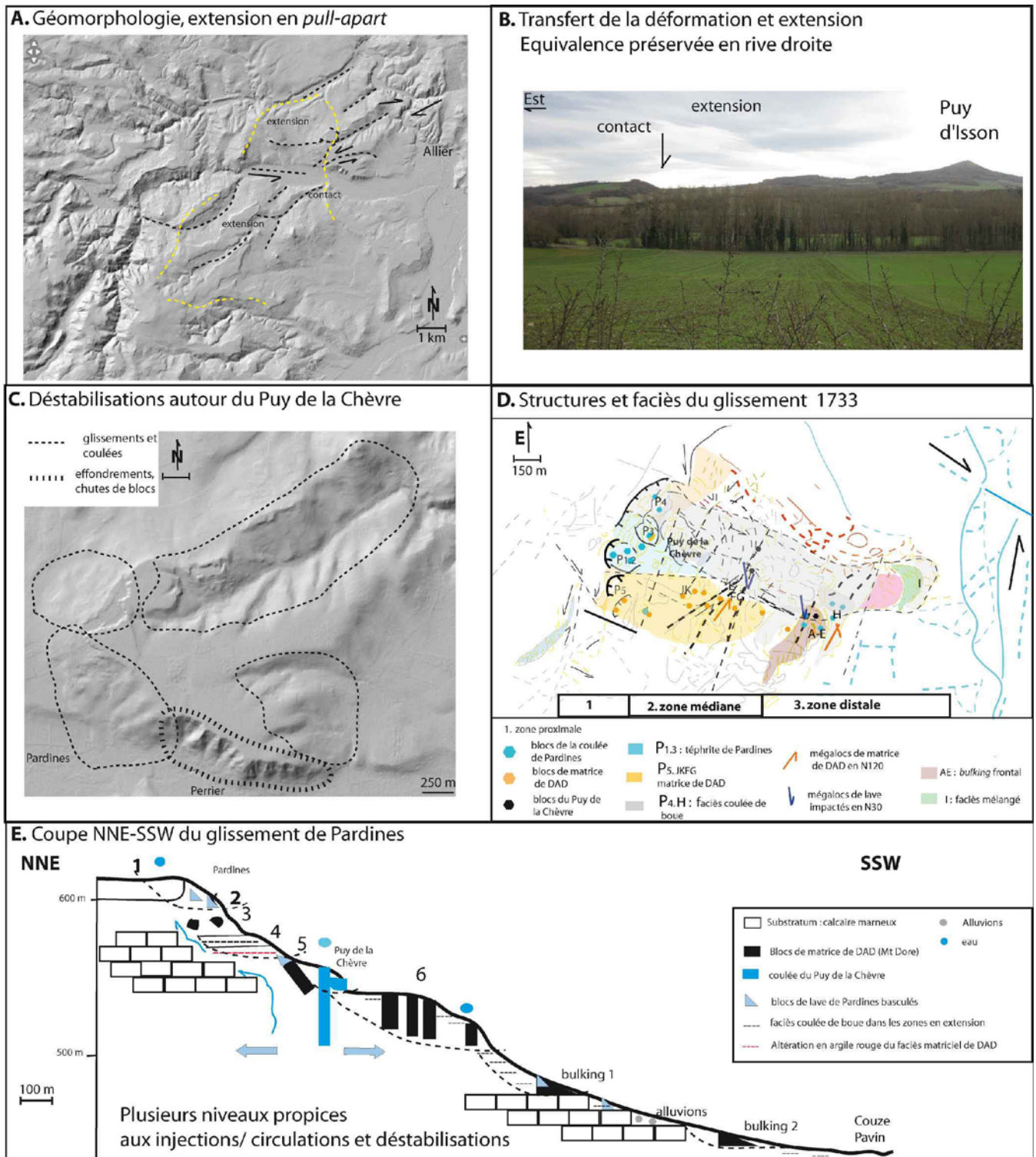


Figure 1 : Volcano-tectonisme et textures. A : MNT et contexte volcano-tectonique. **B :** des textures préservées en rive droite ; **C :** des déstabilisations récurrentes ; **D :** Cartographie texturale du glissement ; **E :** Coupe NNE-SSW du glissement de Pardines.

Les divagations des confluences jusqu'à la Croix du Bonhomme (Champeix) ont marqué les variations de contraintes dans ce système semi-basculé vers le rift. Dans ce contexte, les photographies aériennes

(IGN) montrent des variations caractéristiques de la couze Pavin : les méandres disparaissent à l'aplomb de Pardines et deviennent rectilignes face au glissement (Moulin du Pont Estrade. Fig. 1D) ; la zone avale en compression cisailante présente des méandres accentués au niveau du Puy de Mercoeur.

Deux types de déstabilisations récurrentes apparaissent en bordure du plateau de Perrier (Fig. 1C) :

-éboulements et chutes de blocs à Perrier (PPR 1977. PPRN 2014) dans la zone de charriage frontale de la DAD du Mt Dore ;

- glissements et coulées de boues associées : à l'ouest, le glissement sous Bouchard, catastrophe de Pardines (1733) ; à l'est, les transformations des lobes digités de l'avalanche de Perrier le long de ravines fortement incisées (est) ; au nord, les ruptures de fluages et les ravinements dans le Rau de Boissac.

MNT, photographies aériennes révèlent un zonage des structures propres au glissement de terrain de Pardines (Fig. 1D). En **amont**, trois cicatrices décalées de 30 m (P5.N160 à l'Ouest à 580 m ; P1.2.N130 à l'Est à 613 m ; P4 N10) marquent trois directions de fracturations convergeant vers un point de rupture médian (LFG, Fig. 1D), sous le Puy de la Chèvre, zone de glissement progressif au niveau de l'ancien village disparu. L'effondrement de trois dièdres, de nature lithologique différente (DAD matricielle, coulée de lave de Pardines, faciès coulée de boue), se réalise selon une ouverture rotationnelle différenciée ouest-est (en paire de ciseaux).

En **zone médiane**, des bourrelets longitudinaux N10, séparés par des ravines parallèles équivalentes à ceux de Perrier, bifurquent en N20 puis N30 au contact est du bloc charrié de Perrier (Le Rif du Creux). Cette direction, parallèle aux lobes digités de Perrier (Fig. 1C), correspond à un ancien cours d'eau passant derrière le charriage latéral de Perrier via le Rau de Boulade. Cette rotation marque l'effet du bloc d'Issoire et le charriage de la DAD. Seuls les blocs de direction N10 appartiennent à la déstabilisation. Trois faciès sont observés le long des linéaments cisailants et convergeants associés à une diminution de la taille des mégablocs en ouest-est : à l'ouest des mégablocs verticaux dans le faciès de DAD matriciel ; sous le Puy de la Chèvre, des blocs basculés en N80 parallèles aux linéaments déterminés à partir des photographies aériennes (Fig. 1) ; à l'est une surface adoucie et lissée par une coulée de boue.

La **zone distale** comprend une ride transversale marquée par un charriage en N120 le long duquel les faciès précédents se charrient et se mélangent en bulkant contre le substratum calcaire-marneux. Le cisaillement senestre vers l'est conduit à deux lobes transformés (I) d'axe N170 s'écoulant vers la Couze (Bois des Rocs).

b. Lithologie et stades de transformations

Selon les témoignages de l'époque, différents stades de transformations apparaissent en fonction des zones considérées (Fig. 2) : une déstabilisation progressive pendant 20 ans en zone médiane du faciès matriciel de DAD, considéré comme précurseur d'une déstabilisation de plus grande ampleur ; un

effondrement soudain de la coulée basaltique sus-jacente (zone proximale) en rapport avec une déstabilisation rétrogressive ; des écoulements surfaciques de quatre jours liés à la dépressurisation des terrains.

Le Grand d'Aussy (1788), Vidal *et al.*, 1996

« Au pied des masses basaltiques, en descendant vers le vallon de Meillaux, était une fontaine qui servait en même temps d'abreuvoir et qui en portait le nom. En 1713, elle tarit tout-à-coup. On n'a pu deviner la cause de cet événement, mais c'est à lui qu'on attribue la catastrophe de Pardines, et en effet, il se pourrait que les eaux arrêtées dans leur cours par une cause quelconque, se fussent portées à l'Ouest vers le village et qu'en minant les terres sur leur passage, elles aient enlevé à la masse supérieure les fondements, et préparé la chute.

...Peu de temps après l'époque où la fontaine cessa de couler, on s'aperçut que le terrain des environs perdait de son à-plomb, et que les maisons se lézardaient. D'année en année, le mal s'accrut. Enfin, le 22 juin 1733, un orage affreux ayant achevé de détremper les terres, le lendemain soir, à neuf heures, l'éboulement commença. A cet instant de la journée, la plus grande partie des habitants eût dû être écrasée sous ses toits, mais par le plus grand des hasards personne ne se trouva chez soi : c'était la veille de la Saint-Jean, on faisait en ce moment, à l'autre extrémité du village, le feu-de-joie.

...Un fait qui m'a été garanti également, mais auquel j'ajouterais plus de foi, c'est qu'après l'éboulement, la terre qui restait à découvert, parut délayée par l'eau et détrempée comme du mortier. En quelques endroits, cette eau était même assez abondante pour former des sortes de mares ; dans d'autres, où la pente se prêtait à sa chute, elle coulait en sources. Je ne doute point que la pluie qui avait eu lieu la veille de l'événement n'ait accru le réservoir, mais certainement elle n'avait point suffi pour le former, et sans doute, il ne fut dû qu'à cette source supprimée, qui s'étant jetée de ce côté-là, finit par en changer totalement la face.

...L'éboulement total dura 4 jours entiers, il ne cessa que quand les terres supérieures eurent acquis l'assiette qui leur était nécessaire pour se soutenir par elles-mêmes...»

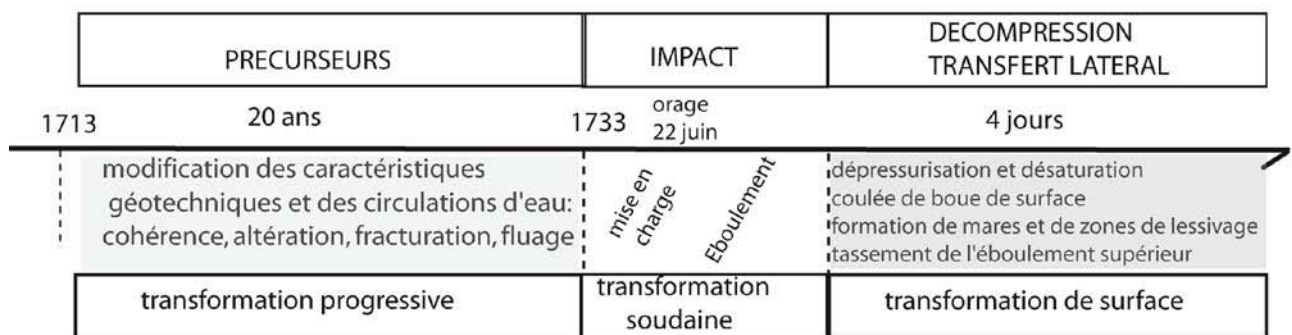


Figure 2 : Les témoins d'une transformation en plusieurs étapes.

A ce zonage géométrique depuis l'amont, la cartographie révèle une **variation latérale des faciès** au sein du glissement (Fig. 3). Sous les **cicatrices**, les dépôts s'amoncellent dans des dépressions successives (P₅ ; P_{1.2} ; P_{3.4}) le tout s'inscrivant dans le cône de rabattement du Puy de la Chèvre (Fig. 1). A l'ouest, la falaise de la DAD matricielle de Perrier en N160 (Fig. 3, P₅) est fracturée, remaniée et argilisée sous l'effet des circulations d'eau. Au centre, sous la niche d'arrachement, l'éboulement en blocs polyédriques de la coulée de Pardines (P_{1.3}) présente plusieurs niveaux de décollement (Fig. 3) : fracturation

hydraulique et injections clastiques verticales de coulées de boues (P_0) ; injections horizontales clastiques basales de coulées de boue, de trachytes ponceuses basales lenticulaires (P_3) remaniant des clastes polyédriques de la lave du Puy de la Chèvre. A l'est, sous la cicatrice, des bancs effondrés de type coulée de boue (P_4) convergent vers le centre du glissement et alternent avec des blocs de téphrite. Latéralement, vers Rodadoux, la DAD matricielle (P_6) apparaît sur une pente rééquilibrée par un remaniement supérieur. Le contact supérieur présente une altération en argile rouge sous l'effet de fracturations cisailantes «œillées» et circulations «hydrothermales» de sub-surface. Un plan de glissement peut être considéré.

La zone **médiane** fortement cisailée (Fig. 1) présente, sous la seconde cicatrice, les trois faciès initiaux basculés en N30 (Fig. 3.J) : le bloc de DAD présente un contact net sans transformation avec les blocs de basanites emballés dans le faciès coulée de boue, qui sont étirés et basculés selon un cisaillement dextre (structure en queue de comète) parallèle au cisaillement dextre conjugué à l'ouest de la cicatrice de la DAD (P_5 , Fig. 1). Un zonage des faciès apparaît au niveau d'une structure en gradins basculée le long de trois failles normales cisailantes de directions N100-120 (Fig. 1.LFGN) générant un gradient de basculement décroissant vers le point de convergence :

- des mégablocs plurimétriques et rectangulaires (Fig. 3.F) de DAD verticaux et subsidents avec matrice cendreuse pulvérulente. Des **cavités sous-jacentes**, propices à l'effondrement, sont à considérer.
- vers le point de convergence, un faciès cataclaté et mélangé au faciès coulée de boue localisé entre les mégablocs.

On passe latéralement à l'est à un faciès coulée de boue remaniant la basanite de Pardines au contact de la coulée du Puy de la Chèvre (H).

En zone **distale**, une ride transverse (Fig. 4) est composée de lobes successifs convergeant et charriés sur un faciès basal charrié contre le substratum calcaire-marneux en : N120, à l'ouest du sommet de la ride, les blocs de basanites rectangulaires de la coulée de Pardines et en arrière les blocs de DAD verticaux et cisailés ; N30, à l'est et en arrière du front, des mégablocs subarrondis du Puy de la Chèvre constitués de blocs de laves emballés dans le faciès coulée de boue s'impactent et basculent.

En coupe frontale (N72), ce contact présente un gradient vertical et latéral de faciès :

- à l'est, des blocs fracturés se juxtaposent : *jigsaw-structure* basale de la lave du Puy de la Chèvre (1) et blocs de DAD matriciel (2) ;
- à l'ouest, au contact supérieur cisailant : *crushing* et mélange des faciès, transformation de la matrice de DAD pulvérisée (4) et mélange avec le faciès coulée de boue (3), quelques clastes calcaires sont observés.

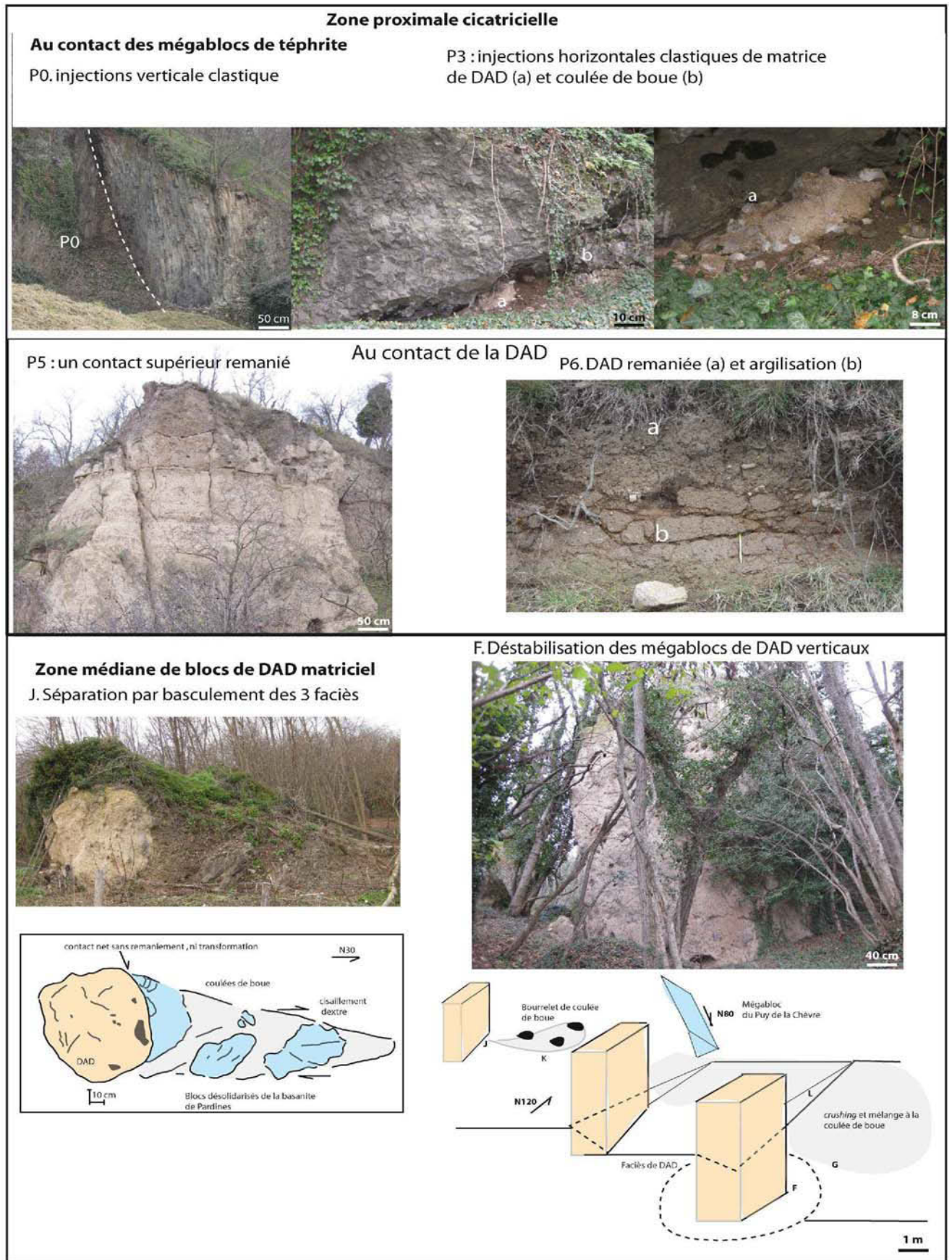


Figure 3 : Niveaux de décollements et faciès transformés. A : zone proximale cicatricielle ; B : au contact de la DAD intacte ; C : blocs basculés de la DAD matricielle.

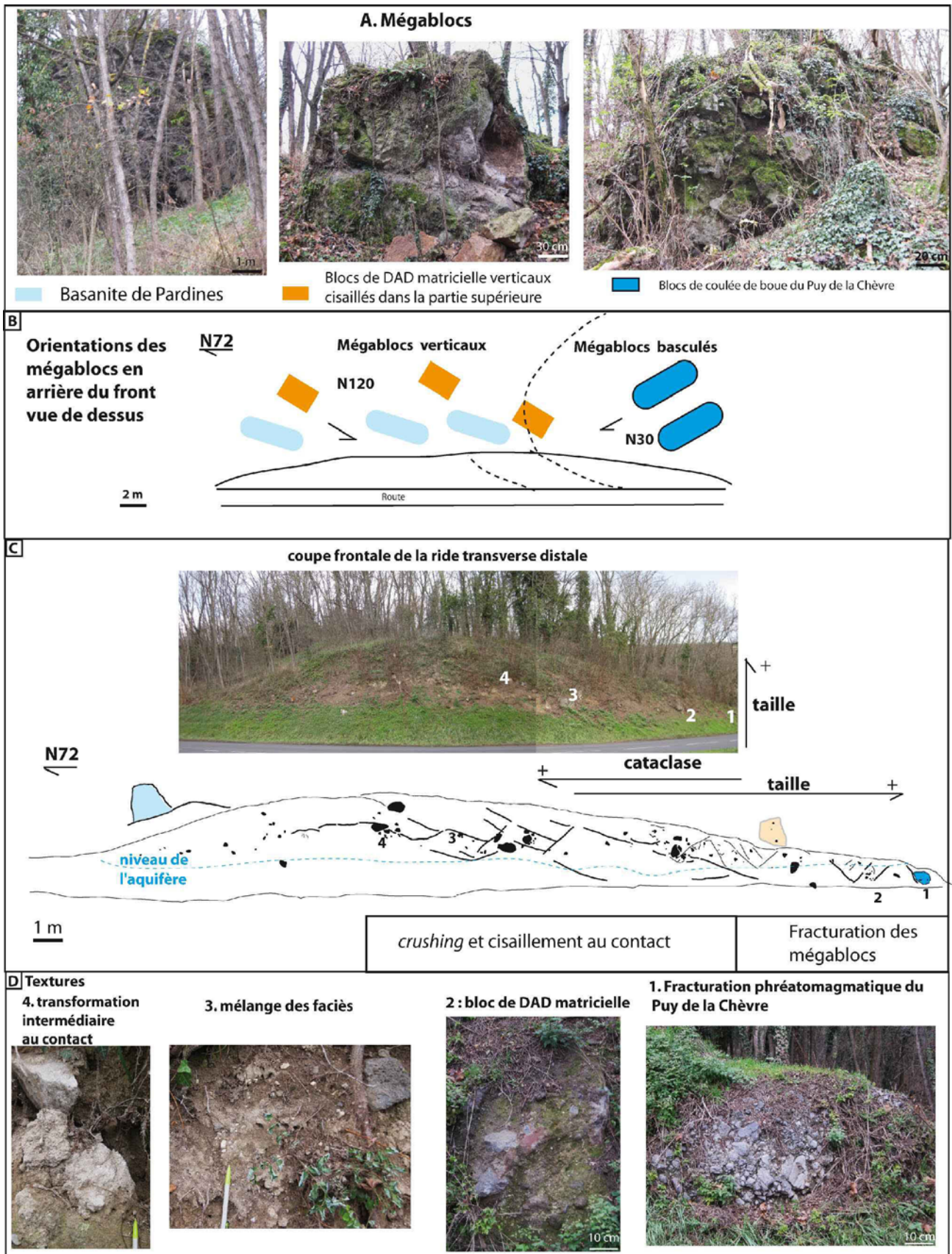


Figure 4 : Caractéristiques du front de la ride transverse distale. A : fracturation des mégablocs ; B : orientations des mégablocs en arrière du front de la ride ; C : coupe frontale de la ride transverse distale ; D : textures : crushing et mélange.

Le long de ce contact, un granoclassement normal vertical des blocs est associé à une diminution est-ouest de la taille des blocs.

En 3D, le bulking basal de cette ride transversale se caractérise par un charriage supérieur cisaillant de lobes convergeant associé à une extension et dilution amont. La cinématique de cette ride conditionne la zone avale au niveau de la structure tel que la virgation et la propagation extensive de la déformation à l'est en lobes (IH) ; mais aussi au niveau des faciès tel que la dilution extensive (effets de la goutte d'eau). Les **lobes distaux** (HI, Fig. 1) présentent au front un faciès mélangé grossier équivalent avec quelques galets alluvionnaires surmonté d'un bloc de DAD matriciel (L = 3m ; N120).

Synthèse : cinématique d'une déstabilisation séquencée convergente.

La distribution et la géométrie des faciès accumulés au niveau du bourrelet confirment la propagation latérale ouest-est de la déstabilisation avec virgation de la déformation : premier stade de déstabilisation à l'ouest en N120 des matrices de DAD (vague 1) puis éboulement de la coulée de Pardines (vague 2) avec désaturation : des plans de fracturations injectés et rotation de la virgation en N30 ; de la bordure est au niveau du Puy de la Chèvre à l'origine du faciès coulée de boue venant impacter le front arrière du bourrelet en N30.

En **zone médiane** amont, les blocs de DAD basculent et se désolidarisent de la coulée supérieure à la faveur du cisaillement dextre (N30). Plus en aval, un glissement en éventail le long de failles normales cisaillantes, découpe la DAD en blocs parallélépipédiques verticaux tandis que converge le faciès coulée de boue du Puy de la Chèvre (N120-N30). Blocs de DAD - coulée de boue alternent au niveau de structures en gradins au rejet décroissant vers l'est.

La distribution de ces faciès et leur cinématique sont héritées et dépendent de leur organisation structurale depuis la zone proximale.

En **zone distale**, *bulking* et cisaillement des faciès convergeant en une série de lobes charriés contribuent à leur mélange basal par cataclase et à leurs transformations extensives distales en deux lobes.





MNT et textures de surfaces associées confirment cette gradation latérale de fluidisation vers l'est (Fig. 2).

c. Textures et granulométries des faciès transformés

L'échantillonnage (17) s'est focalisé sur les variations texturales des matrices non cohérentes en fonction des différentes zones :

- **en zone proximale** (P₁₋₅), d'ouest en est : matrice de DAD de Perrier (P₅) altérée en arène sablo-argileuse ; injection clastique trachy-ponceuse (P₃) ; faciès supérieur dépressurisé au contact des mégablocs de lave (P₁₋₂) ; bancs de coulées de boue avalanches très riches en argile (P₄) ;

Tableau 1 : textures non cohésives dans les zones en extension entre les mégablocs ou à la base.

Zone proximale		Zone médiane cisailée	Zone distale
P ₅ . DAD des Mt Dore remaniée	P ₄ . DAD Pardines 1733 Éboulement supérieur	6. Remaniement DAD Mt Dore	<i>Bulking 1</i> Coulée de débris
 10 cm	 6 cm		
Blocs angulaires de la DAD des Mt Dore emballés dans une matrice sablo-argileuse de type arène.	Effondrement en bordure est de la cicatrice, au-dessus du Puy de la Chèvre, entre les blocs de téphrites basculés angulaires à surface arrachée très irrégulière.	Faciès semi-consolidé dans les zones en extension entre les mégablocs fracturés de DAD matriciel translats parallélépipédiques en position verticale initiale conservée.	Mélange du faciès matriciel de DAD des Mt Dore avec du calcaire entre des blocs conservés de DAD et de téphrite surmontés de blocs de téphrites subangulaires et DAD.

- **en zone médiane**, cataclase des mégablocs de la DAD de Perrier riche en particules très fines cendroponeuses et de sa coulée de boue supérieure inter-hummocks (JK. FG) ;
- **en zone distale** : mélange des faciès (AE) le long du plan de charriage de la ride transverse bulkée et caractéristiques des lobes distaux (HI).

Pour chaque zone, une distribution granulométrique type apparaît sur les **histogrammes** (Fig. 5C) : la zone proximale, riche en graviers (jusqu'à 83.7%), est nettement trimodale à l'ouest et polymodale à l'est (P3-4). La zone médiane cisailante, où convergent les trois faciès proximaux, présente une polymodalité de DAD hybride remaniée (Perrier). La zone distale bimodale (BE) marque la transformation en coulée de débris non cohésive.

Le **SFT** (Fig. 5.D) distingue différentes subpopulations présentes dans tous les faciès et zones considérées mais aux origines et caractéristiques différentes :

- subpopulation 1 grossière -2.5Φ proximale et distale produite par rupture de barrage ($\gamma = 5$) ;
- subpopulation 2 de mélange en 0Φ principalement en zone distale et médiane ;
- subpopulation 3 d'origine magmatique aux tailles comprises entre $1-2 \Phi$;
- subpopulation 4 fine d'origine hydrovolcanique $> 5 \Phi$.

Les **courbes cumulatives** montrent (Fig. 5A) une redistribution granulométrique progressive, continue et différentielle avec une sédimentation graveleuse à l'amont et un enrichissement en fines à l'aval. La zone proximale au niveau de l'éboulement médian est appauvrie en matrice (15 - 20% de sable et argile)

tandis que les bordures latérales cisailées sont enrichies jusqu'à 65.4% de matrice. Ces valeurs sont en rapport avec les lithologies initiales et les cinématiques associées : éboulement médian de la coulée de lave et fracturation cisailante des bordures latérales constituées par la DAD matricielle et la coulée de boue riche en fines. Longitudinalement, la zone médiane de DAD hybride s'enrichit en matrice tout en préservant l'écart initial (77.5 à 29.3%) : il y a séparation croissante des phases. Le front grossier de la ride transverse est appauvri en matrice (47-66%) avec une diminution de l'écart initial par mélange des faciès (DAD + coulée de boue + calcaire). La zone des lobes distaux présente une diminution brutale à 32% de la matrice : le mélange entre les deux phases est total, un lessivage des fines vers la Couze doit être considéré.

Les **dimensions fractales** s'accroissent jusqu'au bulking (Fig.5A, annexe II). Deux populations se différencient en accord avec les polyolithologies initiales. Les particules grossières (6.4 cm - 4 mm) de fortes valeurs (2.635) mais d'évolution moindre +0.29 par rapport aux particules fines (2 cm-16 µm) de plus faible valeur (1.308) mais à forte évolution (+0.37). Par dilution distale, les valeurs décroissent de -0.24 à -0.17.

Le pourcentage de fines en fonction du rapport **matrice/graviers** (Fig. 5B) montre une courbe de tendance exponentielle : **(39)** $f(x) = 1.32 \times 1.83^x$ ($R^2 = 0.25$) en rapport avec une **transformation progressive par dilution** (Cantal, Arnaud *et al.*, 2002 ; Ruapehu, Kiegler *et al.*, 2011) confirmant les observations de l'époque (eau et coulées associées).

Des mécanismes de **transformations différentielles** par séparation des phases et mélange apparaissent :

- les zones proximales et médianes plus riches en fines se trouvent au-dessus de la courbe de tendance exponentielle ; on distingue un groupe riche en matrice (matrice/graviers > 1) et un autre appauvri (matrice/graviers < 1) ;
- la zone distale, par le mélange des deux phases, est moins riche en fines et se localise sous la courbe de tendance exponentielle. Le mélange des faciès précédents est marqué par une forte variation des rapports matrice/graviers compris entre 0.3 à 3.5.

Une transformation différentielle progressive mais très rapide apparaît :

- en zone médiane, les phases se séparent jusqu'à liquéfaction des faciès latéraux convergent : la DAD fracturée est remaniée dans sa partie supérieure par une phase fluide boueuse ;
- en zone distale, au niveau de la ride, les phases se mélangent partiellement avec *bulking* basal contre le substratum calcaire. Au niveau des lobes, des coulées de débris non cohésives charrient et remanient la partie supérieure et latérale est.

Trois domaines sont ainsi distingués :

- en zone proximale, un effondrement supérieur médian de type DAD à opposer à un faciès liquéfié latéral, de type coulée de débris non cohésives ;
- en zone médiane cisailée, la séparation des phases s'accroît dans les faciès convergents : les zones en extension s'enrichissent différenciellement en fines, tandis que la DAD hybride faillée et remaniée (Mt Dore) présente un spectre granulométrique étalé ;

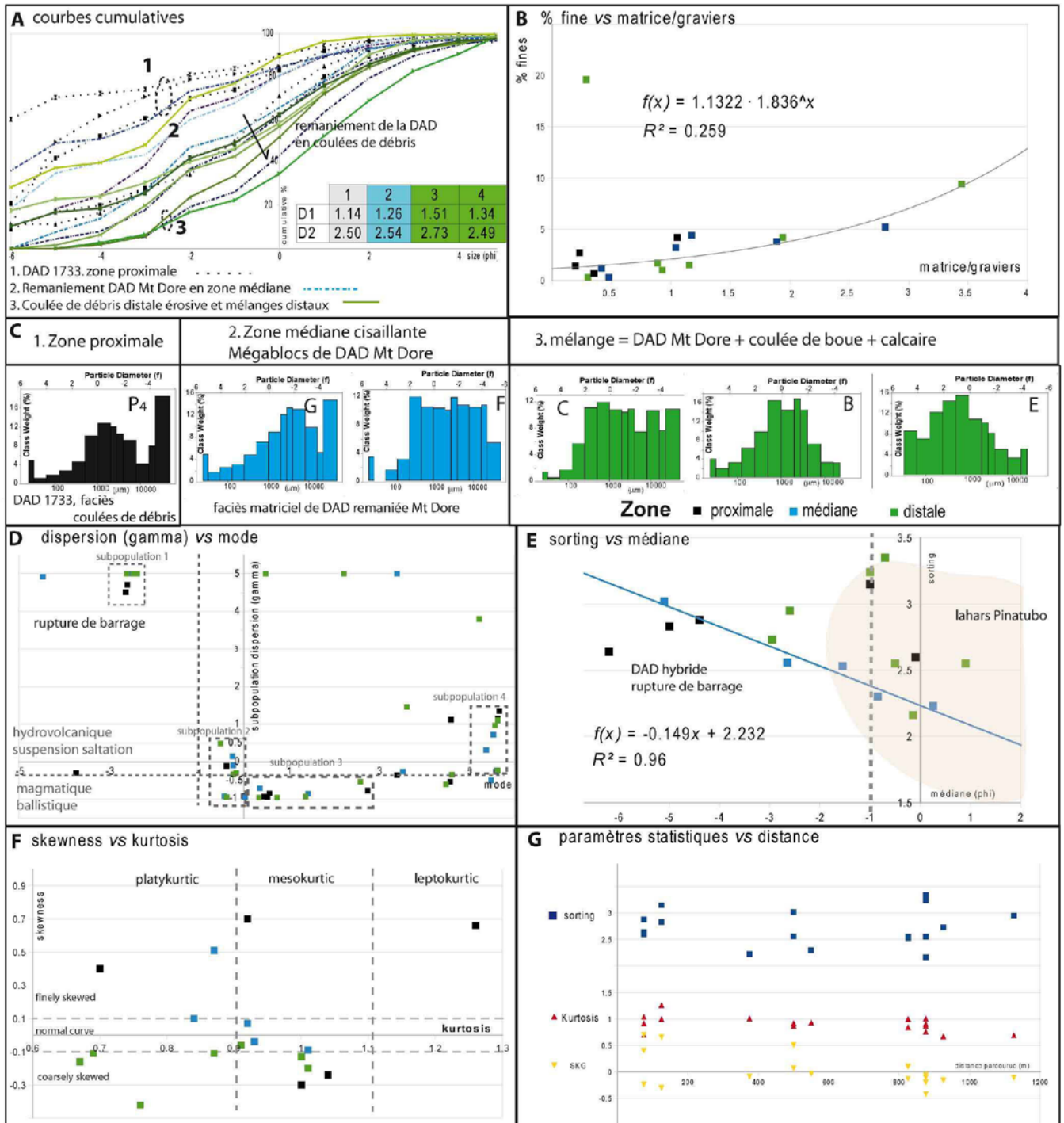


Figure 5 : Granulométrie et paramètres statistiques. A : courbes cumulatives et dimensions fractales D ; B : % des fines vs matrice/graviers ; C : histogrammes ; D : dispersion vs mode ; E : sorting vs médiane ; F : skewness vs kurtosis ; G : paramètres statistiques vs distance.

- en **zone distale**, il y a *bulking* et mélange (DAD Mt Dore + calcaire + coulée de débris) jusqu'à liquéfaction avale (effet de la goutte d'eau).

Dans un tel continuum granulométrique, les **statistiques** permettent de quantifier les mécanismes de dilution. La médiane (Md) est inférieure à -1Φ pour 60 % des échantillons, marquant une **rupture de barrage**, confirmée par les observations de l'époque (éboulement supérieur, désaturation d'une poche d'eau). Les échantillons supérieurs lessivés ont une médiane supérieure à -2Φ , valeurs localisées dans le champ des **lahars du Pinatubo**.

Les valeurs de l'**indice de classement** ($2.5 \leq \sigma \leq 3$) impliquent une dilution en dehors du champ de désaturation d'une DAD (Mt St-Helens, $\sigma < 3.5$) ; une DAD hybride aux valeurs proches de celles du Ruapehu (Kiegler *et al.*, 2011) et des coulées de débris du Cantal (Arnaud *et al.*, 2002).

Le **classement en fonction de la médiane** confirme les différents modes de dilution:

- la rupture de barrage (60 % des échantillons) est associée à une **dilution progressive** de type lahars du Pinatubo ;

- la **dilution médiane** de la DAD hybride (Mont Dore, 1/3 des échantillons) fortement cisailée s'aligne selon une droite de régression linéaire : **(40)** $f(x) = -0.149x + 2.232$ ($R^2 = 0.96$)

les échantillons avec $Md = -1-0\Phi$ et $\sigma = 2.3-2.6$ sont au contact des **failles** et au pied des mégablocs.

Ce domaine de dilution, ainsi défini, intègre celui sur glacier ($\sigma \approx 3$ zone proximale du Mt Rainier) : rupture de barrage et dépressurisation brutale sont des mécanismes communs aux ruptures de poches d'eau sous glaciaire, aux ruptures des systèmes hydrothermaux du Puy de la Chèvre.

Les valeurs de l'asymétrie (*Skewness*, $SkG = -0.2$ à $+0.1$) et du **degré d'aplatissement** (kurtosis, $KG = 0.8-1$) sont faibles, par rapport aux valeurs du Ruapehu ($SkG > 0.1$), d'Illiamia ($SkG > 0$).

Les courbes platykurtiques à mésokurtiques présentent une assymétrie vers les fractions grossières à normales confirmant un profil de DAD mixte. Des valeurs propres aux faciès apparaissent : la DAD hybride des Mt Dore ($KG = 0.84-1$; $SkG = -0.09-0.51$), les lobes distaux ($KG = 0.68$; $SkG = -0.1$). Une variation propre aux structures est observée :

- en zone proximale, de fortes variations de KG (-0.3 à 0.7) sont en rapport avec une série de déstabilisations différentielles à lithologies différentes, à opposer à la constance de SkG ($1-0.7$) ;

- au niveau de la ride transverse, les valeurs diminuent vers le contact charrié (KG de 0.9 à 0.76 ; SkG de -0.4 à -0.06) tandis que la partie supérieure présente des valeurs élevées ($KG = 1$; $SkG = -0.1-0.2$).

En fonction de la **distance parcourue** (Fig. 5G), on observe une variations du classement entre 2.1 et 3.1, équivalent aux quinze premiers kilomètres de la DAD du Mt St-Helens (andésite basale, ancienne dacite Fig. 27, Glicken, 1986), confirmant un déclenchement phréatomagmatique soudain de la

fracturation au sein de la coulée de lave supérieure. La variation d'amplitude du classement augmente pendant le transport (0.55 à 0.79), en rapport avec le mélange des faciès et l'étalement gravitaire. Les valeurs de classement à 2.2-2.3 de la DAD hybride du Mt Dore remaniée en zone médiane sont à opposer à l'autocataclase des mégablocs autour de 3 en zone proximale et distale.

L'asymétrie et le degré d'aplatissement diminuent de 0.2 à 0.3 en rapport avec le tri latéral au cours du transport, transformant la DAD hybride en une coulée de débris non cohésive. Le *bulking* de la ride transverse se caractérise par une forte diminution de l'amplitude du *SkG* depuis la zone proximale (1 à 0.48) avec un regroupement des valeurs autour de -0.1 à -0.2.

d. Synthèse et implications

L'étude d'une déstabilisation récente associée aux témoignages présentent un apport évident pour caractériser les transformations comparées à celles des DAD très anciennes discontinues et volumineuses (Mt Dore, -1 Ma). Les transformations récentes (1733) sur une petite surface translitée impliquent une préservation granulométrique de toutes les phases sur un continuum, non chenalisé (pas de dépôts emboîtés), transformé sur une très faible distance. Cet état est à opposer aux dépôts emboîtés discontinus transformés (Misti, Cantal, Mt Dore, il y a 1 Ma à plus de 10 km de la source). La translation étant simple, les résultats des transformations sont linéaires mais très rapides, à opposer aux transformations saltatoires en fonction des lobes de DAD charriés et étirés (Misti), des queues de dilution et des fronts grossiers (Mt Rainier, Colima).

Différents stades de transformations différentielles s'incrémentent au cours des stades successifs de déstabilisations et de transport confirmant les observations de l'époque :

- **stades précurseurs progressifs** au sein d'un glissement lent (20 ans) apparaissant dans un premier temps en zone médiane granulaire et se propageant dans les faciès supérieurs plus cohérents (lave). En zone médiane, apparaissent des fracturations lentes rétrogressives, des modifications des circulations des fluides jusqu'au blocage des flux descendants, des altérations, des ruptures dans la DAD matricielle médiane à la hauteur du Puy de la Chèvre. En zone proximale, un faciès clastique boueux s'injecte verticalement et fracture la coulée de lave supérieure jusqu'au basculement. Les blocs de lave, ainsi décollés partiellement, sont injectés à la base par des reliquats de type trachyte ponceux, déjaugeant tous les plans de fracturation précédemment établis de manière rétrogressive. Dans ces conditions, le blocage des fluides est accentué vers l'aval :
- **rupture soudaine** de la barre sus-jacente éventuellement d'origine phréato-magmatique (injections clastiques) à l'origine de l'éboulement médian ;
- **glissement rotationnel** le long de failles normales cisailantes et convergeant vers le Puy de la Chèvre (point de rupture) ;

- **transformation progressive** par dilution selon une droite de régression linéaire pour la zone médiane ;
- **dépressurisation finale** et rupture de poches d'eau (60%) en rapport avec une modification des circulations d'eau du bassin versant aval (Fig. 1) se jetant dans l'Allier.

Deux types de DAD et transformations associées sont à considérer :

- **le remaniement de l'ancienne DAD** du Mt Dore en zone médiane à l'origine d'un faciès hybride, marqueur d'une transformation post-emplacement ;

- **la DAD de 1733 et sa désaturation** en coulée de boue à caractère discontinue et phréatomagmatique.

Les déstabilisations secondaires des anciennes DAD en contact (Pardines, Dent du Marais, Murol) sont dans un premier temps à évolution rétrogressive lente (fracturation, fluage) mais à déclenchement soudain et à fort H/L (0.13, Vidal *et al.*, 1996), associées à des transformations extrêmement rapides (quelques 100 m). Les rapports avec le partitionnement de reliquats et des surpressions hydrothermales au niveau des Puys seraient à caractériser à l'aide d'analyses géochimiques et datations pour confirmer le **phréatomagmatisme néogène des Puys** en extension en bordure de fosses subsidentes (Pardines, Dent du Marais, Murol).

2. Coulées de débris de Meager (06/08/2010) et transformations soudaines

Introduction. L'observation directe en milieu volcanique de DAD saturées argileuses et de coulées de débris sont fréquentes au nord de la chaîne des Cascades (Mc Kinnon, 2008 ; Jordan, 1994 ; Friele *et al.*, 2008 ; Simpson *et al.*, 2006 ; Vallance *et al.*, 1997 ; Scott *et al.*, 2001 ; Guthrie *et al.*, 2012). Des transformations complexes très localisées y sont associées : des dépôts fluidisés atteignent des distances exceptionnelles à l'origine de l'évacuation nocturne (Meager, 06/08/2010) de 1500 résidents de Pemberton situé à 65 km. La sédimentologie des dépôts est un outil de caractérisation *a posteriori* des rhéologies de **transformations soudaines et complexes**. Structures reliques, caractérisation des faciès associés, distributions granulométriques, observations des microtextures et paramètres de forme ont contribué à mettre en évidence des états transitoires localisés précédents les transformations de large amplitude.

1. Structures et faciès

a. Structures géomorphologiques reliques

Le complexe volcanique de Meager, à la limite nord de la chaîne des Cascades (Mt Rainier, Mt St-Helens), est le siège de déstabilisations récurrentes majeures (10 à 25 depuis 1850, 6/08/2010 : traces sismiques équivalentes à une magnitude de 2.6 ; volume = $48,5.10^6 \text{ m}^3$; $v = 64 \text{ m.s}^{-1}$; $H/L = 0.172$; Guthrie *et al.*, 2012). Photographies aériennes, enregistrements sismiques et observations immédiates de terrain (Guthrie *et al.*, 2012) ont contribué à établir une cinématique de transfert de la coulée de débris du 06/08/2010 produite par désintégration proximale et liquéfaction de trois effondrements concomitants transportés sur le glacier du Capricorne : un éboulement de rhyodacite (G_1) déstabilise des matériaux saturés et hydrothermalisés du Mt Meager (G_2) qui impactent un flanc altéré (G_3).

Les observations (2-9/10/2011) ont été focalisées sur les dépôts reliques aux confluences, marqueurs de virgations à 90° du transport en masse. Les matériaux sont charriés, compressés puis transformés soudainement par désaturation.

Le zonage structurel fait apparaître une coexistence variable des trois faciès initiaux : glissement de rhyodacite (G_1), glissement du faciès hydrothermalisé et saturé en eau du pic de Mt Meager (G_2), impact du flanc altéré et saturé (G_3) (Guthrie *et al.*, 2012).

Les rides transverses de la confluence 1 (7 km, N30, Fig. 1) marquent une virgation N120-130 du transfert de masse. Elles sont entourées de dépôts remaniés par la rupture du barrage (19 h, $e = 30-50 \text{ m}$; $700 \times 500 \text{ m}$, Guthrie *et al.*, 2012) : la coulée de débris s'étale rive gauche (gris, Fig. 1), tandis que les faciès hydrothermalisés (G_2) et d'andésite rougeâtre (G_3) sous-jacent sont abrasés en rive droite.

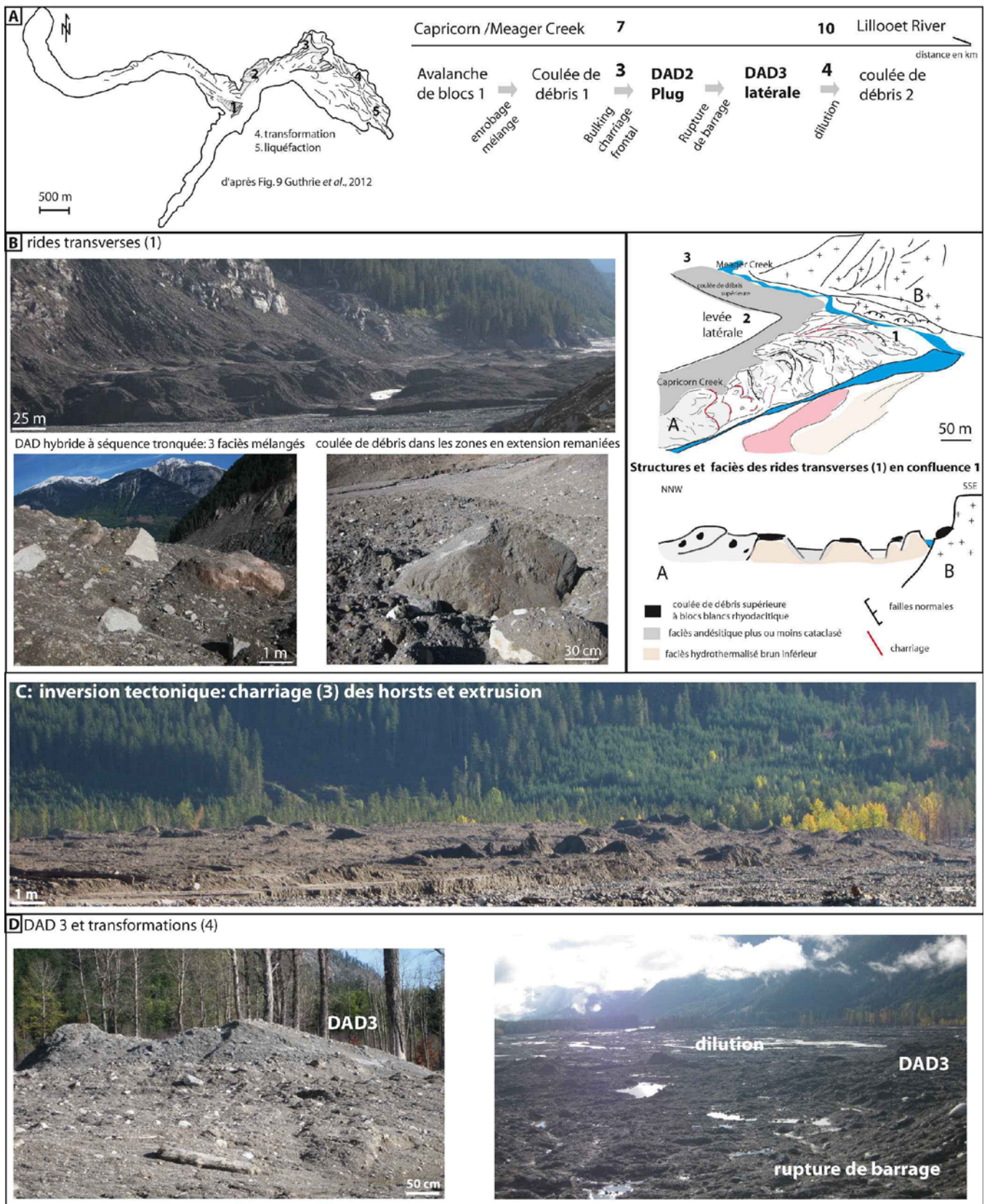


Figure 1 : Structures et géomorphologie. A : Carte de localisation et schéma des faciès transformés ; B : rides transverses (1) en confluence 1 ; 2 : levée latérale ; C : charriage frontal (3) en confluence 2 ; D : DAD secondaire et transformations (4).

Le sommet des rides comprend des blocs impactés d'andésite grise charriés (charriage 1, Fig. 4) dans

les grabens puis recouverts par la coulée de débris (charriage 2, Fig. 4) : un faciès mélangé apparaît. Leur impact en rive droite génère un réajustement extensif supérieur par rétro-charriage basal révélant le faciès andésitique au sommet des horsts et le faciès brun hydrothermalisé inférieur (G_2) au niveau des grabens.

Le transfert longitudinal est marqué par la formation d'une levée latérale (zone 2, Fig. 1) épaisse en rive gauche et par l'étalement gravitaire en arrière du front de charriage (C, Fig. 1) : la coulée de débris remanie et s'étale sur les horsts et les grabens plurimétriques.

A 10 km, le charriage du lobe frontal obstrue temporairement la confluence 2 (Lillooet River, montée des eaux de 10-15 m) et impacte la rive gauche opposée. Des dépôts s'accumulent en rive concave gauche de Lillooet River et sont lessivés en zone médiane à l'origine des lahars de Pemberton (65 km).

b. Gradient de faciès

Le lobe frontal en confluence 2 et la rive concave gauche de Lillooet River sont marqués par une gradation structurelle des trois faciès initiaux (G_1, G_2, G_3 , Guthrie *et al.*, 2012 ; Fig. 2.3). Au niveau du lobe frontal, **l'inversion tectonique** (Fig. 2) marque la gradation longitudinale des faciès depuis l'amont. Le charriage 3 (Fig. 4) s'observe au niveau de :

- la queue de dilution amont (Fig. 2.1) : un faciès gris andésitique extrudé, basculé N30 et cataclaté est surmonté en rive gauche par un faciès fin hydrothermalisé brun ;
- **l'extension** (Fig. 2.2) en horsts et grabens se compose du faciès andésitique gris cataclaté, basculé, sur lequel glisse en fond de graben le faciès fin hydrothermalisé ;
- au niveau du **rétrocharriage** en arrière du front, le rejeu des failles normales en failles inverses comprime ces faciès fins qui s'indurent. La continuité précédente est rompue : le faciès hydrothermalisé jaunâtre basculé développe des figures d'échappement d'eau (Fig. 2.3) au contact des failles inverses ;
- **au sommet du lobe frontal** (Fig. 2.4), les horsts d'andésite sont charriés (charriage 4, Fig. 4) et basculés le long d'un contact présentant différents stades cataclatiques : abrasion et extrusion cataclatique avec fracturation d'extension, *jigsaw-structures* basales. Le faciès basal hydrothermalisé se réajuste le long de bandes cisailantes charriant des blocs de rhyodacite ;
- **au front du lobe frontal** (Fig. 2.5.7), des mégablocs blancs s'extrudent dans une coulée de boue remaniée : le *bulking* représenterait 30% du volume total de la masse (6 millions de m^3 , Guthrie *et al.*, 2012). La matrice présente des injections cataclatiques, des plis en bandes parallèles de l'andésite rouge et grise cataclatée.

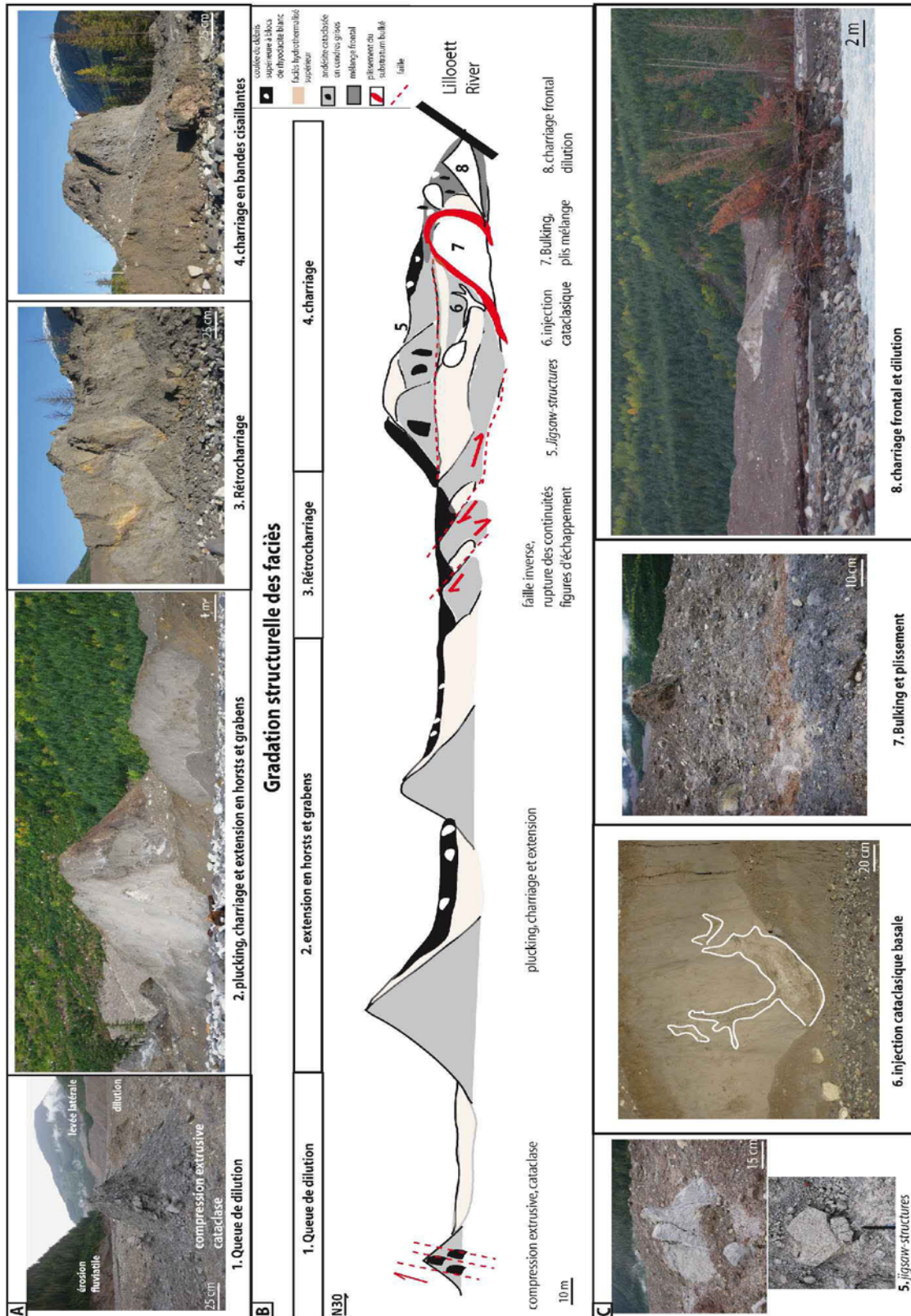


Figure 2 : Gradation structurale des faciès du lobe frontal en confluence. A : affleurements en arrière du lobe charrié : 1. Queue de dilution ; 2. plucking, charriage, extension en horsts et grabens ; 3. rétrocharriage ; 4. charriage en bandes cisailantes ; B : schéma de la gradation structurale des faciès ; C : affleurements et textures au niveau du charriage : 5. jigsaw-structures ; 6. injections cataclastiques basales ; 7. bulking et plissements ; 8. charriage frontal et dilution.

Ce mélange frontal (Fig. 3C ; charriage 5 ; Fig. 4) impacte en N30 la rive gauche de Lillooet River et s'y accumule ($e = 2-3$ m) : une surface chaotique d'érosion marque le surge ayant submergé le camping et la forêt. Des pins en place sont écorcés sur une hauteur de trois à un mètre avec une perte des branchages jusqu'à 10-15 m (hauteur de surélévation de l'eau). Des mégablocs de rhyodacite sont retournés et basculés dans des lignes de flots dont l'incision révèle le faciès gris andésitique cataclasé sous-jacent. Des blocs de la coulée de boue impactent les horsts et les grabens inférieurs ($< m$), marqués par l'alternance d'andésite grise cataclasée (horsts) et du faciès hydrothermalisé (graben). La dilution des faciès est quasi immédiate (< 1 km) tandis que le délestage brutal et le *backwash* contribueraient à la préservation de faciès transformés très localisés.

Plus en aval (Fig. 3B), l'**expansion latérale du lobe frontal** se caractérise par une coulée de débris relique diluée et érodée ; des mégablocs abandonnés, orientés N130, présentent des surfaces abradées et striées localement en N120 (tableau 1). Des linéaments obliques de ravinements incisent les surfaces, marqueurs de lignes d'écoulement en retour (*backwash*) réorientant les troncs d'arbre écorcés.

Les rives concaves gauches de Lillooet River (Fig. 3) ont préservé des **dépôts résiduels** marquant un **gradient de remaniement** en rapport avec des contraintes frictionnelles décroissantes depuis le lobe frontal impacté, zone de surge par rupture de barrage, mais aussi depuis les parois latérales des vallées, tandis que les faciès apparaissent de plus en plus lessivés vers l'aval et vers la rivière. Au contact de la rive concave gauche, des horsts d'andésite grise sont extrudés basculant la coulée de débris supérieure : un faciès de DAD hybride apparaît sur quelques mètres (Fig. 3A), tandis que la dilution médiane par la rivière transforme la coulée de débris supérieure.

2. Textures et sédimentologie

L'objectif étant d'établir un rapport entre la sédimentologie et les rhéologies de transformations, 41 échantillons ont été prélevés sur les zones de dépôt précédemment décrites : 14 échantillons sur les rides transverses en confluence 1 ; quinze échantillons pour le lobe frontal en confluence 2 ; douze échantillons en zone distale.

Afin de conserver le caractère initial des faciès observés, une granulométrie à sec a été au préalable effectuée. Pour comparer, un échantillon par zone a subi une granulométrie sous eau. Observations au microscope optique et MEB ont contribué à l'analyse comparative des formes.

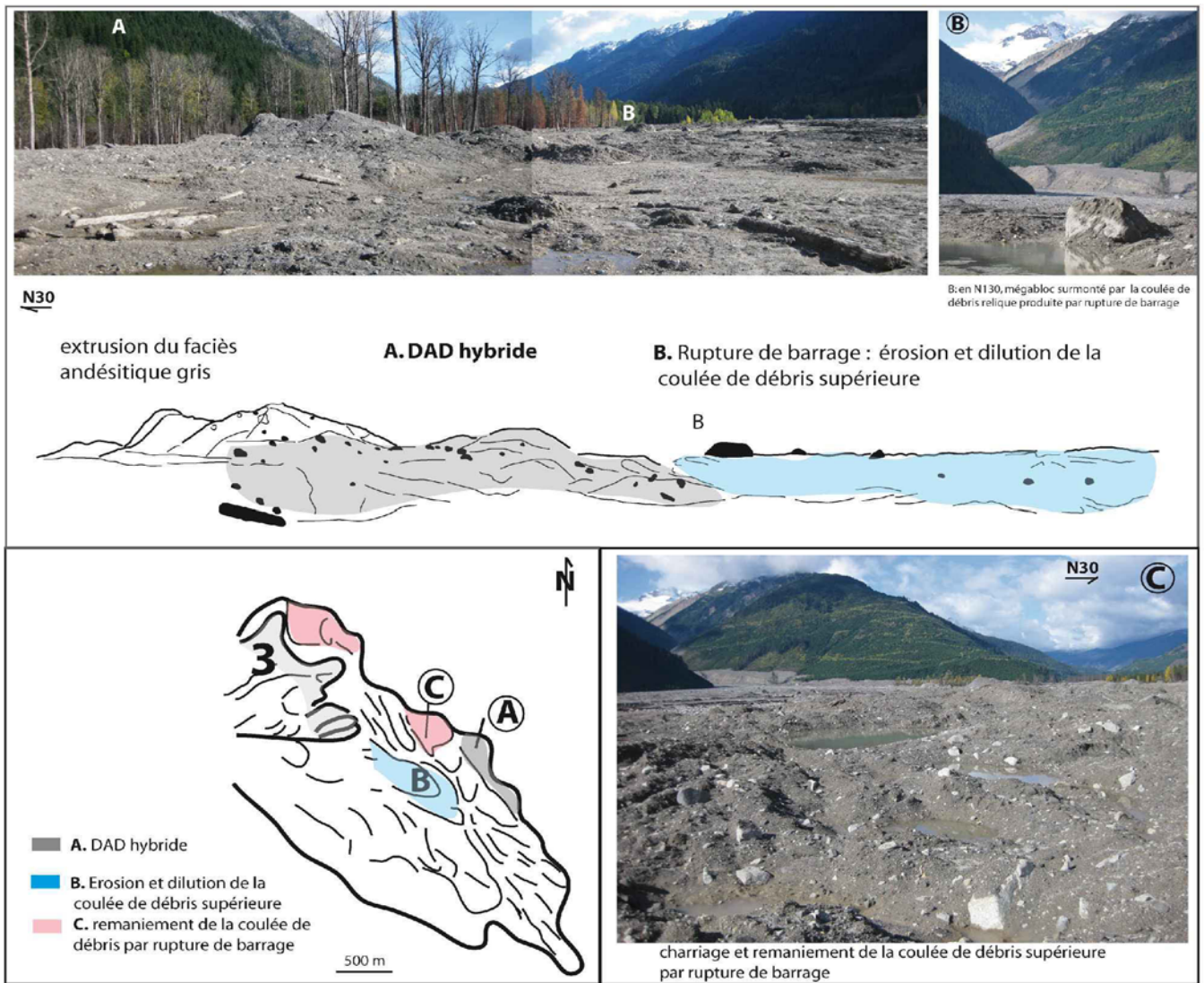


Figure 3 : Remaniement par rupture de barrage et transformation partielle en DAD hybride. A : DAD hybride ; B : dilution ; C : coulée de débris remaniée.

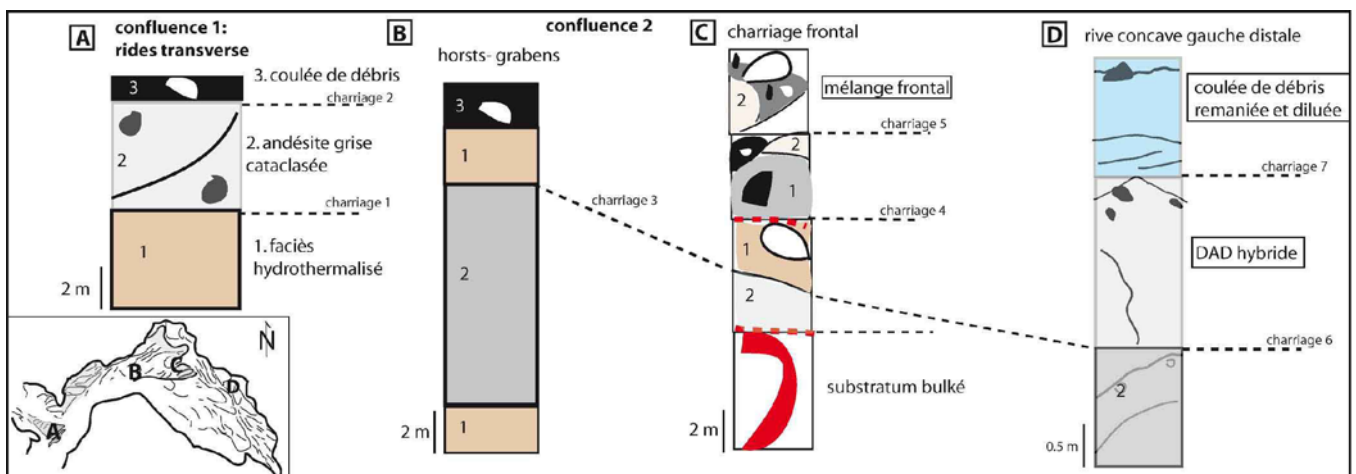




Figure 4 : Colonnes lithostratigraphiques simplifiées des différents faciès et transformations associées. A : confluence 1 ; B : horsts et grabens en confluence 2 ; C : charrriage frontale ; D : rive concave gauche.

a. Textures et microfaciès d'enrobage

A partir du zonage précédent, les textures suivantes sont répertoriées :

Tableau 1 : textures

<p>1. Confluence 1 : 3 faciès mélangés remaniés : les blocs de rhyodacite blancs subarrondis (3) se mélangent à une matrice andésitique grise granulaire à mégablocs rougeâtre (2 - 3 m) subarrondis (2) qui a glissé sur une matrice hydrothermalisée jaunâtre sous-jacente (1) avec quelques blocs très arrondis pulvérulents (< 50 cm). On distingue : DAD hybride tronquée au sommet des horsts: accumulation chaotique de mégablocs subarrondis à faces abradées et bois écorcés impactés et basculés (N110-164). Coulée de débris à surface abradée marquée par des lignes de flots le long duquel s'alignent des blocs angulaires décimétriques charriés (rhyodacite, andésite, troncs écorcés).</p>	 <p>3 faciès mélangés <u>12 cm</u></p>
<p>3. Lobe frontal en confluence 2 : charriage des 3 faciès initiaux a. substratum bulké rougeâtre : injections cataclasiques, plissement et boudinage de bandes cataclasées extrudées ; b. Faciès inférieur hydrothermalisé brun : induration, figures d'échappement d'eau au contact des failles (6. Fig. 2) ; c. Faciès supérieur andésitique gris charrié : <i>jigsaw-structures</i> et <i>crushing</i>, extrusion ;</p>  <p>d. coulée de débris supérieure basculée et charriée ; e. faciès frontal : mélange, dilution, développement d'une surface chaotique soufflé par le surge.</p>	 <p>a. plissement et boudinage <u>10 cm</u></p>  <p>d. coulée de débris supérieure <u>15 cm</u></p>
<p>4. Transformations distales préservées en rive concave : - en amont, surface chaotique de délestage proximal par rupture de barrage, où s'accumulent des troncs d'arbres écorcés, la coulée de boue supérieure : les mégablocs de rhyodacite du lobe frontal prédominent et surmontent le faciès gris andésitique broyé et saturé. - depuis le bord de la rive concave : a. horsts et grabens d'andésite grise de taille décroissante vers la rivière, charriés, abradés et impactés par la coulée de boue supérieure ; b. DAD hybride relique au pied des horsts basculés; striations et abrasion latérales des mégablocs orientés ; c. dans le lit de la rivière, dilution de la coulée de débris supérieure.</p>	 <p>b. striations des mégablocs <u>3 cm</u></p>

b. Granulométrie et statistiques

Les **courbes cumulatives** (A. Fig. 5) présentent un continuum entre -4Φ et $+1\Phi$ associé à une signature granulaire pour chaque zone :

- les **rides transverses** en confluence 1 se composent de graviers grossiers jusqu'aux sables très fins

graveleux ($-3\Phi_{50}-3.5\Phi_{80}$). En confluence 2, un domaine uniforme composé de graviers moyens ($-4\Phi_{50}-3\Phi_{80}$) apparaît. Un tri grossier par traction peut être alors considéré ;

- la **zone en extension** en horst et graben s'étend du graviers moyens aux sables très fins avec un affinement des valeurs ($-2\Phi_{50}-0.5\Phi_{80}$), propre aux queues de dilution ;
- la **dilution distale** par rupture de barrage s'étend du graviers fins aux sables très fin graveleux, les valeurs s'abaissant à $-0.5\Phi_{50}+1\Phi_{80}$.

Les clastes lavés présentent une polymodalité granulaire constante ($-1\Phi_{50}+1\Phi_{80}$), quelque soit la zone et la lithologie considérée impliquant un même épisode de fracturation.

L'analyse granulométrique par diffraction **laser** (B. Fig. 5) montre une répartition unimodale des silts fins à moyens, dont 60% à 10 μm . Le zonage granulaire précédent est conservé avec un affinement et une diminution des champs granulaires depuis l'amont entre $\Phi_{50}-\Phi_{80}$: 11-28 μm en confluence 1, 8-19 μm en confluence 2 et 6-13 μm en zone distale.

89% des échantillons sont unimodaux à bimodaux (C. Fig. 5) avec des courbes mésokurtiques, soit un faciès de coulée de débris, le mauvais classement générant un étalement des spectres granulométriques. 43% des échantillons distaux en rive concave gauche de Lillooet River présentent une trimodalité de DAD hybride, en rapport avec le *surge* et le lessivage par rupture de barrage. Les histogrammes des clastes lavés conservent cette trimodalité avec des courbes platykurtiques. L'asymétrie montre une prépondérance des particules fines en zone distale par rapport aux confluences 1-2.

La saturation des avalanches rocheuses successives ($G_1.G_2.G_3$) contribue à une transformation immédiate (64.9 s, Guthrie *et al.*, 2012) en coulée de débris unimodale à bimodale, faciès préservé même au niveau du charriage frontal en confluence 2. De fortes contraintes contribuent à un dépôt localisé de DAD hybride : *surge* proximal et lessivage de rupture de barrage, fortes frictions latérales en rive concave. L'**enrobage des clastes** modifie les rapports granulaires initiaux en augmentant la taille initiale des clastes et en agglomérant une fraction « libre » de fines :

- la fraction à 16 mm est absente en confluence 1 par rapport à la zone distale ;
- en confluence 2, l'enrobage augmente de 3.4 à 19% pour les fractions de 2 à 8 mm, tandis que les fractions de 1-0.5 mm diminuent de 10%. Les fractions inférieures disparaissent par enrobage ;
- en zone distale : les fractions < 0.5 mm diminuent jusqu'à 14% (25 μm) au profit de l'augmentation des fractions de 0.5-16 mm (23% pour les 16 mm à 5% pour les 2 mm).

Le lessivage des clastes par rupture de barrage libère pour partie les fines, produisant des coulées hyperconcentrées (Guthrie *et al.*, 2012).

La **diffraction aux rayons X** (D. Fig. 5) **de la gangue des clastes** montre un même assemblage argileux quelque soit la zone considérée : kaolinite, smectite, illite, caractéristiques d'une activité hydrothermale (Martinique, Mas *et al.*, 2003) sont associés à du quartz et de l'albite. Les matériaux hydrothermalisés et saturés de Mt Meager (G_2) contribueraient à l'enrobage des clastes. La chlorite marquerait l'altération

des plans de fracturation, précédant la déstabilisation. Des assemblages similaires ont été précédemment identifiés pour des avalanches rocheuses saturées associées à des coulées de débris (M7, Friele *et al.*, 2004 ; Simpson *et al.*, 2006).

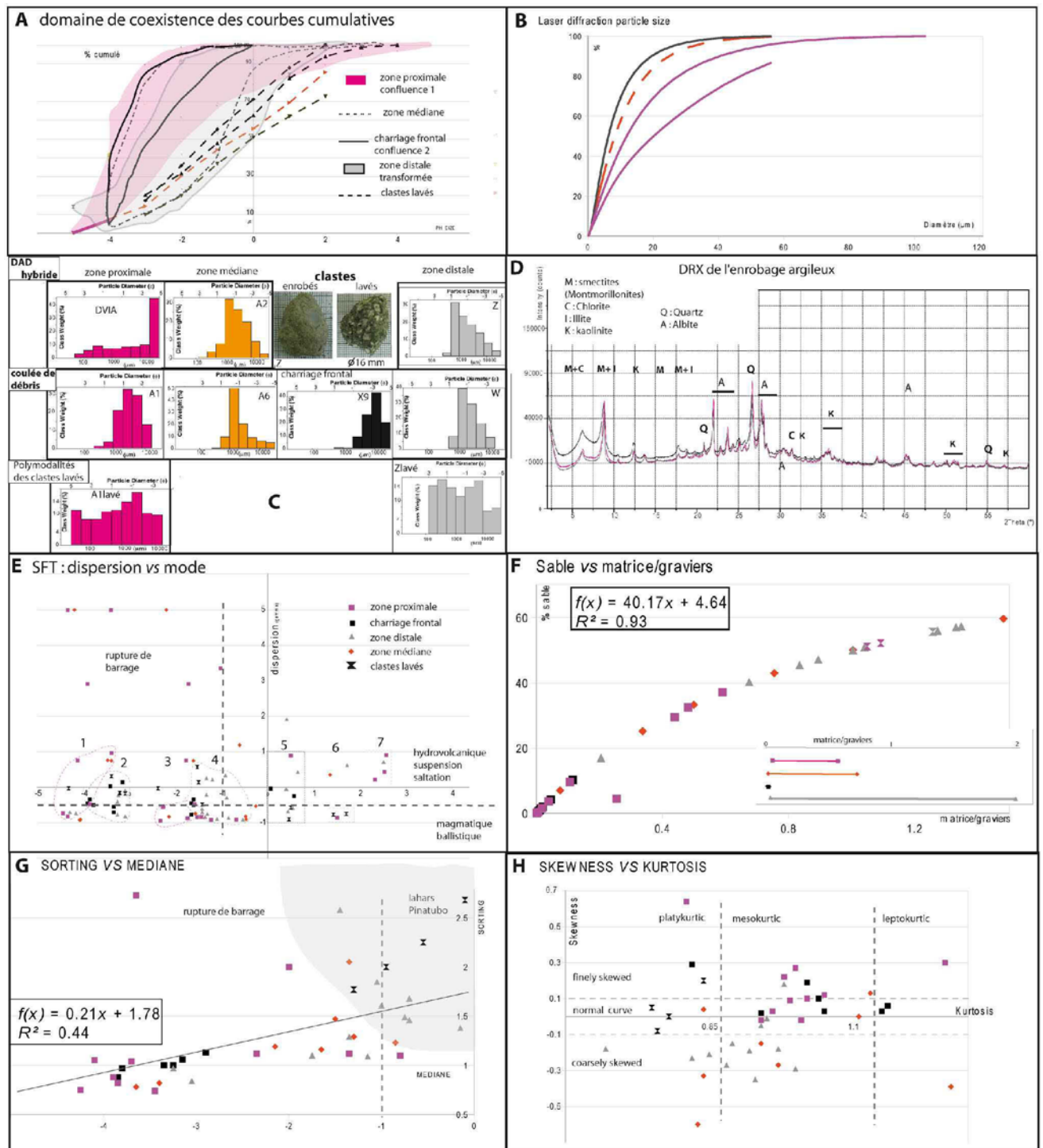


Figure 5 : Sédimentologie et paramètres statistiques. A : courbes cumulatives ; B : granulométries lasers ; C : Histogrammes ; D : diffraction des argiles aux rayons X ; E : dispersion vs mode ; F : sable vs matrice/graviers ; G : sorting vs médiane ; H : skewness vs kurtosis.

Le SFT (E. Fig. 5 ; Sequential Fragmentation Transport, Wohletz *et al.*, 1989) montre sept

subpopulations difficilement différenciées du fait de l'étalement granulaire en rapport avec le mauvais classement. Une origine mixte prédomine (5/7 subpopulations) sauf pour les faciès les plus fins ($> 1\Phi$) soit d'origine magmatique (1.5Φ , $\gamma = -0.79$; subpopulation 6), ou hydrovolcanique (subpopulation 7, $\gamma = 0.69$; 3Φ). Elles se répartissent pour moitié (50 %) dans chacune des catégories de fragmentation et transport associé. 67.8% présentent un mode $< -1\Phi$, pouvant caractériser la rupture de barrage (Capra *et al.*, 2002). Le zonage structurel est préservé au sein des subpopulations ainsi différenciées:

- en **confluence 1**, la subpopulation 1 est mixte ($\gamma = 0.83$; -4.19Φ) ; la 3 est d'origine magmatique (-1.65Φ ; $\gamma = -0.48$) ; la subpopulation 7 est d'origine hydrovolcanique ($\gamma = 0.69$; 3Φ) ;
- en **confluence 2** : subpopulations mixtes 2 ($\gamma = -0.34$; -3.5Φ) et 3 ($-3-2\Phi$) ;
- en **zone distale**, prédomine de la subpopulation 4 principalement d'origine hydrovolcanique (-1Φ , $\gamma = -0.3-0.4$), marqueur de la rupture de barrage ; en moindre proportion la subpopulation mixte 2 ($\gamma = -0.48$; -3.5Φ) ;
- la subpopulation mixte 5 est présente principalement en confluence 2, en zone distale et pour les clastes lavés : on distingue une origine magmatique ($\gamma = -0.48$; 0.52Φ) et hydrovolcanique ($\gamma = 0.4$; 0.4Φ) ;

Les clastes lavés supérieurs à 0Φ sont d'origine magmatique, ceux inférieurs à -1Φ d'origine hydrovolcanique.

La forte **dimension fractale** (annexe II) de l'avalanche hybride (2.432) s'oppose aux faibles valeurs en confluence 1 (0.516) et 2 (-0.477) soumises par désaturation au lessivage.

c. Paramètres statistiques

Le pourcentage des sables en fonction du rapport matrice/graviers (F. Fig. 5) révèle un alignement des valeurs selon une droite d'équation : **(41)** $f(x) = 40.17x + 4.64$ ($R^2 = 0.93$)

L'enrobage silteux des clastes limite la phase matricielle à celle du sable. Le zonage structurel (Fig. 1.2) apparaît conservé : la rupture et le charriage par traction réduisent le rapport matrice/graviers à moins de 0.1 ; un tri frontal peut être envisagé. Dilutions en arrière et en avant du lobe frontal accroissent les valeurs du rapport matrice/graviers : la queue de dilution présente un faible accroissement des valeurs proximales (< 0.75) ; la rupture de barrage et la dilution se caractérisent par une extension maximale du rapport matrice/graviers (0.2-2). Un tri des fractions en rapport avec des contraintes maximales (charriage, rupture) apparaît.

Les **paramètres statistiques** (G.H. Fig. 5) mettent en évidence des valeurs très éloignées des transformations des DAD confirmant un mélange initial rapide en coulée de débris et une transformation spécifique en DAD hybride localisée.

L'indice de classement très faible ($\sigma < 1.5$) est sans rapport avec la désaturation (*dewatering*, Major *et*

al., 1986 ; Arnaud *et al.*, 2002 ; Capra, 2007) d'une DAD. 34 % des échantillons (zone distale ; clastes lavés) sont dans le champ de lahars du Pinatubo. 66% des échantillons (confluences 1-2) s'alignent sur une droite d'équation linéaire : **(42)** $f(x) = 0.21x + 1.78$ ($R^2 = 0.44$)

Charriage et traction depuis la zone proximale jusqu'au lobe frontal peuvent être considérés comme moteur de ségrégations granulaires.

d. Paramètres de formes et microfaciès d'enrobage

Périmètres de rugosité et circularité de Riley ont été calculés par analyse de Fourier pour 347 clastes lavés/non lavés de 16-4 mm, soit environ 115 par zone (confluences 1-2 et zone distale). Des coupes transversales au microscope optique et MEB ont précisé pour les fractions de 2-1 mm, les microtextures contraignant les variations de forme des clastes enrobés.

L'**observation au binoculaire** (Fig. 6) montre de nettes différences en fonction des zones considérées et entre les clastes lavés/non lavés. Depuis l'amont, le rapport a/b , l'angularité des clastes diminuent tandis que les surfaces d'enrobage se lissent et passent d'un état argileux compact à forte rugosité en zone proximale à un faciès sablo-argileux lisse en zone distale. Les clastes lavés présentent une surface nette brillante: ils ne sont pas altérés.

Les paramètres de forme (Fig. 6) montrent des variations des caractéristiques de l'enrobage en fonction du zonage structurel. Le Périmètre de rugosité (PR) s'accroît avec la taille des clastes lavés selon une régression logarithmique : **(43)** $f(x) = 0.043 \ln(x) + 0.87$ ($R^2 = 0.64$)

Pour les clastes non lavés, le coefficient de détermination étant moindre ($R^2 = 0.31$), l'équation n'est pas considérée : **(44)** $f(x) = 0.129 \ln(x) + 0.63$

Au cours de l'enrobage et du transport distal, une évolution différentielle des gangues matricielles apparaît : augmentation du PR pour les fractions à 16 mm par arrachement cisailant, diminution du PR par abrasion des fractions inférieures. Depuis la zone proximale, le champ du périmètre de rugosité augmente pour les clastes non lavés : autour de 1 en confluence 1, à 0.9 - 1.676 en confluence 2 jusqu'à 0.9 - 2.953 en zone distale. A l'opposé, celui des clastes lavés diminue avec une faible augmentation (0.93 en zone distale à 1.079 en zone proximale).

Avec la distance de transport, le champ de la circularité de Riley des clastes non lavés diminue faiblement (0.673 - 0.909 en zone proximale à 0.654 - 0.886 en zone distale) en rapport avec une augmentation des rugosités tandis que celui des clastes lavés augmente (0.63 - 0.899 en confluence 1 à 0.545 - 0.882 en zone distale) en rapport avec une diminution de rugosité.

Une évolution inverse apparaît : la circularité des clastes proximaux s'accroît avec la taille, confirmée par le faciès des mégablocs et décroît au niveau du lobe frontal sous l'effet des tractions le long des plans de charriage.

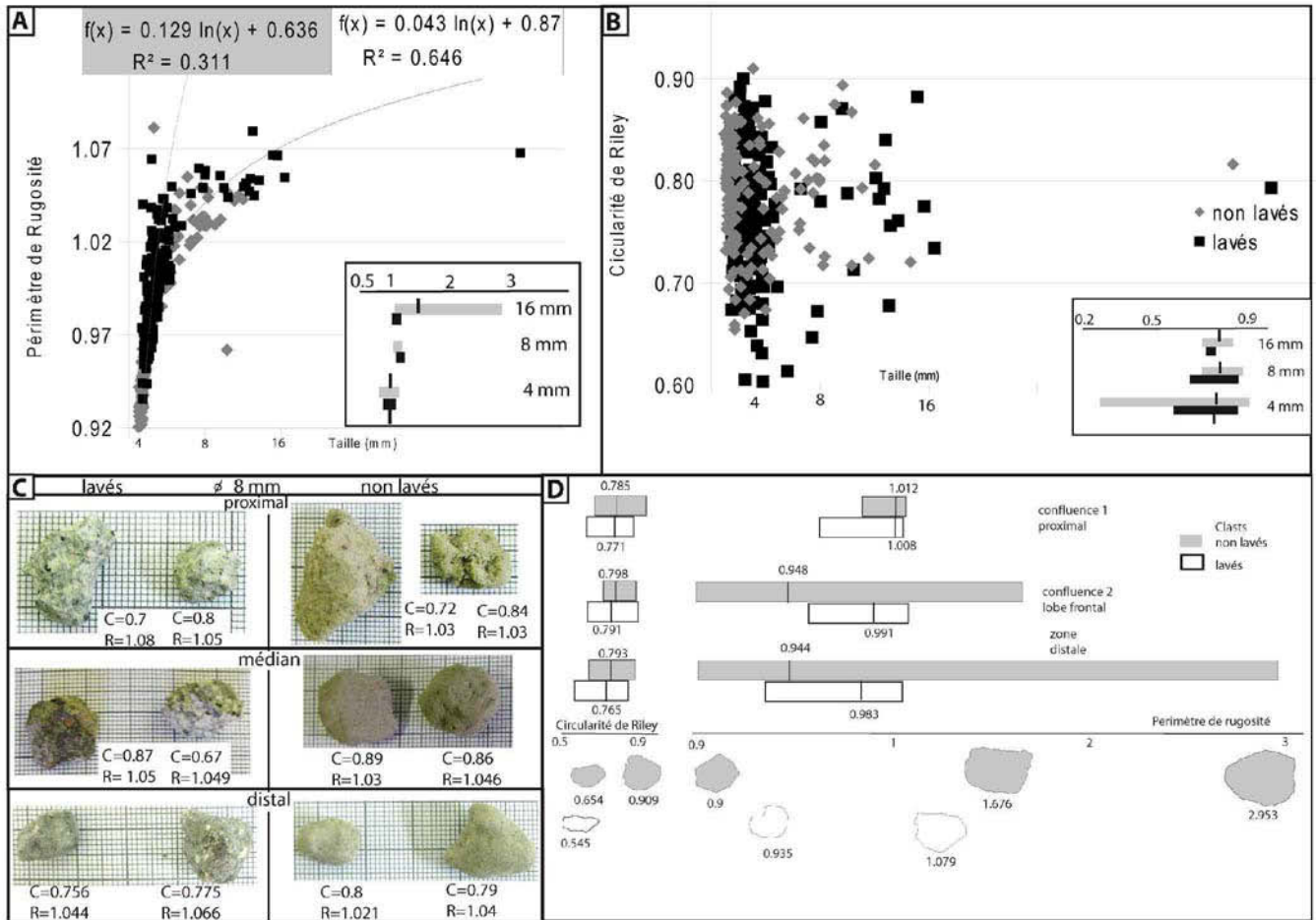


Figure 6 : Paramètres de formes. A : périmètre de rugosité vs taille ; B : Circularité de Riley vs taille ; C : Observations au binoculaire ; D : Valeurs médiane, maximales et minimales des paramètres de forme.

La remobilisation distale accroît la circularité sous l'effet de l'eau quelque soit la classe considérée. Ce rapport d'évolution inverse entre les clastes lavés-non lavés implique une cinématique spécifique. Les clastes rouleraient dans leur gangue d'où une augmentation de leur rugosité intrinsèque au contact du claste et une diminution extrinsèque associée à une variation inverse de leur circularité. Un enrobage dynamique doit être considéré en rapport avec la dynamique structurale produite : pulses d'aggradation cataclasante le long des plans de charriage (traction - *plucking*) ; délestage brutal, dilution par rupture de barrage suivi d'accrétions secondaires en zone distale.

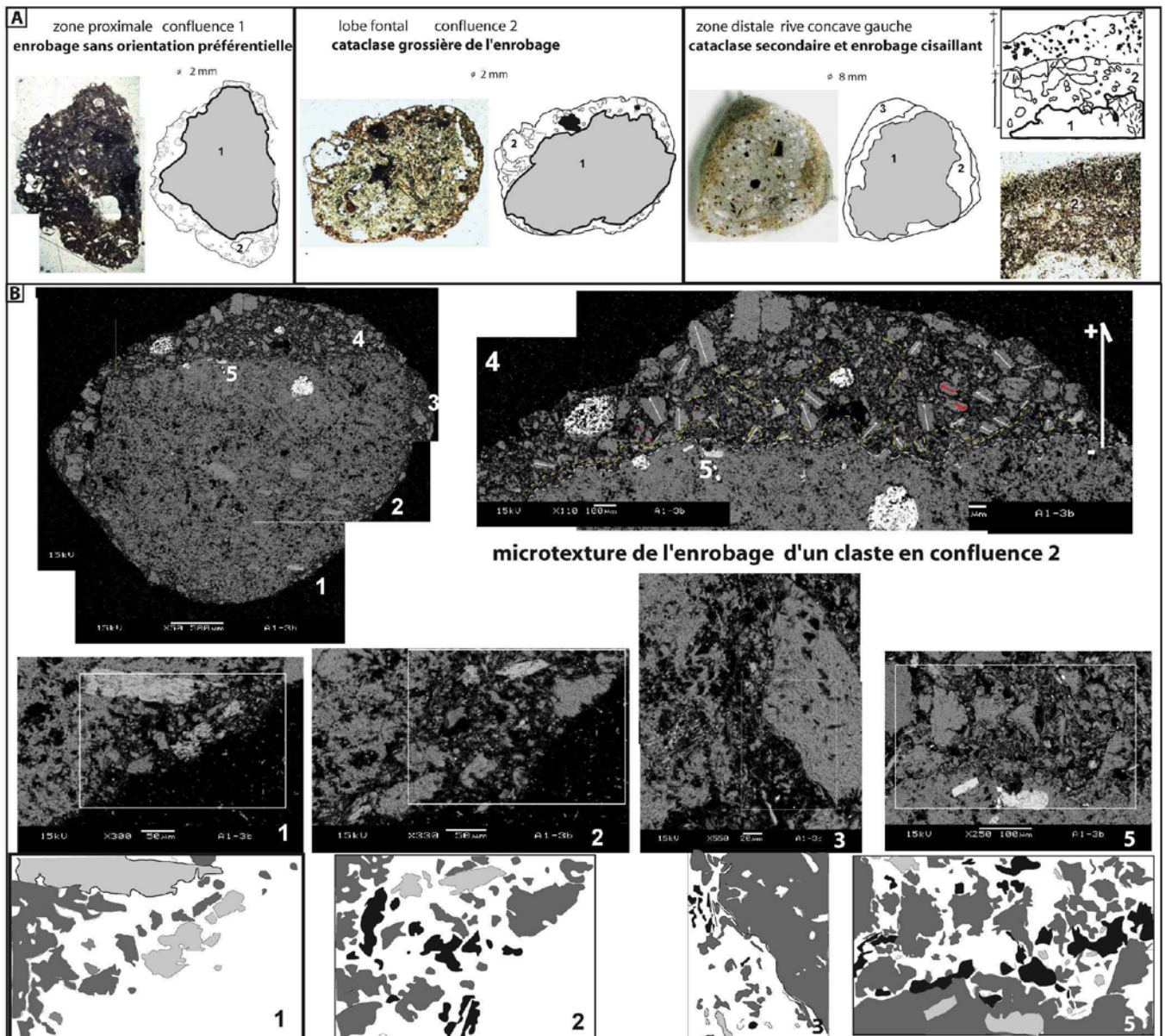


Figure 7 : Gradient microtextural de l'enrobage d'un claste du lobe frontal (diamètre : 4 mm) ; A : au microscope optique : 1. Claste andésitique ; 2. Enrobage clastique hydrothermal ; 3. enrobage secondaire sablo-cendreux. B : au MEB : 1. Modifications de l'enrobage au contact du phénocrystal et cataclase ; 2. Golfe de corrosion avec des cristaux altérés par la température ; 3. Bandes cisailantes : corrosion ondulante et cisailante de la bordure avec production de cristaux aciculaires parallèles aux clastes ; 4. deux flux cisailants (pointillés jaunes) oscillatoires portée par une matrice cataclasée le long d'un contact ondulant (pointillés blancs) ; 5. Un contact transformé : au contact proximal, clastes broyés au sein des microgolfs corrosifs, alignements de clastes déchiquetés et altérés par la température.

Les observations des clastes au microscope optique et au MEB révèlent un gradient microtextural de l'enrobage des clastes (Fig. 7). Le **microscope optique** confirme les observations préliminaires au binoculaire entre les clastes lavés et non lavés. Les clastes sont dépourvus d'altération hydrothermale,

leur contour sont nets, à opposer aux forages de Pemberton (coulée de débris, -2400 ans BP ; Simpson *et al.*, 2006) pour un même assemblage argileux.

En confluence 1, l'enrobage du claste andésitique par le faciès hydrothermal modifie les rapports de formes initiaux : a/b passe de 1.25 à 1.54 par enrobage, il y a transformation immédiate en coulée de débris.

Le transport aval modifie l'enrobage initial dont les rapports initiaux a/b décroissent de 0.7 à 1, soit une forme sphérique acquise en zone de transformation distale, où un enrobage alluvionnaire sablo-cendreuse (3) est produit. Le contour intrinsèque des clastes est de plus en plus déchiqueté et rugueux, tandis que l'enrobage clastique externe les rend de plus en plus sphérique : l'auto-cataclase du claste contribuerait pour partie à son propre enrobage.

Un granoclassement inverse apparaît pour les deux enrobages : un fort contact cisailant produit des golfes de corrasion dont la production cataclastique contribue à l'accrétion interne tout en accroissant la rugosité du claste par enrobage.

Les observations au MEB confirment les mécanismes de l'abrasion cisailante en bordure du claste observé au microscope optique: des bandes ondulantes cisailent et broient la bordure du claste développant des golfes de corrasion où se détachent : des cristaux aciculaires parallèles au claste alimentant la matrice ; un flux de clastes obliques au mégaclaste à granoclassement inverse aux bordures arrachées et altérées.

Des bandes cisailantes similaires ont été caractérisées au niveau de la pseudotachylite de Perrier. L'impact cisailant par injection le long de plans de fracturations doit être considéré comme moteur d'enrobage dynamique, tandis que les confluences favoriseraient des enrobages secondaires de natures différentes, soit des transformations.

3. Conclusion : synthèse et apports

Les dépôts reliques étudiés marquent une aggradation frictionnelle sans désintégration aux confluence et le long des parois, également mises en évidence par LAHARZ (Simpson *et al.*, 2006). Un gradient rhéologique latéral et vertical conduit à la coexistence de différents comportements :

- un comportement frictionnel et compétent à l'origine des rides transverses, des horsts et des grabens, des charriages (confluence 2). Le confinement dans ces vallées en V (Guthrie *et al.*, 2012 ; Mc Kinnon *et al.*, 2008), les virgations N30-120 des transferts aux confluences sont à considérer ;
- une rhéologie inframétrique de type Bingham à l'origine de déformations visqueuses aux interfaces saturées des failles en inversion tectonique (confluence 2) ;
- une rhéologie de Voellmy pour le matériel saturé (Guthrie *et al.*, 2012 ; Mc Kinnon, 2008) telle que la coulée de débris supérieure et au niveau des ruptures de barrage proximaux.

Les rapports stratigraphiques apparaissent conservés (Friele *et al.*, 2008) mais rompus au moment du

charriage et dans les zones de mélanges frontaux, confirmant les déstabilisations successives ($G_1G_2G_3$, Guthrie *et al.*, 2012) mais aussi un état multiphasique (Pylon Peak ; Friele, 2004) caractérisé par la coexistence dans la zone de déstabilisation, de périodes sismiques longues pour la coulée de débris et courtes pour la DAD (Guthrie *et al.*, 2012). **Cet état polyphasique relique doit être considéré comme conservé lors du transfert distal aux confluences, à la base même de la paléocaractérisation des DAD et des coulées de débris.**

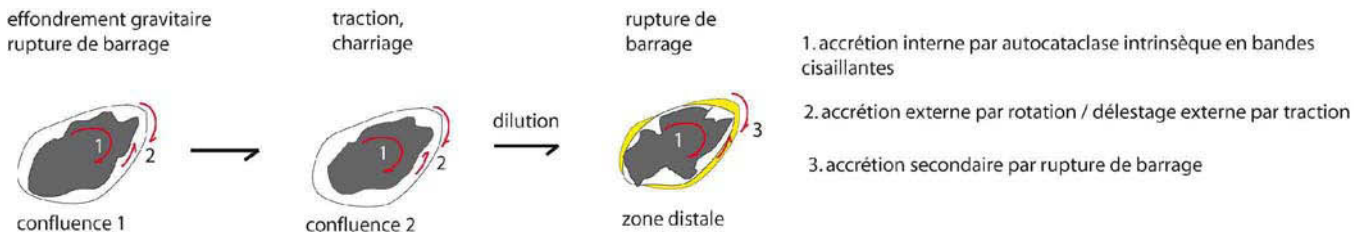


Figure 8 : accrétion différentielle par roll-over.

Une **signature sédimentologique du zonage structurel** apparaît :

- une **granulométrie zonée** avec un rôle indéniable des fines qui par enrobage accroît la taille des grains les plus grossiers tout en accréant les fines libres : ce mécanisme transforme une DAD hybride polymodale en coulées de débris unimodale à bimodale ;
- un **tri latéral** différencié des fractions au spectre granulométrique étendu : ségrégation granulaire par traction cisailante entre les confluences avec accumulation des particules les plus grossières au front et dilution extensive amont-aval ; une libération des fines par dilution lors de la rupture de barrage en confluence 2 à l'origine de coulées hyperconcentrées et d'enrobages secondaires ;
- des variations progressives des **paramètres de forme : la cinématique oscillatoire de l'enrobage** conduit à une évolution inversée. L'enrobage des grains est associé à une variation d'état de la phase libre des fines en rapport avec un *roll-over* cisailant (Fig. 8) produisant : une accrétion interne par autocataclase ; une accrétion externe primaire et secondaire des fines par rotation et/ou un délestage par dilution suite au *surge*.

Des modifications d'états non linéaires sous contrôle tectonique conduisent à une évolution atypique et relique des dépôts, fossilisant des cinématiques qui ont conduit à des transports sur des distances exceptionnelles de phases libres (Pemberton, 65 km).

III/Transformations syn-transport

1.Misti, emboîtement de sous-systèmes transformés

Note 2 : Syn and post- emplacement transformations of volcanic debris avalanches into lahars : the Misti case study, Peru.

Karine BERNARD¹, Jean-Claude THOURET¹, Benjamin van WYK de VRIES¹

article soumis statut du manuscrit

–Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal-CNRS-IRD, OPGC, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France.

Abstract

Structures, stratigraphic and sedimentological variations in lithofacies of debris-avalanche deposits and subsequent epiclastic deposits from El Misti volcano, near the city of Arequipa (south Peru), help to define the stages of transformations into lahars. We describe the parent volcanic and internal processes associated to the external conditions acting on the granular textures : a differential and sequential evolution by cataclase, collision and comminution characterise the clast interactions in a non-cohesive matrix in relationship with the different stages of transformations and the run-out distances.

The transformations shown here are either produced during flow and upon emplacement, or long after deposition, leading to different lahar facies. The syn-transformations, leading to reworked lithofacies along a strong sheared contact, reduce the run-out distance of the debris avalanches in the Río Chili canyon. At the contact of the ash-rich alluvial deposits, a strong shearing inside the confined and proximal debris avalanche during motion generated stretching near the base of the deposit and the bulking of the thin water saturated basal layers. The bearing capacity of the matrix debris- avalanche was modified, the block facies has been transformed into a stratified matrix lithofacies.

Landslides characterise the post-emplacement evolution of the debris-avalanche deposits in the Qda San Lazaro : (1) first stage of transformations, fragmentations and sorting due to gravity and water are external processes, which separate matrix from blocks. The remobilisation of two fractions transforms this landslide mixture into lahars ; (2) down valley, the debris-avalanche deposits have been incised and reworked by streamflows, rather than landslides. This causes differential erosion of the block and the matrix facies creating fine and coarse matrix, and commonly fine-grained lahars.

Lahars around Arequipa are probably sourced from quite near the city, and important point, the ravines such as San Lazaro are being altered and mined by human activity. This is likely to change lahar hazards for the city in the future.

Key words : volcanic debris-avalanche deposits, lahar deposits, sedimentology, transformation, local kinematics, hazards.

Introduction

Lahars are commonly associated with volcanic debris avalanches (Glicken 1986, 1991). Mt. St-Helens, Mt. Rainier (USA, Scott *et al.*, 1995), Taranaki (Zernack *et al.*, 2009) volcanoes, the trans-mexicaine volcanic complex (Capra *et al.*, 2002), the composite volcanoes of French Massif central (Arnaud *et al.*, 2002 ; Nehlig *et al.*, 2001 ; Bernard *et al.*, 2009) often present transformations of debris-avalanche deposits (DAD). To characterise how debris avalanche are transformed into lahars, it is important to evaluate the recurrence, the variations of run-out distances (as for as 120 km, Nevado de Colima, Capra *et al.*, 2002) and hazard zonations. Sedimentology and textures contribute to distinguish four lithofacies of the volcanoclastic deposits (Table 1) : (1) proximal reworked DAD (Mt. Ruapehu, Kiegler *et al.*, 2011 ; Nevado de Colima Capra *et al.*, 2002) interstratified between DAD and lahar deposits ; (2) lahars deposits with inherited structures and textures from the DAD (distal hummocks between transformed facies, jigsaw-structures ; Citlaltepelt Carnosco-Ninez *et al.*, 1993) ; (3) hyperconcentrated-flow deposits (Mt. St-Helens, Mt. Rainier, Mt. Ruapehu) in the distal zone or in the diluted tail ; (4) streamflow deposits with exotic clasts (Mt Rainier, Vallance *et al.*, 1997 ; Mt Ruapehu, Kiegler *et al.*, 2011).

These deposits are characterised by grain size distributions (Mt. Rainier, Scott *et al.*, 1995), related to a specific rheology (Iverson 1997 ; Pierson *et al.*, 1987). The transformations generate a complex package of lahars in relationship with the complex switch inside flow packets : the localised bulking and the debulking along a wet base (Doyle *et al.*, 2011). The hyperconcentrated flows are transformed into debris flow by bulking of poorly sorted sediments in proximal valley (Mt. Rainier, Scott *et al.*, 1995).

Clay and hydrothermal alterations determine the texture and flow dynamics: cohesive deposits (> 3 % of silt and clay, Mt. Rainier, Scott *et al.*, 1995) are massive in contrast with the breccia texture of non-cohesive deposits (< 1 %. Mt. St-Helens, Glicken, 1986).

Outcrop maps, field observations, lithostratigraphy, correlations between textures and structures, sedimentological analyses help to differentiate the different stages of the syn- and post-emplacment transformations of the DAD deposits.

The textures of deposits and dynamic flows are determined by :

- the syn-transport transformations by : (1) a progressive dilution in the cohesive debris flow by bulking such as the melting of snow or added water with aggradation of the transformed facies from proximal to distal zone (Nevado de Colima, Cantal, Mt Rainier) ; (2) avalanche dewatering (Ruapehu, Palmer *et al.*, 1989) producing debris flows and hyperconcentrated streamflows (Mt. St-Helens, Pierson, 2005 ; Mt. Rainier, Vallance, 2005) ;
- the post-transport transformations : water-saturated landslides (Glicken, 1998 ; Pulgarin *et al.*, 1999 ; Vidal *et al.*, 1996) ; break-out of natural debris dams (Mt. St-Helens, Nevado de Colima) ; volcanic erosion by pyroclastic surges and the fluvial reworking (Mt St-Helens ; Mt Ruapehu).

Quantitative sediment studies are essential to evaluate the reworked fractions, to correlate the different

stages of the DAD transformations with the succession of lahar deposits of the city of Arequipa (Peru, Vargas *et al.*, 2010). The rheologic and granulometric variations with increasing water downstream change the initial velocity, the run-out distances and the hazard zonations (inundation zones).

1. Methods, data acquisition and analytical methods

Field observations and sampling of the granular deposits, laboratory analysis at different scales contribute to describe and differentiate the localized deposits.

1.1. Field observations and sampling.

Structures, lithology and stratigraphy of the outcrops (scars, landslides, valley floor) and terraces are studied along the valley reaches to characterize the discontinuous, transformed deposits. The contacts between the transformed deposits, fracturing of the clasts and the matrix specific textures have been analysed (Table 1). The lithostratigraphic columns have been established and correlated with the recurrent textures. Structure and geomorphological context such as the confluence, the lithostratigraphy and the facies distribution contribute to point to the DAD syn-transformations.

1.2. Laboratory analysis.

To describe the observed facies, complementary methods are used (Table 2) :

- in the Rio Chili canyon, image analysis has been carried out on the cohesive matrix : the preferred orientations of the largest axis of the clasts, the relative grain-size distribution are calculated with the SPO 2003 software (Shape Preferred Orientation 2003 ; Launeau *et al.*, 2004) ;

- in the Quebrada San Lazaro, 24 non-cohesive samples were collected (Fig. 1) for laboratory analysis. To characterize the grain-size distribution, complementary methods are used : a standard sieving of the matrix at one- Φ interval in the > -5 to < 5 Φ size range and a Laser Master Size Malvern (Nedelec, CNRS UMR 6296) for the finer particle-size distributions ($< 32 \mu\text{m}$) ; the Fourier shape analysis with the Image J plugin “Gold morph” (Crawford *et al.*, 2009) helps to calculate the Ferret size (Simon *et al.*, 2008 ; Blott *et al.*, 2008) of the largest clasts.

The grain-size distributions are compared with cumulative curves (Scott *et al.*, 1995) to differentiate the transformed facies. Grain-size distributions were processed using the Gradistat software in Excel (Gradistat v8, Blott *et al.*, 2001) to calculate the following statistical parameters (Folk and Ward, 1957) : mean, sorting index to define the type of transformations (Capra *et al.*, 2002; Arnaud *et al.*, 2002 ; Kiegler *et al.*, 2011), skewness and kurtosis to characterize the DAD transformations (Kiegler *et al.*, 2011 ; Waythomas *et al.*, 2000). The fractal analysis is based on the grain size distributions : D values are calculated with the logarithmic graphical method (Suzuki-Kamata *et al.*, 2009).

Table 1 : Definitions and textures of the transformed lithofaciès in the Quebrada San Lazaro (Pallares et al., 2011 ; Zernack et al., 2009 ; Bernard et al., 2008 ; Pierson et al., 2005 ; 1997 ; Vallance et al., 2005 ; 1997 ; Capra, 2002 ; Pierson et al., 1997 ; Iverson, 1997 ; Scott et al., 1995 ; Schuster et al., 1994 ; Smith et al., 1991 ; Costa, 1988 ; Crandell, 1971 ; van Bemmelen, 1949 ; Schmidt, 1934).






<p>DAD</p>	<p>Different matrix facies A: basal facies with jigsaw-fractures B: Monolithological and cohesive finematrix facies with jigsaw-structures C: a frontal coarse grained DAD</p>	 <p>B: Jigsaw-structures in matrix facies 5 cm</p>
<p>Reworked DAD</p>	<p>Interstratified proximal mass deposit, poorly sorted sediment, with collisional texture: jigsaw-structure, cataclase. Transformation of the upper surface in lahar or hyperconcentrated flow. Examples : Nevado de Colima, Ruapehu, Misti 7. <i>inherited jigsaw-structures in the transformed deposit along the upper undulating and sheared contact; indurated fine gravel and sand matrix.</i></p>	 <p>7. The distal right bank of the Quebrada San Lazaro 10 cm</p>
<p>Lahar deposits</p>	<p>Terraces of massive cohesive volcanic debris-flow deposits with > 3-5% of the clay; 80% of very poorly sorted clasts. Frictional and collisional textures with inherited structures: hummocks, jigsaw-structures, cataclase; marginal concentration of the coarser fractions; transformation characterised with an inverse grading. <i>Lobe I.3: upstream cohesive debris-flow deposit</i> <i>Lobe II.III:1.8: non cohesive debris-flow deposit along the bedded layers; blocks with the gravelly-sandy matrix that coarsening-upward.</i></p>	 <p>8. An erosive basal contact with the reworked DAD ; Distal concentration of the coarse fraction, Quebrada San Lazaro 5 cm</p>
<p>Hyperconcentrated flow</p>	<p>No cohesive turbidites with a transitional laminar turbulence. Sand concentration between 40-80% with coarse grading. Moderately sorted. No basal erosion. 6. <i>coarsening up of debris facies; fining-up of the lahars</i></p>	 <p>6. Upper course of the Quebrada San Lazaro 2 cm</p>
<p>Streamflow and water-flow deposit</p>	<p>Suspended load with alluvial rounded fractions in horizontal, aggradational laminae 5. <i>sandy gravelly matrix; a basal fining-up and a lateral reworking.</i></p>	<p>5. Dilution at the confluence in the upper course of the Quebrada San Lazaro 2 cm</p> 

Table 2 : Sedimentary methodology.

Outcrop map Observations	Morphology, structure, orientation, basal contact, lateral and vertical variations lithofacies and lithostratigraphy, texture and sampling
Grain size analysis	Image analysis and Ferret size in coherent matrix; standard sieving and laser in loose matrix
Textures	binocular microscope: component distribution, textures of clasts, Fourier shape analysis Grain-size distribution: populations curves, statistics parameters and SFT analysis of subpopulations

The software SFT (Sequential Fragmentation Transport method, Wohletz *et al.*, 1989) is used to subdivide the grain distributions in subpopulations, hence to acquire insights in fragmentation and transport processes. Each population is discriminated by weight fraction, mode, dispersion and is compared to the curve resulting from the SFT fit. Their ranges of dispersion $\mathcal{Y}(g)$ values identify the process of fragmentation: magmatic ($\mathcal{Y} = -0.9$ to -0.5) or hydromagmatic ($\mathcal{Y} > -0.5$); transport process: ballistic ($\mathcal{Y} = -0.9$ to -0.6), suspension ($\mathcal{Y} = -0.7$ to 0.1), saltation ($\mathcal{Y} = -0.7$ to 0.3), or traction ($\mathcal{Y} = -0.7$ to -0.5).

As many as 3590 clasts have been hand-picked and counted (1100 clasts for each zones) under binocular microscope for five sieved fractions (16 to 1 mm) to characterize volcanic lithology (lava, andesite, trachyte, crystals), the crystal variations and cataclase along the valley profile, and the genetic relationships. In addition, the macroscopic characteristics of the grain size fractions were used for the Fourier shape analysis (Crawford *et al.*, 2009) with the software Image J to calculate the axial ratio, perimeter roughness and Riley circularity (Blott *et al.*, 2008). The “survivor” clasts (Cladouhos, 1999) with $a/b > 1.4$ are characterized. Granular shapes and the differential contacts contribute to the granular kinematic: the angularity increases shear stress and the sphericity induces flow (Saint Cyr *et al.*, 2011).

2. Structural and geological context of the study area

The Chachani, Misti and Pichu-Pichu volcanoes (CAVZ, Central Andean Volcanic Zone), to the NE border of the Arequipa pull-apart basin (ONO-ESE), are aligned along the Huanca senestral N140 strike-slip fault, oblique to the frontal Andean Western Cordillera (Fig. 1; Thouret *et al.*, 2001; Finizola *et al.*, 2004). In this transtensional system, the left bank of the asymmetric valley is higher (Fig. 1). The DAD outcrops are well exposed in the upper course of the Rio Chili canyon and the tilted banks in the Qda San Lazaro.

In the upper course of the Rio Chili canyon, two scars are localized (Fig. 1) under an extensive senestral strike-slip fault across the Estribo (N160; > 745 ka, Aguillar *et al.*, 2014) and El Misti (N120) flanks

(Vargas *et al.*, 2010), in relationship with the conjugate normal faults (N25-N130-N70- N160) in a distensive fault system (Fig. 1). The Misti scar presents ravines reworking the lower non welded

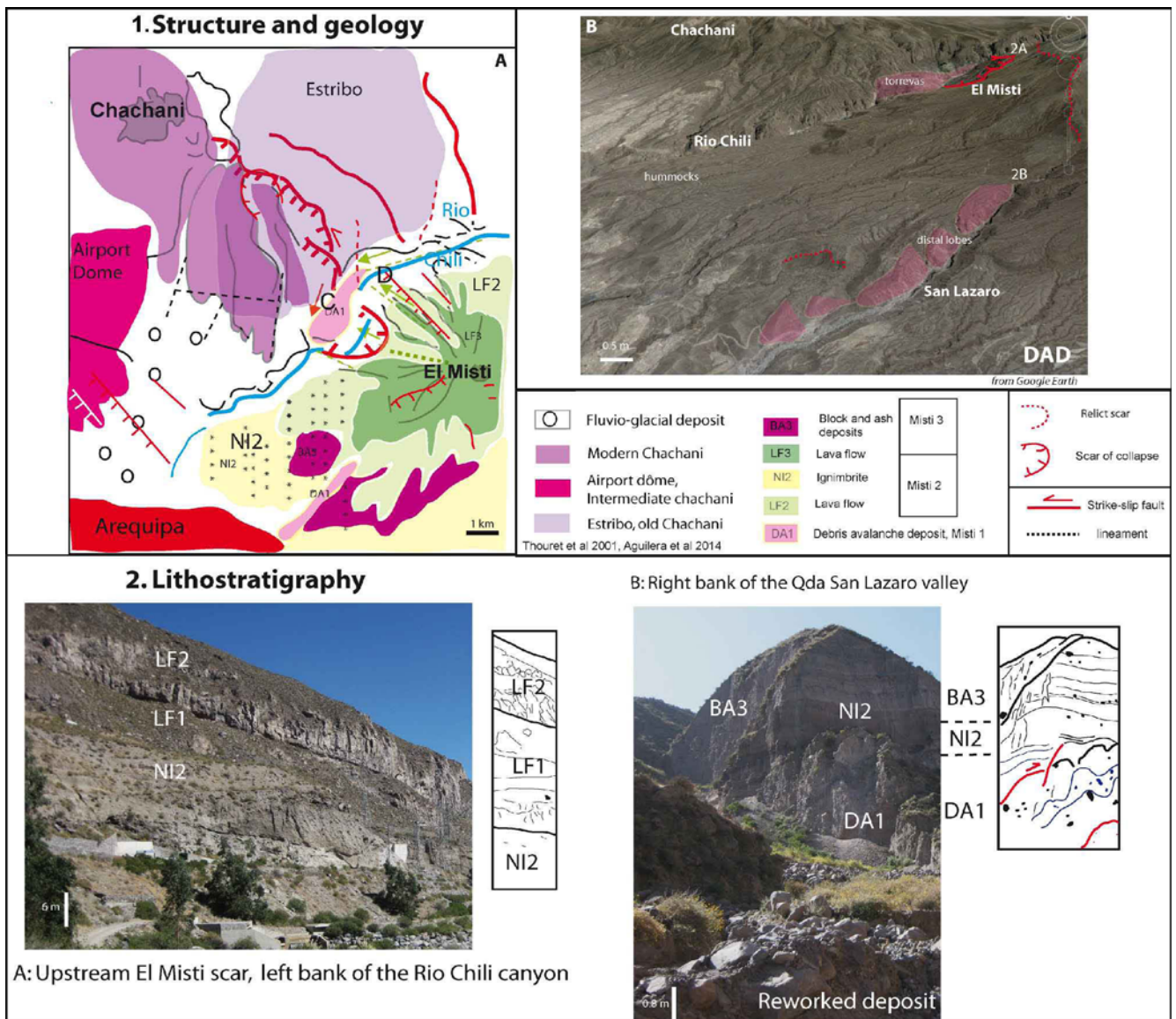


Figure 1. Structures and geology. 1 : Structures and geology at the NE of the Arequipa City and debris-avalanche deposits (Thouret *et al.*, 2001 ; Aguilera *et al.*, 2014). 2 : El Misti lithostratigraphy. **DA1** : Debris avalanche deposit, Misti 1 ; **LF2** : lava flow, Misti 2 ; **NI2** : Ignimbrite, Misti 2 ; **LF3** : Lava flow, Misti 3 ; **BA3** : block-and-ash flow deposit, Misti 3.

ignimbritic deposit (NI2, Misti 2, Thouret *et al.*, 2001) and two overlying andesite lava flows (LF1.2). A chaotic surface of the lava blocks characterizes the DAD in the Rio Chili (Fig. 2), which obstructs the relict stream, actually deviated to the East inside the scar. The tilted blocks inclined at 10-20° to the East are thrust along N20 lineaments : a half graben (M) separates the East El Misti block and the West Estribo block. The upstream collapse of the ignimbrite (NI2) is covered by one of the distal lava flow lobe from Estribo volcano. A conjugate destabilization appears in relationship with the faults system : the El Misti DAD is covered by the upper Estribo destabilized deposit. The distal DAD inside the asymmetric Qda. San Lazaro valley presents a series of channelized lobes in

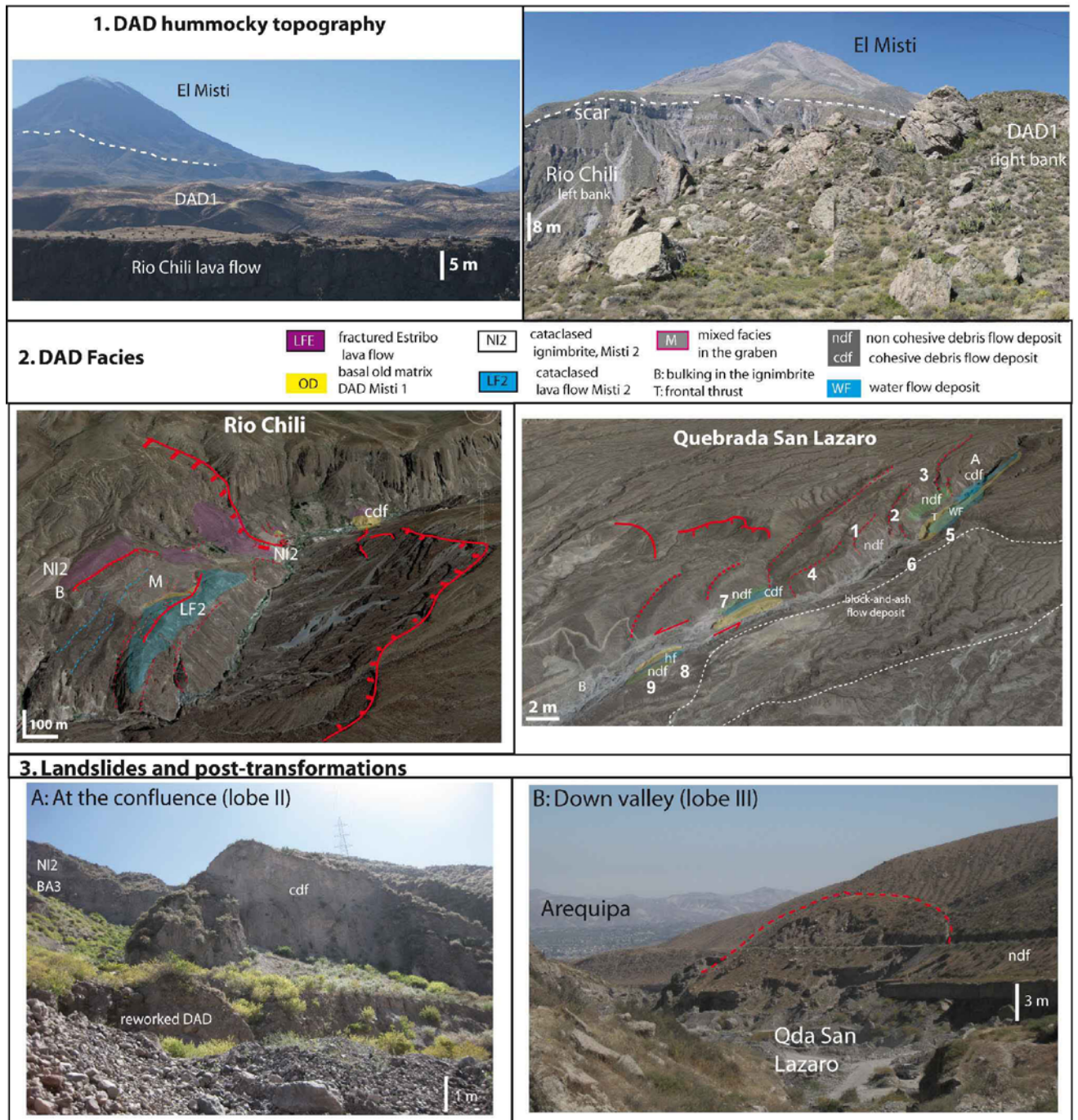


Figure 2. DAD lithofacies and structures. 1. DAD outcrops. 2. DAD lithofacies : mixing in the Rio Chili canyon ; transformations in the Quebrada San Lazaro. 3. Landslides and post-transformations in the Qda San Lazaro. **OD**: basal old DAD matrix, Misti 1 ; **LFE** : Fractured Estribo lava flow ; **NI2** : cataclased ignimbrite, Misti 2 ; **LF2** : cataclased lava flow, Misti 2 ; **M** : mixed facies in the graben ; **B** : Bulking in the ignimbrite ; **T** : frontal thrust ; **ndf** : non cohesive debris flow ; **cdf** : cohesive debris flow ; **WF** : water-flow deposit ; **hf** : hyperconcentrated flow deposit.

N20, which are parallel to the Rio Chili lineaments. The reactivation in transtensive pull-apart basin produces several horsts and grabens, that favours preferential erosion. On the right bank of San Lazaro,

the faulted DAD blocks (Fig. 1) are thrust and cataclased on the lava flow lobes (LF2), which are discontinuous and stretched. The ignimbrite deposit (NI2, Misti 2, Thouret *et al.*, 2001) lies unconformably above the upper DAD sheared contact. Block-and-ash flow deposits (BA3, Misti 3 dome collapse deposit, -25000-20000 yr BP, Thouret *et al.*, 2001) are accumulated in the upper depression, thicker on the left bank.

A relict scar along the West El Misti flank (red dotted lines in Fig. 1) connects the proximal and distal formations : the tilted DAD blocks are localized inside the Rio Chili left bank with the upper hummocks (Fig. 2).

In inverted relief, retrogressive erosion appears with reactivation of normal faults (N20 lineaments, parallel to the Rio Chili blocks). The ravines and post-DAD epiclastic landslides (Fig. 2), contribute to the post-transformations hazards : granular volcanic and debris avalanche deposits can be mobilized as recurrent lahars, flash floods and hyperconcentrated floods (1992-1997 ; Vargas *et al.*, 2010) by rainstorms during the December-March rainy season.

3. Results

3.1. Stratigraphy, geometry and textures

3.1.1. In the Rio Chili canyon.

In the confined upper course of the Rio Chili canyon (Figs. 1.2.3), the localised syn-transformations are inferred from the following observations: (1) in the cohesive matrix facies, a fine-grained matrix tail behind the piled-up blocks and a mixing facies at the contact of the faulted scar; (2) in the block facies, a cataclased gradation between two blocks (El Misti-Estribó) in the upper half graben (M), incised by the N20 ravines, in downstream, (blue dotted lines, Fig. 2), parallel to the reverse contacts. The basal, thick, ash-rich alluvial deposits (Estribó 3) are located in upstream blocks and at the scar contact.

A fine-grained matrix tail in the upper course of the Rio Chili appears in few meters (Fig. 3) :

- on the right bank, the matrix debris-avalanche deposit has been reworked in debris-flow deposit, which is faulted with an increasing thickness up to the thrust around the scar contact (Fig. 3A) ;
- on the left bank, the polymodal matrix DAD is reworked and overlain by transformed deposits (Fig. 3B). The discontinuous, stratified and sheared beds present a normal sorting. The granular readjustments along the thrust basal contacts are characterized by the injected backwards in relationship with the upper conjugate tension fractures generating an undulating contact. Locally, alluvial reworks are observed. The preferred orientations of the largest axis of 215 clasts are parallel (87°) to the strata and the thrust with $a/b = 1.5$ and ellipse = 14.89. The other outcrops (934 clasts) are transformed in lahar facies with bimodal to unimodal distributions, $a/b = 1.46$ and ellipse = 23.16.

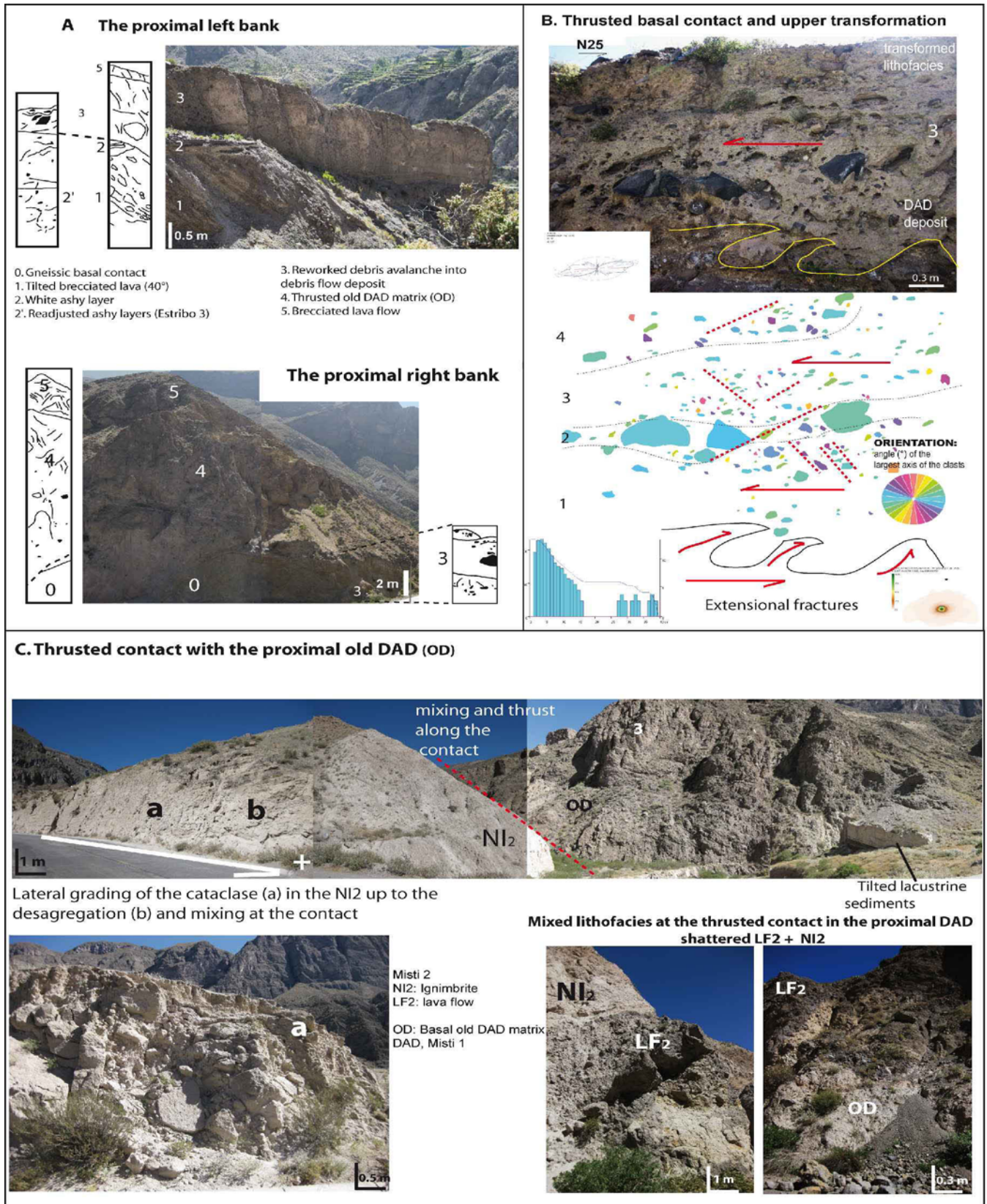


Figure 3. Diluted tail of the matrix facies in the upper course of the Rio Chili canyon. A. The proximal bank and lithostratigraphy of the reworked facies in the proximal zone : 0. Lower contact with gneiss ; 1. Tilted brecciated lava ; 2. White ash layer ; 2'. readjusted ashly layers (Estribo 3) ; 3.

Reworked debris avalanche into debris flow ; 4. Thrusted old DAD matrix ; 5. Brecciated lava flow. B. Thrusted basal contact and upper transformations : 1.2.3 subhorizontal layers with similar clasts sizes and SPO ; in yellow, irregular basal contact showing extensional fractures with a backward injection of a sandy alluvial layer. C. Thrusted contact with the proximal “old” DAD : OD : “old” debris avalanche deposit ; LF2 : Lava Flow, Misti 2 ; NI2 : Ignimbrite, Misti 2 ; 3 : reworked debris avalanche in debris flow.

At the scar contact (Fig. 3C), plurimetric sized blocks are thrust, crushed and partially mixed : the upstream “old” DAD matrix is reworked and thrust against the ignimbritic hummock (NI2) and the tilted lacustrine sediments. Different lithofacies are observed at the thrust contact (Fig. 4, n°3) : (1) a vertical cataclastic gradient in the DAD matrix : jigsaw-structures at the basal sheared contact, mixing with alluvium pebbles in the middle layer, and fractures in the upper coherent part ; (2) a lateral cataclastic gradient up to the thrust contact inside the ignimbrite hummock. A fine matrix appears at the contact of the tilted ignimbrite and lacustrine formations ; (3) a partial mixing at the thrust contact : the ignimbrites are thrust inside the DAD matrix.

Under the middle scar, the impacted blocks and half graben obstructed the Rio Chili course (Fig. 4) : cataclase, mixing and dewatering characterize the progressive syn-transformations. A vertical cataclastic gradient under the Chachani normal fault (Fig. 4, n°1,2,3) is observed : the West upper impacted Estribo block presents a basal crushed matrix DAD overlain by a fractured Estribo lava flow. The East El Misti ignimbritic hummock is overlain by the chaotic Estribo block lava flow (LFE) and the upper West distal lobe. A downstream lateral cataclastic gradient (Fig. 4, n°a-e) appears inside the half graben (Fig. 4D). (a) Impact in DAD matrix and plurimetric trimodal jigsaw-structures of the El Misti lava flow (LF3) ; (b) Along the stretched and sheared contacts, a differential cataclase between the stratified lava flows : the basal LF3 presents an increasing cataclase, while the upper LFE disaggregation increases up to the mixing with the reworked ignimbrite matrix (NI2). A bimodal distribution characterizes these transformed deposits related to the longer run-out distance from the Estribo impacted lobe and the upper desaturation. (c) In the stretching context, a fluidal transformation with bimodal distribution contributes to the disappearance of the initial stratigraphy and thinning up to a basal extrusion of the DAD matrix. (d) A complete mixing (LFE-LF3) with the basal DAD matrix is associated to an unimodal distribution and an upper dewatering generating a thick debris-flow deposit (DF). (e) The distal, thinning, LFE frontal lobe is thrust inside the ignimbrite (NI2), which is topped by DF. Its distribution is unimodal. From upstream, a progressive syn-transformation appears: impact and trimodal jigsaw-fractures in dilatative context (a) ; lateral spreading with stretching, thinning and bimodal partial mixing (b), frontal compression and stretching with fluidal transformations up to an unimodal mixing and thrust (c-e).

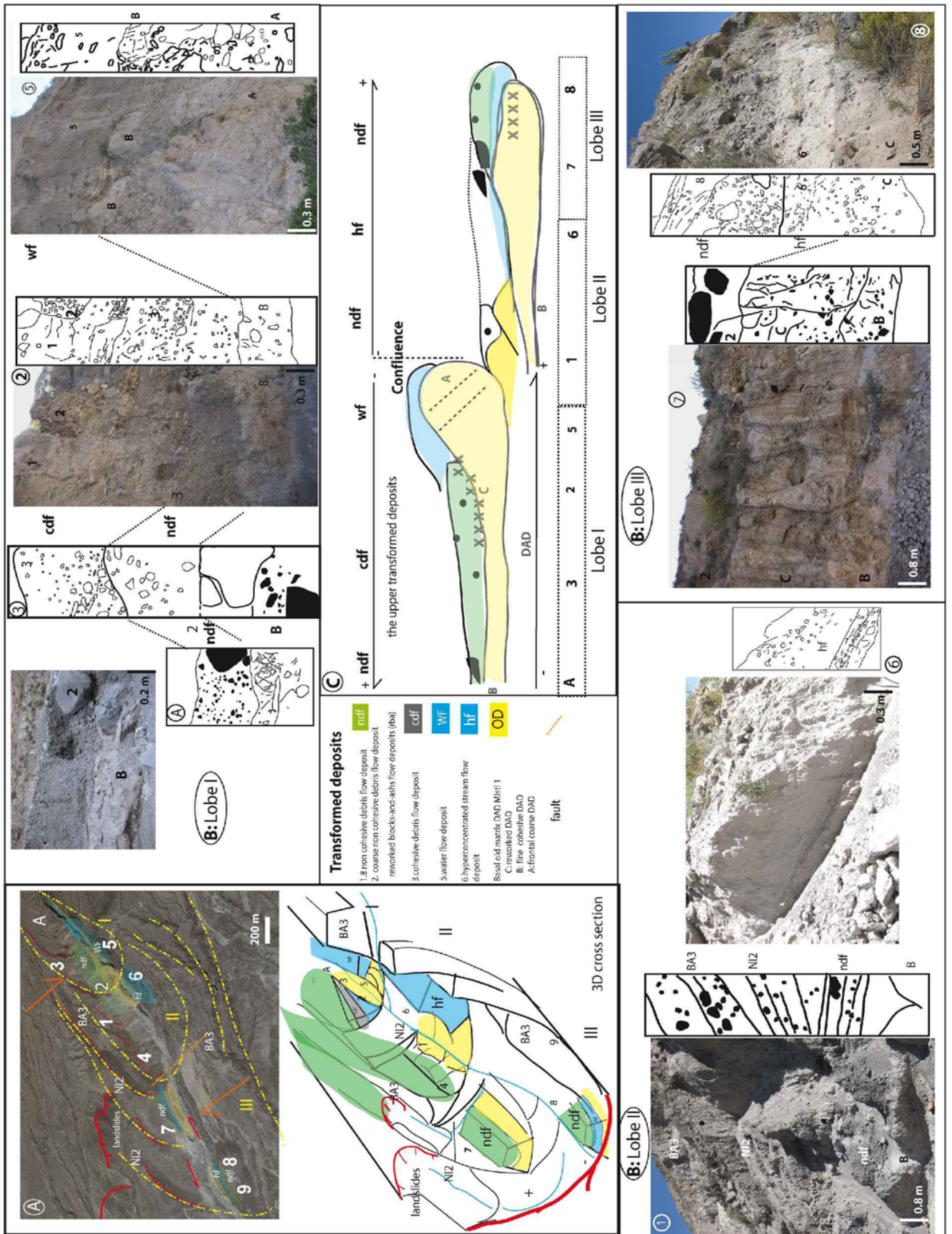
With the run-out distance in the Rio Chili canyon, the clast a/b and ellipse values decrease in relationship with the gradual propagation of the stress in the upper lobe.

3.1.2. In the Qda. San Lazaro

In the Qda. San Lazaro (Fig. 5), geomorphology, ravines, faults, lithofacies of deposits contribute to distinguish a series of lobes. The upstream lobe I (N10) is located in the deeply incised valley: along the lateral walls of the confluence, the frontal part is thrust against the lobe II. The downstream lobes (II.III. N35) present more discontinuous deposits related to a stretching in lateral spreading in wide open downstream valley.

The lobe I (Table 1 ; Fig. 5B) presents a matrix DAD overlain by a debris-flow deposit. The basal DAD1 facies (A) presents blocks with jigsaw-fractures at the upper sheared contact, similar to the Rio Chili DAD. A downstream textural gradation appears: a fine, grained cohesive DAD (B Lobe I) in a stretching context, a frontal coarse-grained DAD (C Lobe III) in a strong shear at the backfront. At the confluence, the DAD is backthrust: a clastic dyke injection (5 Lobe I) cuts the upper cataclased LF2. The DAD deposit becomes thicker and coarser upward. The overlying debris-flow deposit, produced by LF2 cataclase, presents : upstream, a coarse debris-flow deposit (ndf, Fig. 5) with large orientated clasts; downstream, a thicker and cohesive deposit (cdf, Fig. 5) downvalley to the confluence (Fig. 5 n°3.2). At the backfront, the coarser size fraction with plurimetric blocks is accumulated (5wf, Fig. 5). At the frontal thrust (5), the DAD blocks (B) are reworked along the upper sheared contact. An upper water-flow deposit with a thin texture (table 1) is observed at the upper frontal lobe. The lobe I deposits (DAD + ndf + cdf + wf, Fig. 5) present a normal grading deposit : the base is a non cohesive deposit (ndf) with a high clast content ; the middle layer is mixed with alluvial pebbles (cdf) ; the clayey upper layer is cohesive with a high content of lava blocks (LFE, wf). Compared with the Rio Chili transformed deposits, mixing, thickness and thin textures are more developed. Few LF2 blocks are preserved. Different factors contribute to these observations : the distal spreading and a longer run-out distance, the location at the valley bottom, compared to the upper Rio Chili blocks and the effects of the confluence (obstacle, confined water). The lateral translation is opposite to the facies distribution: the basal DAD gets thicker and coarser up to the frontal thrust with strong reworking ; the upper transformed facies becomes cohesive and thinner up to the frontal dilution (Fig. 5C).

The tilted lobe II (Fig. 5B 1.4.6) is overthrust by the upstream N10 lobe I and stretched by the downstream N35 lobe III, suggesting changes in the propagation. A strong differential texture is observed. Inside a large landslide, the basal DAD blocks are tilted and abraded. The upper non-cohesive deposits present a coarse stratification with two dips: a coarser debris flow deposit shows interstratified, thin ash laminae dipping at 70° E, in accordance with the thrust DAD ; the upper epiclastic deposits



are tilted at 30°W, parallel to the slope of the valley wall. Downstream, on the left bank, an hyperconcentrated streamflow deposit (Table 1) shows thin, gravel sized laminae with fine ash texture. The parental block-and-ash flow deposit has been reworked.

Two hummocks are preserved inside the lateral spreading of the distal secondary lobe III (Fig. 5 : 7.8.9) in relationship with a higher stretching context, dilution and more transformations. The thinner DAD (B) is incised and reworked : the upper contact presents jigsaw-fractures, sheared pumices, undulations with the matrix transformation. The upper stratified, transformed deposits present a reverse grading: at the backfront (7), the reworked cohesive DAD is overlain by a coarse, non cohesive debris-flow deposit; at the top frontal lobe (8), the thinner, reworked, non cohesive DAD is overlain by a hyperconcentrated streamflow deposit (diluted tail) and a non cohesive debris-flow, thinner than deposit n° 7.

A structural relationship between the lobes (C, Fig. 5) is determined. The tangential lobe I overthrusts the lobe II, generating tilt of the DAD blocks and the upper non-cohesive debris-flow deposit. The lobe III stretches and erodes the upstream deposits (lobe II), which are more tilted and discontinuous. Dewatering has contributed to produce an upper lateral sorting of the transformed deposits: a middle hyperconcentrated streamflow deposit (1), a frontal hyperconcentrated debris-flow deposit (6), an upper, coarser debris-flow deposit accumulated backward (7), the diluted transformed deposit (8) on the frontal lobe.

3.1.3. Post-emplacement transformations.

In the Rio Chili canyon, the water circulation along the ravines inside the matrix DAD produces the cohesive mud flow deposits at the valley bottom (Fig. 2).

In the Qda. San Lazaro, landslides (Fig. 2) within the DAD have destabilized the covering scree and volcanic colluvium dipping at 70°. Different stages of destabilization are observed on the right bank : (1) at the surface, erosion, reworking and landslides of the volcano sediments ; (2) at the base, erosion and exposure of the basal, tilted megablocks of the debris-avalanche deposits ; (3) on the slope, erosion and tilt of the alluvial terraces ; (4) in the upper part, collapses related to the water circulation and gravity. Different generations of the basal inset deposits prove a functional system in relationship with the regressive erosion at the confluence of the perched valley : a gravitational landsliding of the deposits and the water destabilization of the superficial volcano sediments along the slope separate matrix from blocks, representing a first stage of transformation. The remobilization of these separated fractions into lahars has transformed this landslide-colluvium mixture. On the left bank, the block-and-ash flow deposits are tilted along the conjugate normal faults : along these contacts, different granular readjustments are observed. An upper water circulation enhances these gravitational landslides. This causes differential erosion of the block and the matrix lithofacies, creating fine and coarse matrix-derived units, and generally fine-grained lahar deposits.

3.2. Sedimentary characteristics of the transformed deposits in the Qda San Lazaro

To characterize the different transformed facies in Qda San Lazaro, twenty four non-cohesive samples were collected at the base of the destabilizations (Figs. 2-5) : at the confluence of the upper frontal lobe I (Fig. 5.5) with the tilted DAD in the right bank, and the horsts and grabens in left bank ; for the lobe II, in the right bank, inside three inset terraces of the debris-flow deposits (1) at the confluence of perched valley; and in the left bank, inside a bank with thin laminae (6) at the base of a planar slide ; for the distal lobe III, in debris-flow deposits (8) with the sheared basal contacts.

The comparison of each grain-size fraction with cumulative curves, histograms help to distinguish the transformed deposits (Fig. 6) :

- at the frontal Lobe I, the upper water flow deposit (5) contains 92.9% sand and 6.17% gravel ($Mz = 1.36 \Phi$) ; 75% of the distributions are bimodal ;
- at the thrust lobe II, a polymodal (60 %) non-cohesive debris-flow deposit (1) contains 69.2 % gravel and 30.76 % sand. The texture is gravel rich ($Mz = -1.98\Phi$) to sandy gravel. A polymodal hyperconcentrated stream-flow deposit (6) includes 58.65 % sand, 40.7 % gravel and 0.65 % mud. The texture is sandy gravel ($Mz = -0.27\Phi$) with a water-flow facies for the sandy clasts ($2-4 \Phi$) ;
- the distal lobe III with a polymodal non-cohesive debris flow deposit (8) contains very coarse sand ($Mz = -0.67 \Phi$) with 55.46 % sand and 44.3 % gravel.

The laser diffraction shows an unimodal fine-grained fraction ($< 60 \mu m$). Between the lobes (I,III), a similar grain sizes (2-8 mm) and the componentry distribution (Fig. 7 : 40-50 % andesite-trachyte) are observed. The upper, proximal cataclase produces crystals, increases the lava ratio and 4Φ size fraction (5). Inside the thrust lobe II (1.6), a lithologic relationship (Fig. 7) is characterized by the largest grain size distribution (1-16 mm). A direct transformation is shown by decreasing coarser fractions (16 mm); increasing in the trachytic-andesitic ratio (+ 10 %) with a concomitant decreasing lava amount ($< 10 \%$). At the confluence, the granular fractions are variable : the discontinuous deposits with opposite facies (1.5) characterise a separation of the fractions at the contact of the lobes (Fig. 5.I.II). A no linear transformation by dilution is characterised ($< 5 \%$ matrix / gravels ; $< 1 \%$ mud ; Ruapehu, Kiegler *et al.*, 2011 ; Cantal, Arnaud *et al.*, 2002).With the run-out distance, an evolutive convergence appears in the upper part of the lobe III (Fig. 5) with a distal mixing (6.8). The thrust of the lobes at the confluence redistributes the granular fractions, which are sorted along with the distal run-out distance. A reverse grading appears between the thrust lobes : the upper lobe I (5) is thinner than the basal and distal lobe III (8).

The diagram % matrix vs matrix / gravels (Fig. 6) shows a logarithmic regression between the transformed deposits with : $f(x) = 18.09 \ln(x) + 48.27$ with $R^2 = 0.97$. A strong differentiation appears between (1) a coarse fractured fraction with 14.9 to 44.1 % of matrix and 0.18 to 0.79 matrix / gravels ;

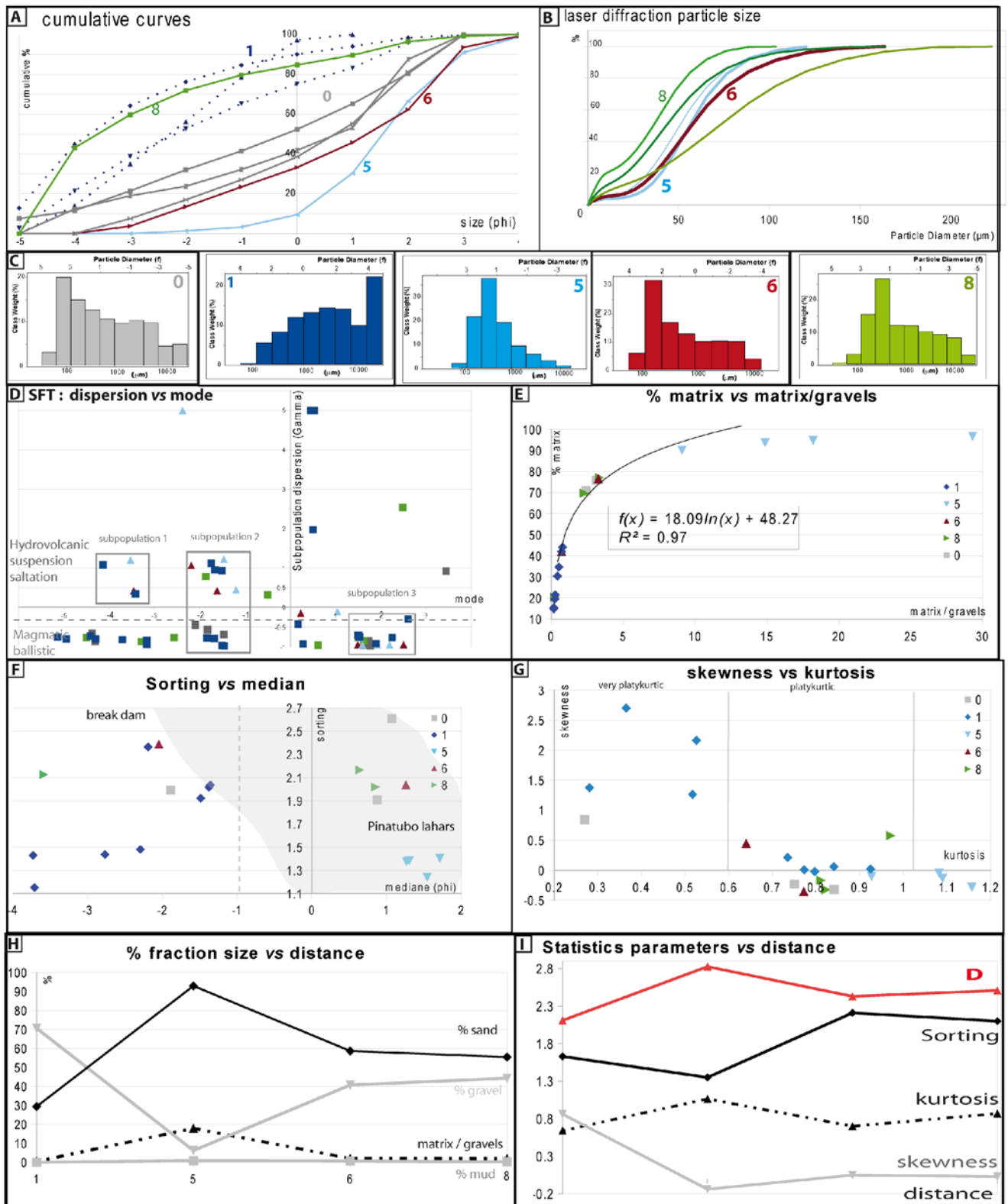


Figure 6. Sedimentological analysis and statistic parameters of the transformed deposits in the Qda San Lazaro . A. Cumulative curves of the matrix (< 32 mm) : 0 : block-and-ash flow deposits not reworked by debris flows or landslides ; 1 : coarse debris-flow deposit ; 8 : less coarse debris-flow deposit ; 6 : an hyperconcentrated streamflow deposit with a water flow facies for the sand (2-4 phi) ; 5 : a well sorted water flow deposit. B. Laser diffraction size ; C. Histograms ; D. SFT (Sequential fragmentation transport) of matrix ; E. % matrix vs matrix/gravels ; F. Sorting vs median ; G. Skewness

vs Kurtosis ; H.% fraction size vs distance ; I. Statistics parameters vs distance.

and the finer fraction (5) with 90.1 to 96.7 % of matrix and 9.1 to 29.3 matrix / gravels. The other deposits are centred around 70-77 % of matrix and 2.3 to 3.13 matrix / gravels.

The diagram dispersion *vs* mode (Wholetz et al., 1989) helps to distinguish three subpopulations: 63.33% with a magmatic fragmentation ($-0.97 < Y < -0.42$), 13.33 % with an hydrovolcanic origin ($-0.4 < Y < 0.4$) and 14 % ($\gamma > 0.7$) in related to a gravitational reworked : then 50-66 % with a magmatic origin whatever the transformed deposits. The subpopulation 1 (25 % around -4Φ) suggests an hydrovolcanic fragmentation and a transport by saltation and suspension. The subpopulation 2 (28.33% between $-2-1 \Phi$) presents an hydrovolcanic fragmentation (5.6.8) and a magmatic fragmentation for the thrust lobe II (1) and the in situ deposits (0). The subpopulation 3 suggests a magmatic origin (31.66 % around 2Φ ; $Y < -0.4$).

Grain-size statistical parameters (Fig. 6) further highlight the observed differences, that are attributed to different stages during the DAD transformations to lahars deposits. The diagram sorting *vs* median (Capra, 2007) helps to separate the transformed deposits : 57 % of samples with $Md < -1\Phi$ characterize the fractured coarse-grained deposits; 43% of samples with $Md > 0.5\Phi$ characterise the distal, diluted deposits. The sorting index differentiate the dam break out deposits (Capra, 2007) with $\sigma < 1.5$ and $Md < -1\Phi$ such as no-cohesive debris-flow deposit (Lobe III) ; the hybrid facies (0+1+6+8) with intermediate sorting values ($\sigma = 1.9-2.4$) ; the dilution similarly to the Pinatubo lahars (8.6.5 deposits) with $Md > 0.5\Phi$. The kurtosis values increase with water and mixing, which changes the central grain-size distribution : very platykurtic to platykurtic for the non-cohesive deposits (1.8), platykurtic for the hyperconcentrated streamflow deposit (6); a normal curve for the water flow deposit (5). The skewness values are coarse to very coarse (> 0.1) for the basal thrust coarse tail (lobe II.1) and tilted coarse deposits (Fig. 5). Dilution and sorting produce the lower skewness values for the water-flow deposits (< -0.1 ; Lobe I.5). Downstream, the skewness values are intermediate (-0.35 to $+0.57$) in relation to the upstream thrust (6.lobe II), the saltative transformations and the dilutions in an upper stretching and shearing context (8.lobe III). At the confluence (in lobes I-II), the skewness and sorting values decrease strongly, then increase along with the distal run-out distance, while the kurtosis values decrease. The evolution of the fractal (D) and kurtosis values are similar.

3.3. Shape parameters

In the Rio Chili canyon, the SPO analysis (1320 clasts, Shape Preferred Orientation, Launeau *et al.*, 2004, Fig. 7) in the cohesive matrix presents three regressions for a/b *vs* ellipse :

- a power-low regression for the transformed and mixing facies : $f(x) = 1.337 \times 1.08^x$ with $R^2 = 0.969$;
- two linear regressions of the cataclase implying a differential evolution : in the block facies, $f(x) = -0.221x + 2.258$ with $R^2 = 0.99$; in the mixing facies : $f(x) = -0.246x + 2.756$ with $R^2 = 1$. The triangular and oblong clasts become subrounded. A relationship is established between the upstream diluted tail and the frontal transformation, produced by DAD transformations with higher values ($a/b > 1.7$; $e > 3$) for the upstream diluted tail; the lower values ($a/b < 1.65$; $e < 3$) for the cataclastic gradient. The jigsaw-fractures with planar faulted faces in the cataclastic gradient are mixed in the downstream dilative and stretched context. Two intersecting curves indicate a convergent shape evolution between the cataclase and the transformations from: the upstream DAD matrix facies (A1) with $a/b = 1.8$ and ellipse = 3.86 ; the downstream partial mixing from the jigsaw-fractures (A) with $a/b = 1.65$ and ellipse = 2.7.

Shape parameters with the long run-out distance show (Fig. 7) decreasing values with:

- a linear regression for a/b : $f(x) = -0.032x + 1.835$ with $R^2 = 0.7$. The clast is shattered in upstream ($a/b = 1.5$ to 1.3) then rolled in the mixing facies ($a/b = 1.1$) ;
- for ellipse between the dilative jigsaw-structure and the diluted tail :
 a power regression : $f(x) = 3.95x^{-0.4}$ with $R^2 = 0.98$;
 a linear regression : $f(x) = -0.32x + 5.06$ with $R^2 = 0.989$.

The intersecting curves show : an ancestral shape (A) with ellipse = 4.8 ; an hypothetical convergent shape (B) no characterised from data with $a/b = \text{ellipse} = 1.6$.

In the Qda San Lazaro, binocular observations show angular to subangular clasts, which become subrounded and porous in the oxidized facies (Fig. 7). In the 1 mm-sized fraction, few angular clasts with numerous asperities are coated by ashy mud and few sand particles, decreasing the initial rugosity. The survivor clasts present a similar amount and axial ratio in each sample : 40% of the > 32 mm fraction and 20 % in lower size class fractions with a mean axial ratio between 1.47 and 1.62. The dilution in upper extensive context preserves the survivors rate around 20 % (6.5). Perimeter roughness, Riley circularity and axial ratio of the non cohesive matrix have been calculated in each class size based on image analysis (5 zones, 18 samples, 1585 clasts).

A power regression characterises the mean Riley circularity vs axial ratio along the lobe (Fig. 7) :

$f(x) = 0.863x^{-0.482}$ with $R^2 = 0.73$. These discontinuous deposits are produced by similar events. The R values are high (0.74-0.85) with 0.7 for the survivor clasts. For each deposit, a linear regression (Table 3: $f(x) = -ax + b$) characterises Riley circularity vs axial ratio with smaller R^2 values : the water flow deposit (Lobe I5) with $a = 0.2$; $b = 0.88$ and $R^2 = 0.08$; the thrustred non-cohesive debris-flow deposit (Lobe III1) with $a = 0.24$; $b = 1.07$ and $R^2 = 0.41$; the extensive hyperconcentrated streamflow deposit (Lobe II6) with $a = 0.17$; $b = 0.9$ and $R^2 = 0.34$; and the distal lobe III (8) with $a = 0.209$; $b = 1.04$ and $R^2 = 0.47$. Downstream dilutions along the lobe (1.6.5) decrease the coefficient value (b) : 1.07 to 1.04

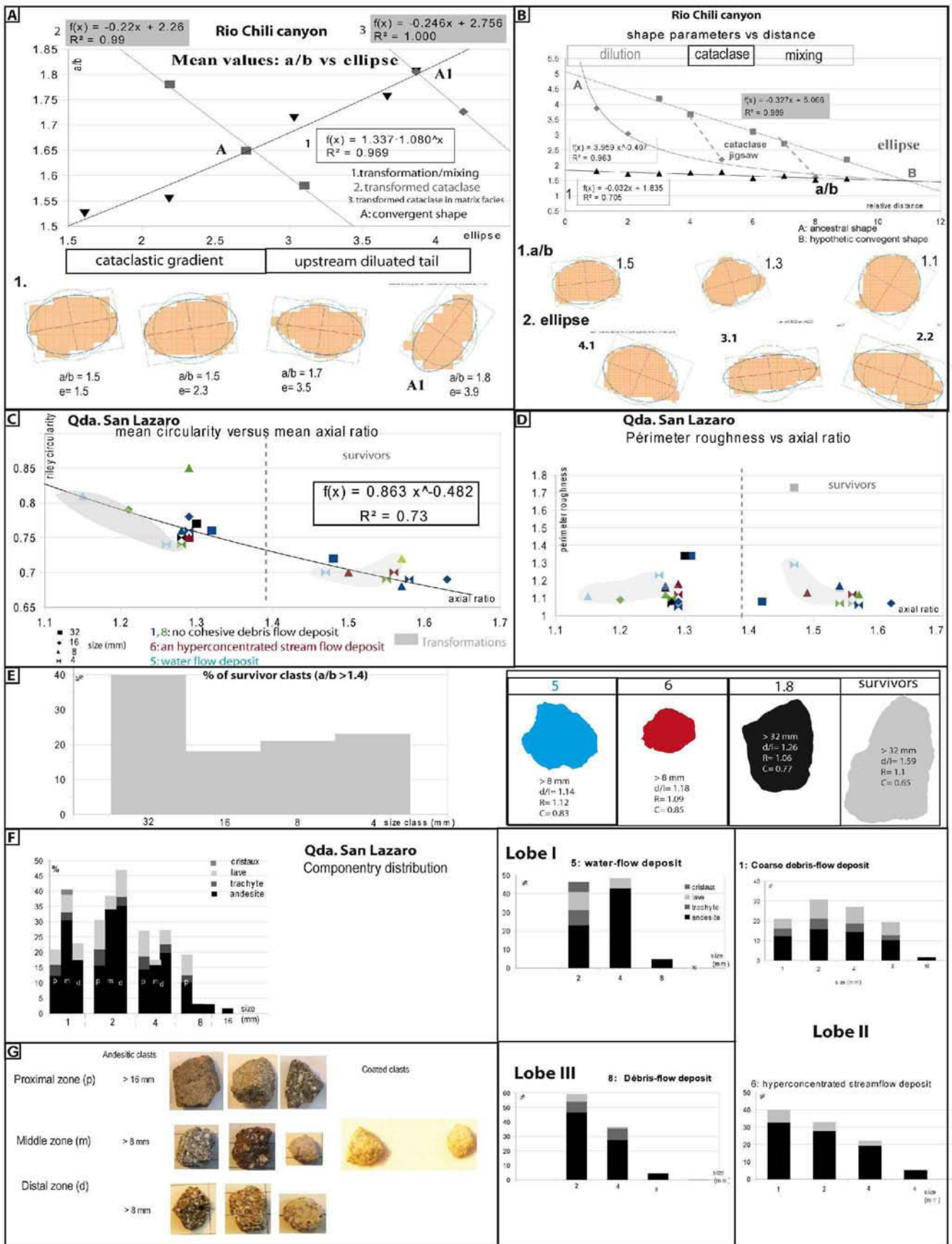


Figure 7. Grain shape analysis in the Rio Chili canyon and the Qda San Lazaro ravine. a. in the Rio Chili canyon : a/b vs ellipse ; vs distance; b. In the Qda San Lazaro : 1. Riley circularity vs axial ratio ; Perimeter roughness vs axial ratio ; 2. Componentry distributions.

for the debris-flow deposit, 0.9 for the hyperconcentrated streamflow deposit, and 0.88 for the water-flow deposit. With the run-out distance, R^2 values increase implying that the Riley circularity values are less disperse. Water mobilizations and dilutions (5.8) increase the Riley circularity and decrease the axial ratio.

The perimeter roughness is high for the thrust contacts with differential reworking between the front (lobe I) and the base (lobe II). The thrust non-cohesive debris-flow deposit (lobe III) presents similar values with experimental crushed stones (Janoo, 1998) : 1.34 in > 32 mm fraction and 1.05 in > 4 mm fraction. The upper thrust water-flow deposit (Lobe I.5) has remobilized the largest clast sizes (> 32-16 mm), increasing the perimeter roughness (+ 0.2) for the > 4 mm fraction and decreasing the axial ratio (-0.12) for the > 8 mm fractions.

4. Discussion

Relations structures and lithofacies, hummock topography, relict scar connect the proximal Rio Chili DAD and the distal San Lazaro syn-transformations.

4.1. Discontinuous lithofacies of transformed DAD deposits

The DAD tectonic stresses the localized and discontinuous syn-transformations, observed in the Rio Chili DAD such as the basal matrix facies, along the diluted tail, in the upper tilted and cataclased block facies. The downstream transfer in the half-graben generates the localized syn-transformations by cataclase, dilution and mixing. This relict transformation is rare (Mt St-Helens 1980 ; Glicken, 1986) : the proximal zone has been eroded during the downstream spreading of the upper DAD (Socompa, van Wyck de Vries *et al.*, 2001). The lateral downstream spreading is limited at the upper surface : the perpendicular collapse obstructed the incised canyon with large partially disintegrated megablocks. The observed transformations are located along the obstructed stream in an upstream diluted tail and the half grabens. The DAD extensional tectonics induce the discontinuous syn-transformations.

In the Qda San Lazaro, the distal, transformed lithofacies are thicker but discontinuous. These deposits are located along the tilted and eroded terraces with a reverse grading, similar to the Naranjo lahars (Capra *et al.*, 2002). The stretched transformations, compared to the Rio Chili DAD, are related to a series of thrust lobes in an extensive lateral spreading, which reworked the upper layers of debris flows, with inherited jigsaw-fractures (Smith *et al.*, 1991). The lower tilted DAD blocks contribute to the large scale destabilizations reworking the deposits. A package distribution shows a gradual and discontinuous geometry : an upstream extensive diluted tail, the thrust of the coarser deposits to the back lobe, dilution to the frontal lobe. This geometry is similar to the Mt Rainier debris-flow deposits (Vallance, 2005), but located in the non-cohesive facies leached and reworked by rainstorms generating

flash floods. The vertical facies distribution may be similar to the Socompa DAD (van Wyck de Vries *et al.*, 2001 ; Kelfoun *et al.*, 2008) : a fluidal middle zone (ignimbrite-DAD matrix) is overlain by a lava carapace (transformed and faulted facies).

The geological context acts as a precursory factor to these transformations.

1. The localized tectonic system constrains the lateral wall resistance, the destabilizations and a strong shearing inside the confined and proximal debris avalanche during motion, which generates stretching near the base of the deposits and the bulking of the thin, water, saturated basal layers. The bearing capacity of the matrix debris-avalanche is modified, the block facies has been transformed into a stratified matrix facies. The transformations by bulking along a sheared contact have contributed to reduce the run-out distance of the debris avalanches in the Río Chili valley.
2. The reworked volcanic lithology and the characteristics of the soft basement play a role on the run-out kinematics : the fine-grained matrix of the ash-rich alluvial deposits are easily eroded and present a lower roughness contact.
3. The topographic effect constrains the lateral spreading : a highly confined valley with a basal low slope increases the basal shear stress and the frictional contact along the wall ; a geomorphological disequilibrium (Thouret, 2004), equally observed inside the Mabinit channel around the Mayon volcano (Philippines, Rodolfo *et al.*, 1991), contributes to the serial readjustments during transport.

The geological context contributes to the physical parameters processing the transformations :

- a vertical gradient of the transformations with a decreasing vertical velocity gradient (Doyle *et al.*, 2011) : a basal bulking with a high discharge ; sedimentation in relation with debulking and lower velocity ; differential cataclase and dilution in the upper extensive layers ;
- the lithofacies distribution is related to the stress kinematics : the oscillatory motions (Cagnoli *et al.*, 2009), the vibration and pattern formation (Clement, 1996) and conjugate orientations contribute to the discontinuous transformations. The extension is an overall stress, which induces transformations in the upstream diluted tail and in the frontal lobe. The upstream compression of the fluids is a precursor of the downstream dilution in the upper lobes. The short run-out distance of the transformed facies and the mass freezing accentuate the discontinuous and localized distributions.

Post-transformations and landslides are characterized by a fragmentation and sorting due to gravity and water circulations : the debris-flow deposits (1-8) are located in the upstream confluence, characterised by a regressive erosion and a large destabilization. Other destabilizations, natural dams and the granular flows during intense rainfall episode must be envisaged. The upstream water-flow deposit (5) implies dilution in accordance with the two upper channels ; the hyperconcentrated streamflow deposit (6) presents no cogenetic relation by bulking and/or dilution with 1-5 deposits. The inherited block and ash

lithology are preserved (0) and imply a reworking by water circulations along the valley walls. Each discontinuous, transformed fraction can be reworked and transformed by the localized bulking/debulking (Doyle, 2011) during rainfall. These data are in accordance with the schematic diagram for the generation of rain triggered lahars (Rodolfo *et al.*, 1991). These are previous precursors, which can contribute to the multiple distinct lahars packets (Doyle *et al.*, 2011 ; Dumaisnil *et al.*, 2011) : a complex rheology of lahars is suggested by the discontinuous syn-transformations and the localized bulking of the pre-transformed fractions transported by packets.

4.2 : Structural stress and the different stages of the transformations

Sedimentological results contribute to differentiate the different stages of the DAD transformations characterised by a logarithmic regression of the % matrix vs matrix / gravels (Table 3). The comparison of these sedimentological data (Fig. 8) with another examples : other studied data (Pardines, Meager, Tutupaca, Pichu-Pichu), other Andean DAD (Chimborazo, Taapaca, Ticsani, Bernard, 2008) ; hybrid DAD (Ruapehu, Cronin *et al.*, 1997 ; Kiegler *et al.*, 2011), DAD dam break-out (Nevado, Capra *et al.*, 2002), dewatering DAD (Mt Rainier, Scott *et al.*, 1995), transformed DAD deposits (Iliamna , Waythomas *et al.*, 2000 ; Cantal lahars, Arnaud *et al.*, 2002) and Pinatubo lahars (1991, Philippines, Major *et al.*, 1996) show that the specific conditions can generate these grain size distributions.

In the Rio Chili canyon, the downstream cataclastic gradient is correlated with the upstream diluted tail : the equation (Table 3) shows an ancestral shape and a convergent distal evolution. The diagram a/b vs ellipse (Fig. 8) localizes the upstream diluted tail in the transformed and mixing facies with ellipse values (2.35), similar to the distal Pampa-Blanca transformed facies but higher a/b values (1.61), similar to the proximal Tutupaca fracturation: a strong proximal transformation is confirmed. The cataclastic gradient is located in the plane collapse in fault through with ellipse values (3.68) similar to the Cheix DAD but an higher a/b value (1.75), implying a lower run-out transport, in accordance with the field observations and geomorphological context : run-out distance in a volcano-tectonic graben (Cheix DAD) is different from run-out in the faulted canyon of Rio Chili.

In the Qda San Lazaro, sorting vs median (Fig. 8) places the mean values in the Pinatubo lahars (1991), in accordance with hyperconcentrated flows observed during rainstorms (Vargas *et al.*, 2010) : the distances are not representative but similar rainfall intensity occurred in both sites (125 mm in Arequipa on 13/02/2013 and 170 mm for the 1991 typhoon in the Philippines). In each case, the parent volcanic material is a debris avalanche and/or pyroclastic material, which has been reworked by rainfall and transformed into different non-cohesive granular flows. Each transformed deposit shows similar

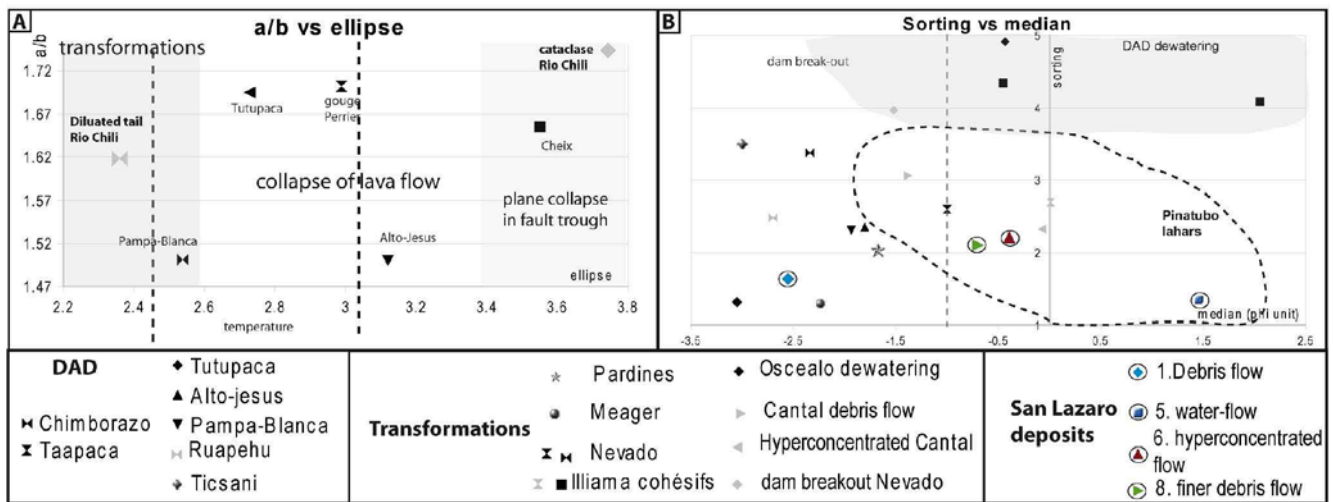


Figure 8. Comparison with other examples : Mean values : a/b vs ellipse ; sorting vs median diameter (Φ unit). A : a/b vs ellipse ; B : sorting vs median. Ruapehu lahars (New Zealand, Cronin et al., 1997 ; Kiegler et al., 2011), Iliamna debris avalanche and lahars (Alaska, Waythomas et al., 2000), Cantal lahars (French Massif Central, Arnaud et al., 2002), Pinatubo lahars (1991, Philippines, Major and al., 1996) ; Chimborazo, Taapaca, Ticsani (Bernard, 2008) ; Nevado (Capra et al., 2002) ; Oscealo mudflow, Scott et al., 1995).

grain-size values :

- the thrust debris-flow deposit (Lobe III1 : $\sigma = 1.63$; $Mn = -2.55\Phi$) presents similar values to the Meager debris flow deposit implying a proximal instantaneous transformation of the saturated DAD into a debris flow (Guthrie et al., 2012), similar to Mt Rainier debris-flow. But a proximal crushing creep inside a small thrust volume is possible at the base (DAD). A low dynamic frictional coefficient along the ignimbritic basement fault such as 52 kPa would contribute to these dynamic (Kelfoun et al., 2008).

- the distal debris flow deposit (Lobe III8 : $\sigma = 2.1$; $Mn = -0.69\Phi$) is localised between the Iliama cohesive lahars and mixed and saturated Taapaca DAD. A variation of saturation with the run-out transport is observed.

- the hyperconcentrated streamflow deposit (Lobe II.6 : $\sigma = 2.21$; $Mn = -0.39\Phi$) presents similar values to these of the Cantal and Ruapehu deposits ($\sigma = 1.5-2.5$; $Mn = -0.5+1\Phi$) : the distances of the transformations by dilution are equivalent (> 8 km for the Misti ; 10-18 km for the Cantal, Nehlig et al., 2001 ; > 10 km for the Ruapehu). This comparison shows rapid transformations following by the gradual facies in accordance with saturation.

The water-flow deposit (Lobe I5) is isolated, but shows similar values to these of the Pinatubo, Cantal and Ruapehu water-flow deposits ($\sigma = 1-1.5$; $Mn = 0+3\Phi$), suggesting a cogenetic relationship with the DAD transformation.

However in the Qda San Lazaro case study, the dilution is not linear but by package in relation with the lobe kinematic, equally observed at Semeru volcano (Dumaisnil *et al.*, 2010), generating a discontinuous distribution of the transformed facies. The release of the discontinuous water pocket can be envisaged (effect of the water pool) between the thrust lobes. A tectonic control of the deposits is confirmed with the inverted relationships between the sorting and the fractal D values, which present a no linear evolution in relationship with the thrust lobes.

The post-emplacment deposits characterise the specific and rapid transformations (Arnaud *et al.*, 2002), of the non-cohesive matrix, in accordance with the sedimentological characteristics of the initial DAD deposit. The strong embankment of the Qda San Lazaro, the desert denudation with exposures of volcanic granular material, the step of altitude around the Misti volcano can contribute to enhance locally rainfall intensity and subsequent consequences in terms of flash floods (Thouret *et al.*, 2013). The disappearance of the fine fraction from these relict deposits (diagenese, leaching) contributes to the present non-cohesive matrix (< 3-5 % clay-size sediments ; Scott *et al.*, 1995) and limits the sedimentological characterization of their parent deposit. Intrinsic transformations such as the effects of the pore fluid pressurization, transport of the colloid during the transformations are not observed here (Goren *et al.*, 1997 ; Bardou *et al.*, 2007).

The SFT method is efficient to identify volcanic fragmentations and transport process (Mt St-Helens, Mackaman-Lofland *et al.*, 2014 ; Vulsini, Italy, Taddeucci *et al.*, 2002). The original volcanic fragmentation is preserved inside the matrix: magmatic and hydrovolcanic fragmentations can be distinguished (Fig. 8). Compared with quaternary pyroclastic-flow deposits of the Lateral Volcanic Complex (Vulsini, Italy, Taddeucci *et al.*, 2002), the dispersion parameter γ of the 2Φ magmatic fraction is representative of the basal block-and-ash-flow deposit ($\gamma < -0.85$), but the curve is more peaked implicating a stronger sorting of the matrix in the Qda San Lazaro, in relation with the water circulation and debris-avalanche reworking (jigsaw fractures preserved in few clasts). This sorting by these reworking is confirmed by the good correlation with other transformed volcanic deposits (Fig. 8), such as the Ruapehu hyperconcentrated streamflows transformed by the rainfall reworking of the phreatic and phreatomagmatic parent deposits (Mt Ruapehu Crater lake eruption, 1995).

These sedimentological data determine the paleovolcanic and external conditions acting on parent debris-avalanche and epiclastic deposits, generating the different stages during the transformation.

The quantitative shape analyses in Qda San Lazaro show a similar only event: only power regression characterises the Riley circularity vs axial ratio for the discontinuous transformed deposits (Table 3). Each deposit presents a linear regression implying a differential evolution in accordance with the sedimentological facies. These data are similar with experimental results on particle interactions inside

the block-and-ash flow deposit transformed in debris flows (Colima volcano, Mexico : Caballero *et al.*, 2012). For the non-cohesive debris flows deposits, a similar differential evolution according to particle size has been demonstrated. For larger clasts (survivors and > 32-16 mm fractions), the cataclase produces an increasing amount of 4 mm sized-clasts showing an increasing roughness. The collision and the communiton of the 8 mm fraction increase the Riley circularity and decrease the axial ratio,

Table 3 : Synthesis of calculated parameters and results.

		Equations for parameters	Results
a/b ellipse	Rio Chili canyon	a/b vs ellipse cataclase : $f(x) = -ax + b$ $a = 0.2$ $b = 2.2-2.7$ transformations : $f(x) = 1.33 \times 1.08^x$	Fracturation of the clasts for the transformation; relationship between the upstream diluted tail and the cataclastic gradient ; a convergent shape evolution along the transport
		a/b vs distance a/b : $f(x) = -0.032x + 1.835$ with $R^2 = 0.7$ ellipse : $f(x) = -0.327x + 5.06$ with $R^2 = 0.98$ $f(x) = 3.959x^{-0.4}$ with $R^2 = 0.98$	relationship between the upstream diluted tail and the cataclastic gradient ; an ancestral shape; a convergent evolution
sédimentology	Qda San Lazaro	% matrix vs matrix/gravels : $f(x) = 18.09 \ln(x) + 48.27$ with $R^2 = 0.97$	Textural classification of transformations : 1 : coarse, fractured DAD-debris-flow 5 : water-flow deposit 6.8 : no cohesive debris-flow and hyperconcentrated flow deposit
Riley circularity	Qda San Lazaro	vs axial ratio : $f(x) = 0.863x^{-0.482}$ $R^2 = 0.73$ non cohesive debris flow deposit : $f(x) = -0.2x + 1.09$ hyperconcentrated streamflow deposit : $f(x) = -0.17x + 0.9$ the water-flow deposit: $f(x) = -0.2x + 0.88$	Transport and differentiation of the transformations Decreasing b values with dilution

characterised by a power regression (Table 3). The decreasing b values of the linear regression characterise the dilution of the transformed deposits. A differential evolution between the lithology is based on the fact that the trachytic clasts, the hydrothermal alteration produce subrounded shapes compared to the andesitic angular clasts. Different steps of the evolution of the clast shapes must be considered :

- the parent volcanic process (magmatic/hydrovolcanic fragmentation and ballistic transport) ;
- the strong effects of the localized landslides : collisions and communitons increase the Riley circularity and decrease the initial axial ratio and the perimeter roughness ;
- the differential effects of the water : the cataclase increases the perimeter roughness and decreases the

axial ratio. The abrasion increases the Riley circularity.

These transformed deposits are located at a critical distance of 1.5 to 5km (Caballero *et al.*, 2012) for the evolution of the clast shapes, which affect the sedimentation rates.

5. Conclusion

A combined approach (field observations, structures, stratigraphy and sedimentology) is essential to discriminate the different stages of DAD syn-transformations. The sedimentology helps to discriminate the discontinuous transformed facies : the non-cohesive debris-flow deposit in the upstream lobe, the streamflow deposits in the middle lobe and water-flow deposits in the upper front. A pocket dilution appears in stretching context during the lateral spreading, associated to the localized dewatering and transformations. The microscopic intrinsic effects of water are not characterized and the missing fine fractions are not reconstituted. The SFT method contributes to infer the initial volcanic processes : the phreatomagmatic populations must be differentiated to the effects of DAD cataclase and sorting during dilution. The shape analysis characterise the cataclastic gradient and establish the cataclastic relationships between the deposits. The correlations with the shape parameters differentiate the inherited survivors to the abraded clasts. The perimeter roughness confirms the crushing effect at the thrust contact. The progressive dilution decreases the b values (from 1.09 to 0.88) of the linear regression equations characterising the Riley circularity vs axial ratio. For the dilution, an only equation produces the variation of the Riley circularity vs axial ratio.

The localised syn-transformations are associated to the upper transfer and the basal bulking/debulking within a short run-out transport distance : the stress of the transformations is quickly dispersed. For the purpose of comparison, other volcanoes present similar lithological characteristics (Socompa), the discontinuous and localized transformations (Mt Rainier, Colima) : the transformations are realized step by step on the spot. These results are opposite to the post-transformations generating lahars or flash floods. The conditions are different : torrential rain-fall initiates the lahars, the thin fractions of the discontinuous syn-transformed deposits are reworked, generating a sorting by package of the thin grain-size. *In situ* dynamic observations, similar to Semeru lahars (Dumaisnil *et al.*, 2010), must be envisaged to better evaluate reworked fractions and hazards.

III.2 : Des syn-transformations extensives, précurseurs aux lahars : lobe distal du Pichu-Pichu

1. Géomorphologie et structures

a. Un lobe digité en extension

Le lobe distal de la DAD du Pichu-Pichu (Fig. 1) se localise à l'est du bassin ignimbritique d'Arequipa. Ce faciès à blocs de laves comble un réseau de paléovallées au cours modifié. Le lobe de DAD apparaît fortement digité aux points de résurgences des drainages, siège d'une érosion rétrogressive, marquée par des cicatrices d'arrachement, en limite B et C. Un gradient de déstabilisations apparaît du Sud vers le Nord : de larges coulées de lahars constituées de fines via Arequipa ; des coulées de débris grossière (D) au front du lobe de DAD associées à des coulées hyperconcentrées stratifiées en arrière du front (C).

La déstabilisation post-dépôt et les transformations syn-transport du front du lobe de DAD contribueraient à ces dépôts dans le bassin d'Arequipa. Une transformation progressive apparaît au sein du lobe de DAD le long de la route de Pampa-Blanca par inversion tectonique lors du transfert des contraintes. Depuis un charriage amont N130-40, s'amoncellent au front (AB) des blocs charriés les uns sur les autres avec perte des rapport stratigraphiques initiaux (Fig. 2) ; tandis que s'étale en arrière les dépôts les plus fins (A) sous forme de queue de dilution avec préservation des rapports stratigraphiques (Figs. 1 et 2 : 6.7 et 4.5). Cette zone amont supérieure (A), très fine et stratifiée, est composée de cendres et d'ignimbrite (6), s'impactant en coin dans le faciès à blocs aval (Fig. 1.A). Elle est surmontée d'une coulée de débris cendreuse épaisse. La désaturation et la dilution de ces faciès fins contribuent à un gradient latéral de transformations syn-transport supérieures.

En aval du front de charriage, le faciès basal de cendres et de blocs de laves polyédriques (1.2.3) est rétrocharrié et injecté tandis que la partie supérieure se mélange (6 + 7) dans un contexte extensif.

L'extension médiane du lobe en horsts et grabens (B) se caractérise par des syn-transformations marquées par des injections, bulking et mixing (Fig. 1.B) : les horsts résistants à l'érosion sont composés de blocs de laves (2.3) à cataclase croissante ; les grabens lessivés présentent un faciès mélangé (Fig. 3).

La matrice croissante est pulvérulente.

La rupture de ce système se caractérise par la formation de faciès transformés stratifiés (Fig. 1D. lahars) marquant l'extension du front du lobe dans le bassin d'Arequipa.

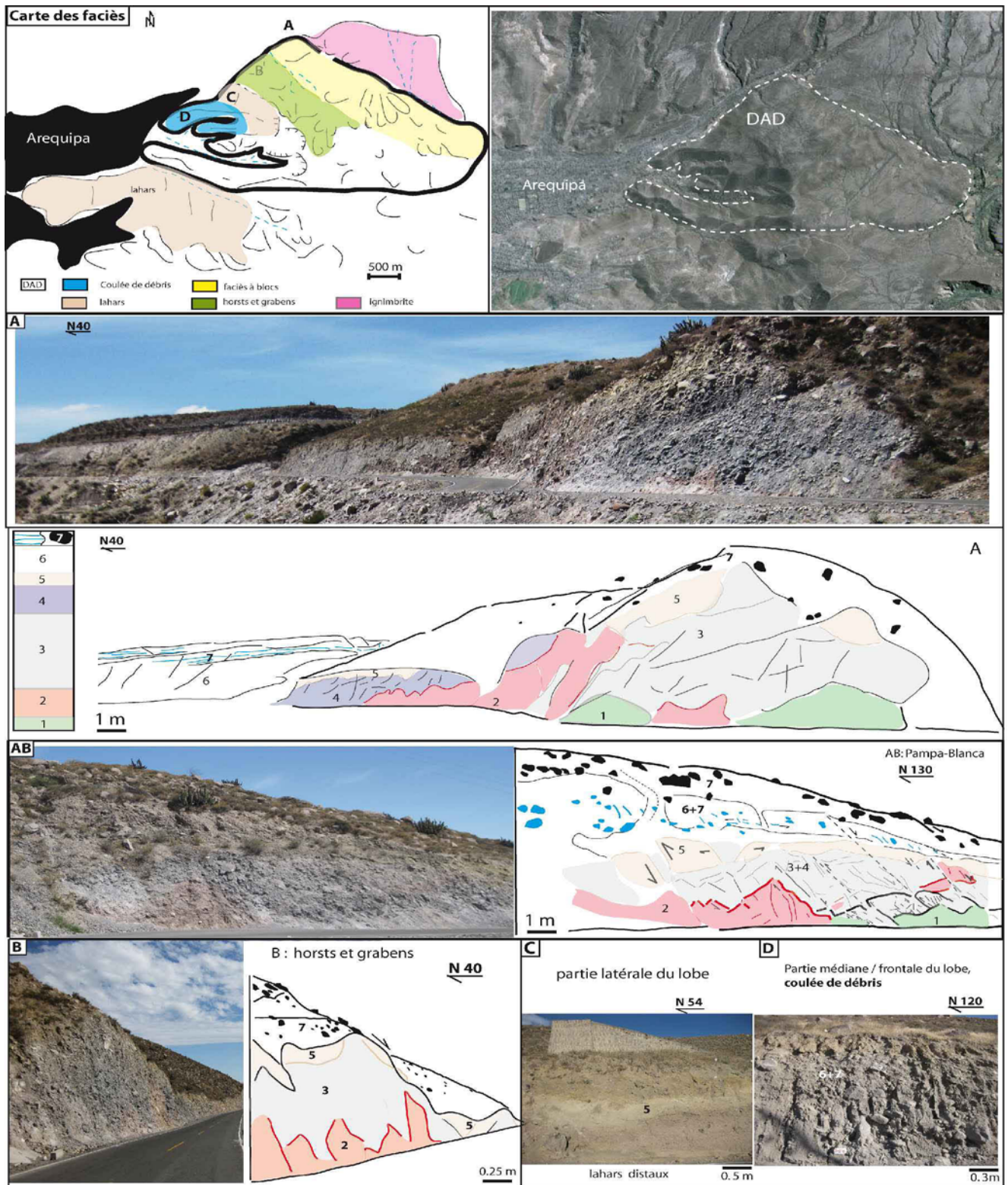


Figure 1 : Transformations par effondrement d'un lobe charrié dans le bassin d'Arequipa. Carte des faciès ; **A** : charriage des faciès à blocs ; **AB** : rétrocharriage ; **B** : Horsts des faciès à blocs et grabens des faciès matriciels ; **C** : transformation distale en lahars ; **D** : coulée de débris. **1** : cendres grises très fines ; **2** : faciès à blocs de lave rouge ; **3** : faciès à blocs de lave grise ; **4** : cendres grises à clastes angulaires ; **5** : couche brune pulvérulente ; **6** : ignimbrite ponceuse ; **7** : coulée de lave stratifiée/ coulée de débris.

b. Faciès et structures localisées

Stratigraphie et modifications des rapports stratigraphiques (Fig. 2) : Un faciès à blocs de laves composite (blocs de lave rouge hydrothermalisée (2) surmontés par des blocs de lave andésitique bleu plus grossiers.3), similaire à celui d'Alto-Jesus, est encadré par des faciès fins pulvérulents (1.4.5 cendres et 6. ignimbrites ponceuses) dont le fort contraste granulométrique conduit à une friction au contact (similaire à la base de U₄ de Perrier), moteur des transformations syn-transport avales. La coulée de débris (7) recouvre l'ensemble : sa base ondulante peut présenter par charriage un faciès mixte ; tandis que l'érosion supérieure de la matrice laisse place à un faciès erratique de blocs subarrondis et orientés. Les rapports stratigraphiques initiaux sont modifiés lors de l'expansion latérale du lobe le long du plan de charriage :

- les dépôts supérieurs les plus récents (6. ignimbrites ; 7. laves et coulée de débris) se situent en amont (A) et au front du lobe (D) ;
- l'injection des couches 1.2 (cendres et faciès hydrothermalisés au niveau de A et B), les différences granulométriques (4.5 et 2.3) se traduisent par un gradient aval de transformations modifiant les rapports stratigraphiques initiaux : des faciès cohérents sont charriés en paquets au front du lobe puis sont mélangés partiellement dans la partie supérieure des horsts (4 + 5 + 3), des grabens (7 + 5). Ils sont à l'origine de **faciès mélangés partiellement cohérents**.

Distalement, le bulking au sein des grabens produit des faciès mélangés pulvérulents où domine la matrice avec une préservation de *jigsaw-structures* reliques (Figs. 3 et 4). En zone C et D, ces faciès pulvérulents sont triés et transformés en coulées de débris grossières au front (D : 7 + 6) tandis que se développe en arrière une queue de dilution stratifiée de coulées hyperconcentrées où prédominent les fines (C : 1+2 ; 4+5 ; 3+5).

Gradient cataclasique et conséquences : Un gradient cataclasique différentiel (Fig. 3) entre les horsts et les grabens apparaît depuis la zone amont. Au niveau du charriage, les facturations magmatiques héritées dans le faciès à blocs de laves (3) évoluent en *jigsaw-structures* par dilatance cataclasique tandis que le faciès sous-jacent hydrothermalisé (2) initialement plus pulvérulent subit un *crushing* quasi-immédiat : ce faciès cohérent présente un accroissement de la matrice et une forte diminution de la taille des blocs. Ces deux faciès évoluent parallèlement au sein des horsts et des grabens mais avec un stade de retard pour 3. La matrice devient pulvérulente et les deux faciès se mélangent (2 + 3).

Le front du lobe présente des mégablocs focalisant le broyage au contact des failles normales entre les horsts et les grabens tandis que les faciès transformés apparaissent dans les grabens.

stade 1 : syn-transformation tectonique dans les grabens (Fig. 3) : faciès cataclasique mélangé

Sur quelques mètres, on observe :

1. des injections verticales et en masse du faciès basal rouge hydrothermalisé entre les faciès à blocs de laves andésitiques bleus plus grossiers. Le plus grand axe des blocs s'oriente de manière subhorizontale (93-98°), selon une direction d'étalement N60. La stratification initiale est préservée.
2. Latéralement la fréquence des injections verticales du faciès rouge basal augmente mais pour de plus petits volumes le long de failles conjuguées inclinées à 52-70°. Dans ce contexte, le plus grand axe des blocs se réajuste de manière oscillatoire autour d'un angle de 103-107°. Il y a disparition de la continuité des couches ainsi que de la stratigraphie initiale.
- 3 + 4. Latéralement, à proximité du plan de faille, les réajustements oscillatoires s'accroissent jusqu'au tilt au contact d'une faille normale (N105) caractérisée par une brécciation amont et une première transformation avale en une coulée de débris à matrice brune et galets subarrondis.

Stade 2 : syn-transformation par *bulking* et *mixing* du substratum dans les grabens (Fig. 3), des faciès transformés. Plus en aval, le faciès à bloc de lave disparaît. Un faciès matriciel stratifié à granoclassement inverse, entrecoupé de failles normales, est surmonté d'une coulée de débris dont l'érosion supérieure dégage les mégablocs. Une *jigsaw-structure* relique, marqueur de la DAD, est préservée au sein du faciès transformé. La comparaison de l'inclinaison à 80° des clastes de la *jigsaw-structure* (Figs. 3 et 4) à ceux d'Alto-Jesus montre une absence de cisaillement au sein du graben.

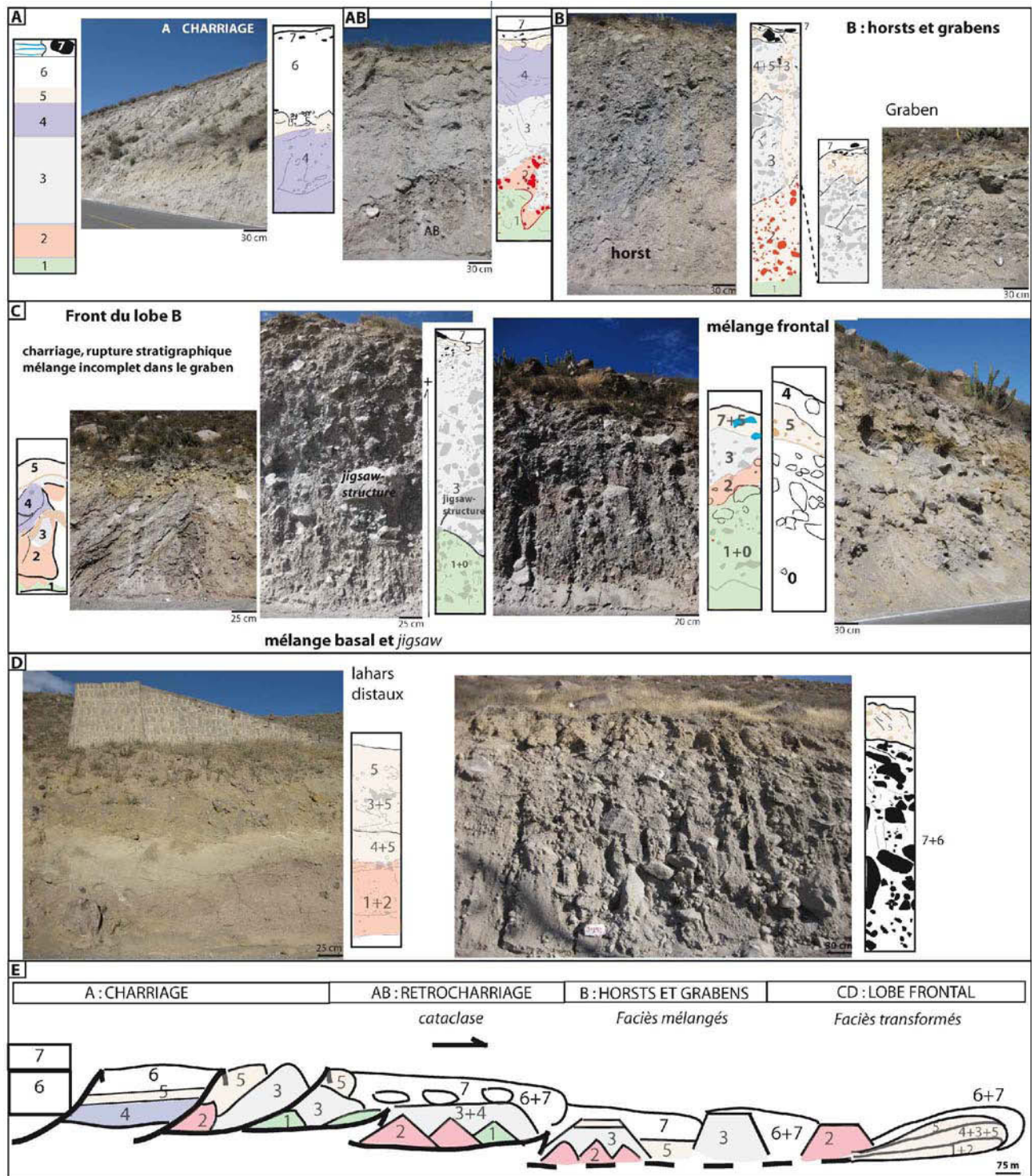


Figure 2 : Modifications des rapport stratigraphiques par charriage-extension, faciès transformés.
Colonnes lithostratigraphiques des zones : **A :** charriage ; **AB :** rétrocharriage ; **B :** horsts et grabens ;
C : Front du lobe et mélange frontal ; **D :** Faciès transformés : lahars distaux et coulées de débris ;
E : coupe schématique des diddèrentes unités du charriage et faciès transformés ; 0. blocs et cendres ;
 1. cendres grises très fines ; 2 : faciès à blocs de lave rouges ; 3 : faciès à blocs de lave grises ; 4 :
 cendres grises à clastes angulaires ; 5 : couche brune pulvérulente ; 6 : ignimbrite ponceuse ; 7 : coulée
 de lave stratifiée/coulée de débris.

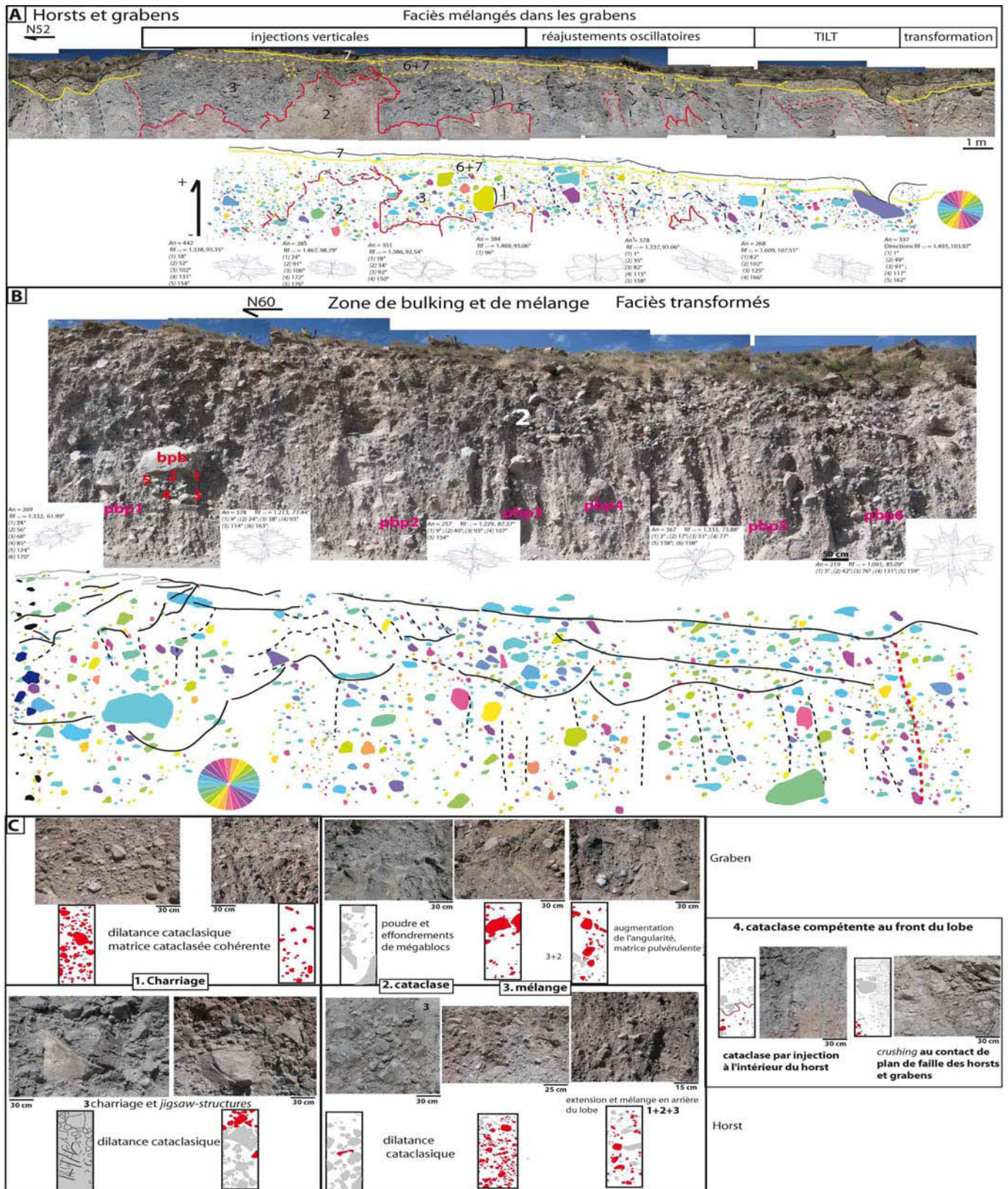


Figure 3 : Affleurements syn-transformations et gradient de cataclase granulaire. A : faciès mélangé dans les grabens ; B : zone de bulking et de mélange ; C : cataclase différentielle dans les horsts et grabens.

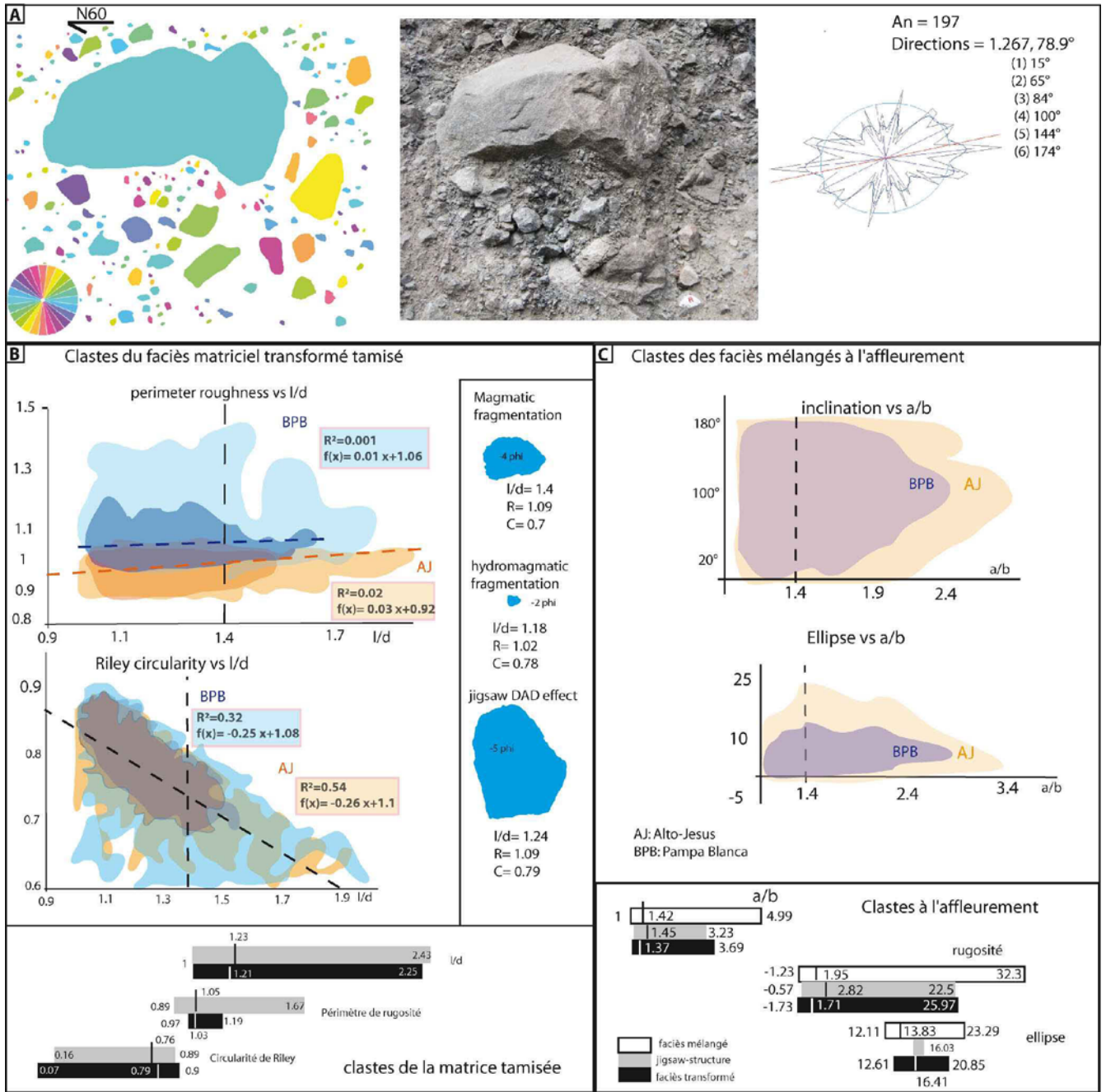


Figure 4 : Paramètres de formes des différents faciès. A : jigsaw-structure relicue ; **B :** paramètres de forme des clastes du faciès matriciel tamisé et transformé ; **C :** paramètres de forme des clastes à l'affleurement du faciès mélangé.

2. Sédimentologie

a. Granulométrie et statistiques

L'échantillonnage a été réalisé dans les matrices pulvérulentes du dernier graben distal (Figs. 3.4.5) : cinq échantillons au sein de la *jigsaw-structure* sont comparés aux sept échantillons du faciès transformé prélevé sur un transect de 10 m. Les **courbes cumulatives et les histogrammes** (Fig. 5) montrent un gradient granulométrique continu depuis la *jigsaw-structure* mais très différencié :

- pour la *jigsaw-structure*, la matrice composée de graviers à sables grossiers est dépourvue de fraction Φ_{50} . Sa zone médiane, composée de graviers grossiers bien triés, présente des courbes bimodales à unimodales, à opposer à l'étalement des faciès latéraux plus sableux et mal triés localisés entre des mégaclastes ;

- le **faciès transformé**, composé de sables grossiers graveleux à moyen, est mal à très mal trié. Un continuum marque une relation de parenté cataclasique entre la *jigsaw-structure* et le faciès transformé, confirmées par les paramètres de forme. En deux mètres, la distribution granulométrique comprise entre $-3.5\Phi_{50}$ et $+1\Phi_{80}$ passe à un ensemble compris entre $0-1\Phi_{50}$ et $2.5\Phi_{80}$. Une redistribution granulométrique par cataclase à l'origine d'un tri grossier localisé et rapide est confirmé par l'évolution du pourcentage des fractions vs la distance parcourue :

- en 4 m, les faciès transformés présentent des distributions trimodales devenant bimodales tout en conservant leurs caractéristiques granulaires de sables graveleux grossiers mal triés. Le premier transfert sur un mètre des fractions granulaires (-4 à $1\Phi_{50}$ et 1 à $2.5\Phi_{80}$) est suivi d'une redistribution des fractions sur 4 m avec une diminution du 50 à 10% des graviers grossiers et un accroissement concomitant de 49 à 92 % de graviers moyens et sables. De 5 à 7 m, le mélange se traduit par une légère augmentation de 10% des graviers grossiers tandis que les fractions inférieures diminuent de manière concomitante. Cette redistribution se traduit par une augmentation concomitante du rapport matrice/graviers de 0.5 à 3 en 4 m puis d'une diminution de 3 à 1.5.

L'évolution logarithmique du % de matrice en fonction du rapport matrice/graviers pour les deux faciès est équivalente à celle de Meager alors que bien différencié par leurs origines (magmatique/hydrothermale) et leurs différences en argiles :

$$(54) \quad f(x) = 20.83 \ln(x) + 51.07 \quad (R^2 = 0.99)$$

Ces résultats, comparés à ceux de la *Qda. San Lazaro* et d'*Alto-Jesus*, révèlent la mixité du faciès transformé : soit une matrice héritée par *bulking* et *mixing* des blocs et cendres observés à la même altitude autour du bassin d'Arequipa, tandis que les clastes et les *jigsaw-structures* sont proches du faciès à blocs de lave d'*Alto-Jesus*.

Cet étalement granulométrique se retrouve au niveau du **SFT** (Fig. 5C) en accord avec une stratigraphie multiple et un *bulking* évident. Les populations, principalement d'origine magmatique (59%, $\gamma < -0.4$) en rapport avec la fracturation du faciès à blocs de lave, sont difficilement différenciables et concernent principalement les tailles extrêmes (14% de -4Φ et 25% de 2Φ) avec une dispersion Y comprise entre $-0.95-0.64$. Les populations 3.4 (20.6% de -1.5Φ et 14.7% de 2Φ) sont nettement représentées. La classe granulométrique intermédiaire (17% de -3ϕ) présente une dispersion ($Y = -0.44-0.11$) caractéristique d'une fragmentation hydromagmatique et d'un transport par suspension-saltation. Des fluides, soit initiaux ou en rapport avec la tectonique régionale et la vallée, auraient contribué à la fracturation d'une petite partie de la population (29.4%, $\gamma > -0.4$). La population 5 marque un remaniement gravitaire

(14.7% à $\gamma = 5$). Une polymodalité de fracturation apparaît.

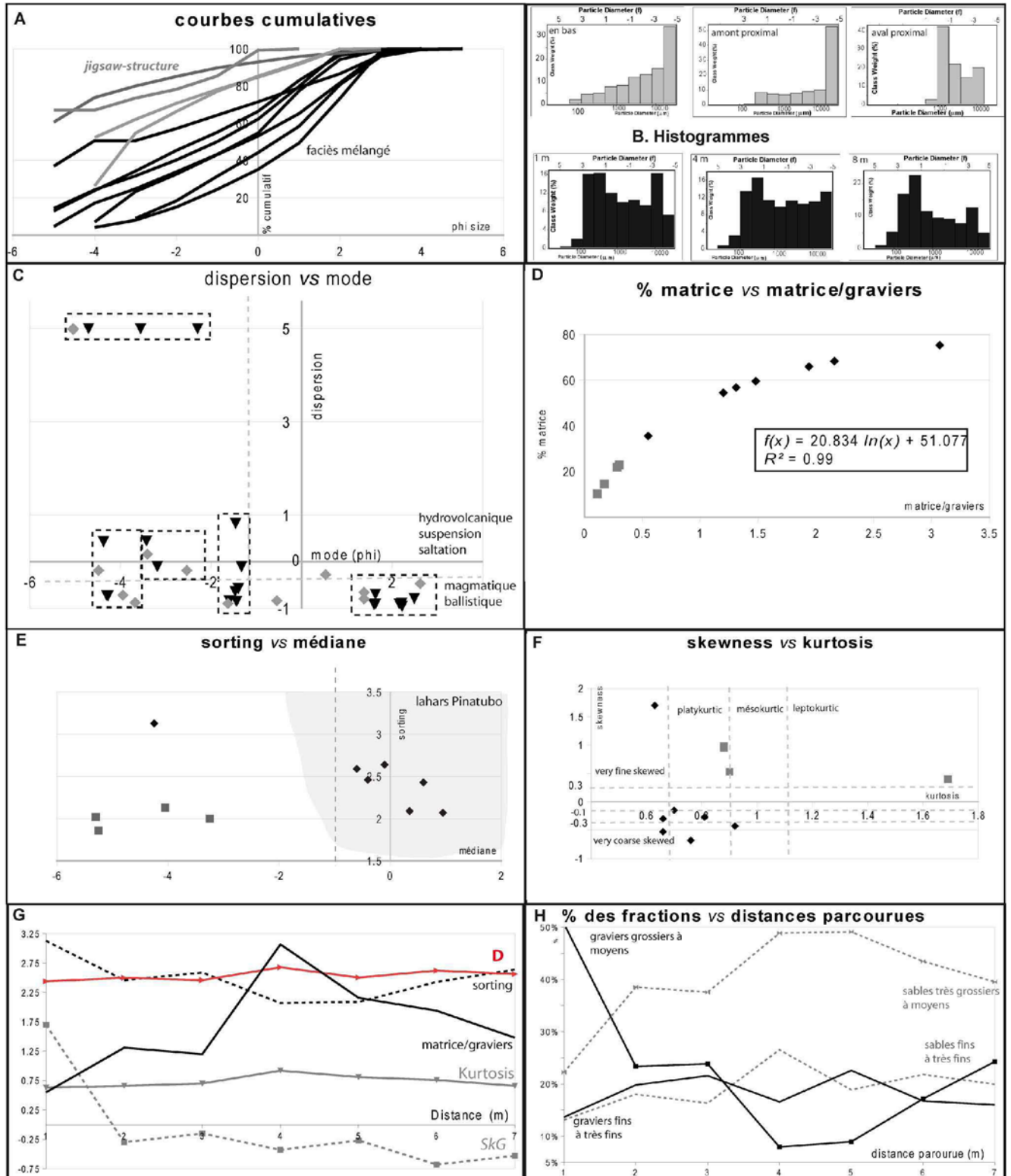


Figure 5 : Sédimentologie et paramètres statistiques. A : courbes cumulatives ; B : Histogrammes ; C : Dispersion vs mode ; D : % matrice vs matrice/graviers ; E : sorting vs médiane ; F : skewness vs kurtosis ; GH : effets de la distance.

Paramètres statistiques

Le **classement en fonction de la médiane** (Fig. 5E) sépare nettement la *jigsaw-structure* ($\sigma = 2$; $\Phi = -6-3$) du faciès transformé localisé dans le champ des lahars du Pinatubo : la dilution au sein de cette paléovallée comblée doit être prise en considération. Au cours du transport, les valeurs statistiques du faciès transformé évoluent rapidement. Le classement et l'asymétrie évoluent parallèlement avec la distance parcourue (Fig. 5G) : leurs valeurs décroissent brutalement en un mètre de -0.5 pour σ à -2 pour le kurtosis puis varient parallèlement de 0.5. Une relation inverse apparaît pour le rapport matrice/graviers. Les courbes demeurent toutes platykurtiques. La **dimension fractale** D de valeur moyenne 2.328 (Fig. 5G, annexe II) évolue parallèlement au kurtosis et recoupe le classement aux mêmes valeurs [2.46 ; 2.5]. Le pic matrice/graviers (3.07) est associé à une augmentation de D (2.68) : la matrice accroît la fractalité en rapport avec un degré de liberté plus important. Cet apport de matrice mal triée est en rapport avec la cataclase et/ou la turbulence et non un flux directionnel qui aurait accru le tri.

b. Analyse de formes

A l'affleurement, 4132 clastes ont été analysés par SPO soit : 2445 clastes pour le faciès cataclasique mélangé dans les horsts et les grabens, 1489 clastes pour le faciès mélangé du graben distal et 197 clastes pour la *jigsaw-structure*. Les calculs du rapport l/d , de la rugosité, de l'ellipse mettent en évidence l'évolution des différents faciès depuis la cataclase jusqu'à la transformation. Pour les matrices tamisées, l'analyse de Fourier s'est réalisée sur 1670 clastes pour le faciès transformé et 700 clastes de la *jigsaw-structure* compris entre 32 et 2 mm. Ces résultats ont été comparés à ceux de la *Qda San Lazaro* et au torveva d'Alto-Jesus.

Pour la **SPO** (Fig. 4), quelque soit les faciès, les médianes et les valeurs minimales de a/b sont équivalentes. Les valeurs maximales décroissent pour la *jigsaw-structure* ($l/d_{max} = 3.23$; $R_{max} = 22.5$) et le faciès transformé ($l/d_{max} = 3.69$ et $R_{max} = 25.97$). Une relation cogénétique apparaît associée aux effets du gradient cataclasique abrasif en contexte dilatant (diminution de la rugosité et du rapport a/b). Les valeurs de l'ellipse sont quasi-équivalentes mais plus réduites lors de la transformation. Ces résultats montrent par rapport au faciès d'*Alto-Jesus* situé à 2-3 km : une diminution de 10 du rapport a/b , de l'ellipse ; des inclinaisons similaires impliquant une évolution des clastes dans une matrice cohérente sous pression avec un très faible degré de liberté au sein d'un lobe charrié, soit un contrôle tectonique textural.

L'analyse de forme des matrices pulvérulentes (Fig. 4) montre des valeurs équivalentes entre la *jigsaw-structure* et le faciès transformé confirmant leur relation co-génétique. Le faciès transformé présente de valeurs maximales moindres ($l/d_{max} = 2.25$; $Pr_{max} = 1.19$) par rapport à la *jigsaw-structure* ($l/d_{max} = 2.43$; $PR_{max} = 1.67$). Une abrasion dominante au sein de ce graben distal apparaît. Un fluide abrasif tel que la

matrice pulvérulente doit être considéré comme moteur des variations de forme dans le passage *jigsaw-structure* - faciès transformé. Les évolutions du périmètre de rugosité et de la circularité de Riley en fonction du rapport l/d sont équivalentes à celle d'Alto-Jesus et suivent les mêmes équations quelque soit la formation : Périmètre de rugosité : (55) $f(x) = 0.01 x + 1.06$ avec $R^2 = 0.001 - 0.02$

Circularité de Riley : (56) $f(x) = -0.2x + 1.08$ avec $R^2 = 0.3 - 0.5$

Une relation génétique est confirmée.

Relations entre les paramètres de formes et le type de fragmentation : Les clastes d'origine magmatique (14% en -4Φ et 25% en 2Φ) présentent des valeurs moyennes élevées ($R = 1.08$; $C = 0.85$) avec un rapport l/d faible (1.05). Les clastes d'origine hydromagmatique (17% de -3Φ) ont des valeurs moyennes plus faibles ($R = 1.04$; $C = 0.78$) avec un l/d moyen plus élevé (1.25). Cependant le remaniement de la DAD se caractérise par une disparition des clastes survivants au rapport $l/d > 1.5$.

Pour la *jigsaw-structure*, les clastes d'origine magmatique ($-4+2\Phi$) ont des valeurs moyennes élevées ($R = 1.09$; $l/d = 1.4$) et ceux d'origine hydromagmatique (-2Φ) ont des valeurs moyennes plus faibles ($R = 1.02$) avec un rapport l/d plus important ($l/d = 1.18$).

L'évolution du périmètre de rugosité et de la circularité de Riley en fonction du l/d est équivalente à celle d'Alto-Jesus, qui présente des variations plus élevées, en rapport direct avec les observations macroscopiques d'une intense cataclase basale cisailante à Alto-Jesus.

3. Un cinématique cyclique de syn-transformations extensives

L'analyse semi-quantitative des faciès à blocs de lave depuis un charriage amont révèle une redistribution des rapports stratigraphiques initiaux le long d'une série de plans de charriage s'inversant tectoniquement en horsts et grabens. Dans un contexte de dilatance extensive, un gradient cataclastique apparaît contribuant distalement au faciès transformé.

Un fort contraste des rapports granulométriques le long des plans de frictions contribuerait aux mélanges et transformations lors de réajustements oscillatoires extensifs tout en conservant des orientations héritées similaires au faciès d'*Alto-Jesus*. Associée à ce gradient, une cyclicité des transformations apparaît le long des horsts et des grabens.

Le faciès mélangé distal présente un continuum granulométrique marqueur d'une redistribution granulaire grossière par cataclase à l'origine d'un tri grossier très localisé. Le *bulking* associé révèle la mixité du faciès matriciel transformé. Une double origine des clastes magmatique/hydromagmatique contribuerait au sein d'une paléovallée à la production matricielle syn-transport.

Un cinématique cyclique de syn-transformations extensives est (Fig. 6) associée à une zonage des transformations granulaires :

1. propagation de la zone de charriage jusque dans la vallée et modifications des rapports

stratigraphiques associées à une cataclase dilatante ;

2 + 3. inversion tectonique lors de l'extension latérale du lobe en horsts et grabens : par injection verticale, les faciès granulaires se **mélangent partiellement** tandis qu'une coulée de débris supérieure se développe ; la matrice s'accroît au sein des grabens.

4. second stade de transformations par bulking et mixing au substratum composé de blocs et de cendres : la cataclase abrasive prédomine.

Longitudinalement, un granoclassement apparaît au niveau des séquences cycliques de transformations.

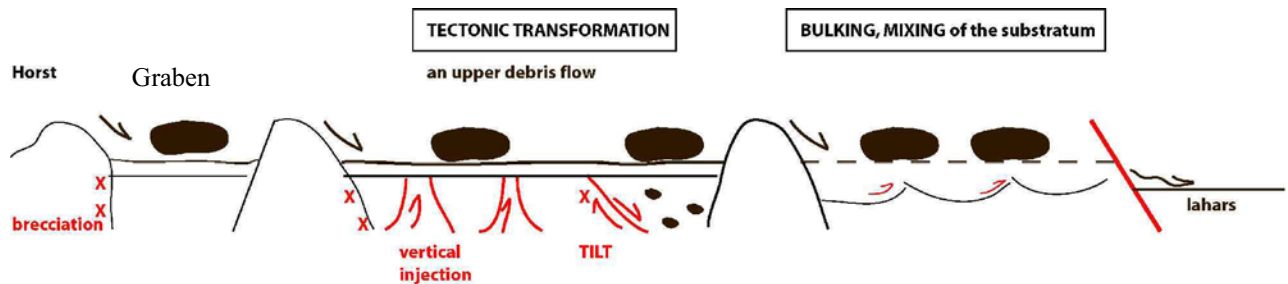


Figure 6 : Modèle de syn-transformation extensive.

Ces transformations syn-transport sont les moteurs à retardement des post-transformations en lahars touchant le bassin d'Arequipa lors de fortes pluies mettant sous pression les résurgences.

Conclusions. Sédimentologie, paramètres statistiques associés aux structures localisées ont permis de distinguer les faciès hérités et transformés, les mécanismes de transformations (rupture de barrage, dilution, mixte) tout en mettant en évidence des précurseurs à un gradient généralisé de transformations. Des gradients latéraux de transformations progressives s'opposent aux mécanismes différentiels de transformations immédiates.

Les **transformations progressives syn-transport** (Misti, Pichu-Pichu) se caractérisent par : une **cataclase dilatante** amont à partir d'une fracturation héritée jusqu'au **mélange partiel** ; le **bulking** et/ou la **dilution distale** associés à un gradient localisé de redistributions granulaires. Une corrélation entre structures localisées et paramètres sédimentologiques est apparue : les charriages, moteurs de cataclases différenciées, sont les précurseurs aux transformations par *bulking* et/ou dilution lors de l'expansion latérale des lobes.

Les **transformations différentielles immédiates** se caractérisent par une polymodalité des déstabilisations en milieu saturé (Meager, Pardines), source de plusieurs pulses de dépôts à granoclassement inverse, marqués lors de la désaturation finale par une coulée de débris supérieure. La transformation en coulée de débris apparaît immédiate. Une circulation de fluides résiduels sous contrôle volcano-tectonique serait source de ces ruptures soudaines saturées.

Ces transformations présentent des **redistributions granulaires : linéaires sur de courtes distances** en contexte extensif : lors du transfert latéral (Pardines), du bulking dans les grabens (Pichu-Pichu) ; **non linéaires par dilution différentielle** des lobes dans les vallées encaissées (San Lazaro) ; **tronquées** par enrobage séquencé des clastes (Meager).

L'**analyse de formes** montre une nette préservation des formes héritées au sein des faciès transformés marqués par une cataclase abrasive prédominante dans les faciès à blocs transformés (Misti) ; une évolution de l'enrobage des clastes dans les faciès matriciels en fonction du type de transformations. Les effets de la rotation ne marquent pas les clastes sauf en cas de dilution totale.

Tableau 1 : Synthèse des résultats des transformations associées aux DAD

Mécanismes différentiels de transformations		Equations
1. Pardines	Différentiation d'une DAD hybride remaniée et DAD secondaire Stades successifs de transformations différentielles	Matrice : (39) $f(x) = 1.32 \times 1.83^x$ sorting vs Md : (40) $f(x) = -0.14x + 2.23$
2. Meager	Système complexe transformé par paquets ; rôle indéniable de l'enrobage silteux des clastes modifiant les fractions granulaires et la libération des fines	Matrice : (41) $f(x) = 40.17x + 4.64$ sorting vs Md : (42) $f(x) = 0.21x + 1.78$ Rugosité : (43) $f(x) = 0.04 \ln(x) + 0.87$ (44) $f(x) = 0.129 \ln(x) + 0.63$
Transformations syn-tectoniques et syn-transport		
3. Rio Chili	Syn-transformation cataclasique proximale à partir d'une forme ancestrale et évolution convergente. Relations co-génétiques entre la zone amont diluée et le gradient cataclasique aval	transformation : (46) $f(x) = 1.33 \times 1.08^x$ a/b vs ellipse : cataclase (47-48) $f(x) = -ax + b$ a = 0.2 b = 2.2-2.7 a/b : (49) $f(x) = -0.03x + 1.83$ ellipse : (50) $f(x) = 3.95x^{-0.4}$ (51) $f(x) = -0.3x + 5.06$
4. San Lazaro	Identification et mise en relation des faciès transformés discontinus	Matrice : (45) $f(x) = 18.9 \ln(x) + 48.27$ Circularité : (52) $f(x) = 0.86x^{-0.48}$ (53) $f(x) = -ax + b$
6. Pampa-Blanca	Syn-transformation tectonique et mélange dans les grabens soumis à une redistribution granulaire localisée et préservation des cataclases reliques (<i>jigsaw</i>)	Matrice : (54) $f(x) = 20.83 \ln(x) + 51.07$ Rugosité : (55) $f(x) = 0.01x + 1.06$ Circularité : (56) $f(x) = -0.25x + 1.08$

Chapitre V : Synthèse des résultats et apports

Introduction

- 1. Une approche méthodologique différenciée**
- 2. Quantifier les relations structures-textures**
- 3. Sédimentologie et apports**
- 4. Apport contextuel de l'analyse de forme**

Conclusion

Résumé : La confrontation de l'ensemble des données ainsi obtenues à celles de la bibliographie permet de mettre en rapport des sédimentologies différentielles propres aux contextes volcaniques et aux phénomènes associés : fracturation, coulées pyroclastiques, DAD hybrides, transformations en lahars. Statistiquement, une redondance d'équations met en évidence des rapports granulaires spécifiques aux milieux volcaniques, aux fracturations et broyages au sein des DAD éventuellement associés à un effet thermique. Cette confrontation contribue à établir une classification texturale sous contrôle tectonique, une classification sédimentologique associée à une typologie des fracturations des DAD et des textures associées. Sédimentologie quantitative et analyse d'images apparaissent efficaces pour caractériser les milieux granulaires polyolithologiques et hétérogènes sous contrôle structural.

Introduction

Confronter l'ensemble des données obtenues en fonction des méthodes utilisées permet d'aborder d'un point de vue statistique l'apport et les limites de la sédimentologie dans la caractérisation des DAD et des faciès transformés associés. Les valeurs sont comparées aux :

- DAD des Andes : Chimborazo, Taapaca, Ticsani (Bernard, 2008) ;
- DAD hybride : Ruapehu (Kiegler *et al.*, 2011) ;
- ruptures de barrages de DAD (Nevado de Colima, Capra et Macias, 2002) et surges de désaturation proximale (Oscealo *mudflow* Mt Rainier, Scott *et al.*, 1995) ;
- dépôts transformés : Illiama (Waythomas *et al.*, 2000) ; coulées de débris du Cantal (Arnaud *et al.*, 2002).

1. Une approche méthodologique différenciée

A l'affleurement, les milieux granulaires hétérogènes sont difficilement accessibles à une simple observation. Une approche multi-méthodique (tableau 1), séquencée à différentes échelles depuis l'observation jusqu'à la quantification, a été utilisée :

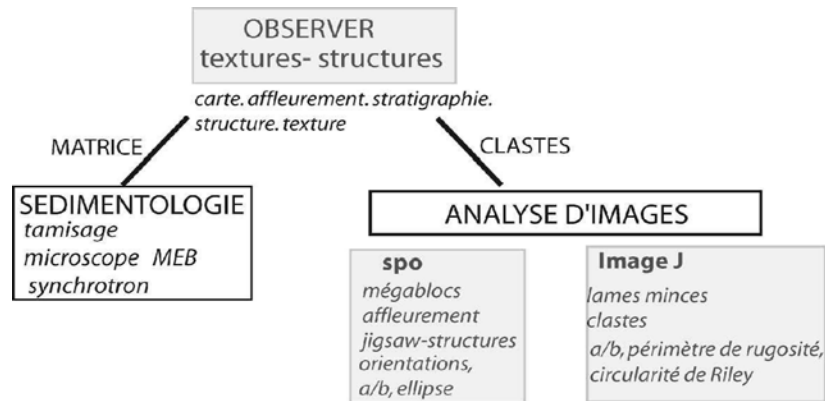
- observer les affleurements et établir les rapports structures-textures d'ordre 1 (cartographie) ; corrélérer les colonnes lithostratigraphiques établies et leurs variations en fonction des structures localisées et des cinématiques de mélanges ;
- analyser les images à différentes échelles pour déterminer l'orientation des mégablocs, des clastes, des *jigsaw-structures* et leurs variations de forme (a/b – ellipse - périmètre de rugosité - circularité de Riley) ;
- tamiser les matrices non consolidées et corrélérer les paramètres statistiques obtenues en fonction des cinématiques localisées ;
- établir les caractéristiques lithologiques des fractions et leurs rapports de forme.

La corrélation de ces méthodes analytiques a contribué à quantifier les rapports structures-textures localisées au sein de cinématiques d'ordre 1 et de distinguer les dépôts entre eux. En fonction des faciès rencontrés, une approche différenciée et circonstanciée est effectuée. En effet, seule Tutupaca est une DAD à matrice non consolidée. Le charriage dans les vallées contribue à l'induration des matrices (Alto-Jesus, Cheix, Perrier). Dans les matrices consolidées, le tamisage a été effectué au niveau de zones fortement cataclasées (sigmoïdes d'Alto-Jesus) mais leur caractérisation globale associée à un échantillonnage statistiquement adapté apparaît difficile à mettre en œuvre.

Les méthodes employées apparaissent allégées dans le cadre des transformations de DAD : les informations sédimentologiques sont obtenues plus rapidement. Les transformations récentes (Pardines 1733, Meager 2010, San Lazaro) ont permis de confronter les témoignages de l'époque aux observations de surface. De plus l'analyse SPO (Orientation Préférentielle de Forme, Launeau et Robin, 2003)

apparaît difficile pour les matrices fines non consolidées qui par transformations (Meager) enrobent les clastes. L'absence de stratigraphie marque une déstructuration quasi-complète (Pardines).

Tableau 1 : Une approche méthodologique différenciée.



	Volcans	Méthodes					
		Observations structure-texture	Analyse d'images		Sédimentologie	Microscopie	AMS
			spo	Image J			
DAD consolidée	<i>Charriage Alto-jesus</i>	Ca-A-S - St- T	O J Ci	C			
	<i>Gouge de Perrier</i>	Ca-A-St - S	O	C Mi			
	<i>Charriage Cheix</i>	Ca- A- S – T- Ci-M	O Me A J				
DAD non consolidée	<i>Rides de Tutupaca</i>	Ca A S St T Me	O Me A R	C	m		
Transformations	<i>Pardines</i>	T C A Co St T			m		
	<i>Meager</i>	Ca-A-Co-St-S		c	m		
	<i>Misti</i>	Ca- S - T	O A	c	m		
	<i>Pampa-Blanca</i>	Ca-A-S- T	O A J		M J		

A : affleurement ; Ca : carte ; C : clastes ; Ci : cinématique ; Co : Coupe ; M : matrice ; Me : mégablocs ; Mi : microstructure ; O : orientation ; S : stratigraphie ; St : structure ; T : témoignages ; J : jigsaw-structures ; R : rides ; T : texture.

La caractérisation microscopique a principalement été utilisée pour :

- la pseudotachylite et la gouge de Perrier : des lames minces dans les trois directions, l'AMS, la tomographie ont mis en évidence les transformations et les caractéristiques des réajustements tel que l'effet d'arche associé au tri des clastes en fonction de leurs densités ;
- l'enrobage cisailant des clastes de Meager.

Par cette approche semi-quantitative, moins de 10% des surfaces ont été considérées, moins de 1% des matrices tamisées ou quantifiées par analyse d'images (tableau 2).

Tableau 2 : Rapports de quantification.

	Misti		Chachani		Tutupaca	Meager	Mt Dore			total
	San Lazaro	Rio Chili	Alto-jesus	Pampa-Blanca			Pardines	Le Cheix	Perrier	
volume (km ³)/surface (km ²)	0.27/2.7	8.78/87.8	0.025/0.25	0.25/2.55	0.731/14.62	0.15/7.72	0.007/1.79	0.11/11.98	0.37/37.79	
Nombre échantillons	24	1	6	12	25	40	18	5	25	156
Nombre de clasts quantifiés	Image J	*	3440	3274	2129	430	0		1410	12260
	spo	*	1148	8043	4134	1892	*	*	1366	1499
% tamisés/volume DAD	<1%									moyenne
Taux survivants a/b > 1.4	*	67.59	47.91	49.49	50.35	*	*	66.39	62.2	57.32
distance (km)	8.5	6	22	21	2	5.2	0.06	15.2	35	14.35
Remaniements postérieurs	terrasses alluviales-glissements		Glissements		vannage éolien-pyroclastique	érosion-mélanges	Glissements-érosion			

Pourtant les affleurements ainsi quantifiés révèlent des cinématiques localisées corrélables à des structures cartographiques d'ordre 1, impliquant un transfert des contraintes au sein des matrices marquées par des réajustements stéréotypés (Perrier, Le Cheix). Une propagation fractale des contraintes peut être envisagée. On observe notamment l'incrémentation des plans de fracturation et l'orientation des clastes quelque soit l'échelle et les dimensions (2D.3D) considérées (Perrier). De plus, les structures syn-tectoniques (charriage, gouge de faille, *jigsaw-structures*, charriage frontal) présentent un fort taux de survivants (48 - 66%) mettant principalement en évidence les états relictuels propres à la dynamique de fracturation volcanique. La signature sédimentologique des réajustements postérieurs (érosion, glissements de terrain, vannages éoliens et pyroclastiques, remaniement alluvial en terrasses fluviales) doit être prise en considération (Mt St-Helens, Mt Rainier). Seule l'observation permet d'accéder à un échantillonnage non remanié. La synthèse de l'ensemble des données ainsi acquises par cette approche séquencée et multiméthodique permet de confronter les données entre elles et d'aborder une classification sédimentologique relative des DAD et des transformations étudiées, démarche classique en sédimentologie (rupture de DAD, Capra *et al.*, 2002 ; désaturation des DAD, Scott *et al.*, 1995 ; lahars du Pinatubo, Major *et al.*, 1995).

2. Quantifier les relations structures-textures

La plupart des DAD analysées présentent des textures et structures granulaires ordonnées au sein d'effondrements en rotation cisailante (Fig. 1) :

- rotation cisailante proximale : ségrégations granulaires des rides transverses en pied de cicatrice (Tutupaca) ; bandes cisailantes au sein d'un rétrocharriage basal en terminaison d'une fosse volcanotectonique (Cheix) ;
- rotation cisailante en zone distale d'un lobe en inversion tectonique (Alto-Jesus) se transformant distalement par incorporation (Pampa-Blanca) ;
- par charriage distal en confluence de vallées (Perrier, Meager), marqué par un tri des matrices, précurseur aux transformations en lahars.

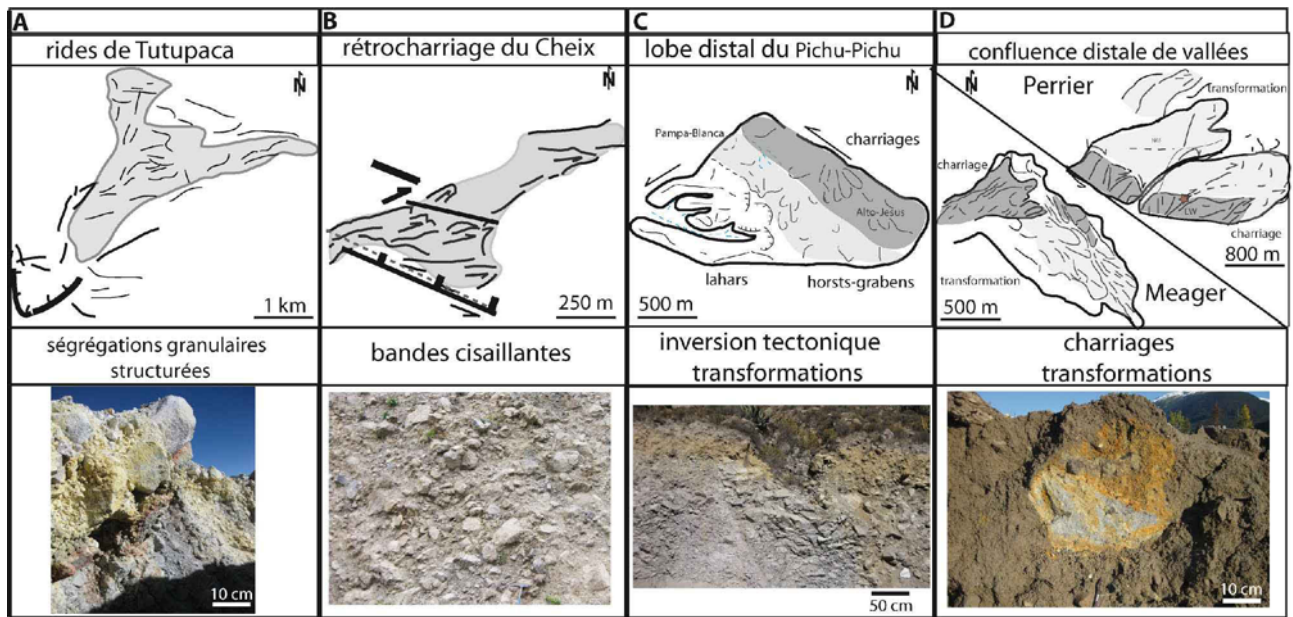


Figure 1 : Effondrement des dépôts en rotation cisailante. A : rides de Tutupaca et ségrégations granulaires structurées ; **B :** rétrocharriage du Cheix et bandes cisailantes ; **C :** lobe distale du Pichu-Pichu, inversion tectonique et transformations ; **D :** confluences de vallées (Perrier, Meager), charriages et transformations.

Des réajustements associés à un gradient textural sous contrôle tectonique apparaissent. Les relations structures-textures ont été quantifiées par SPO dans les faciès à blocs de lave (tableau 3).

Tableau 3 : Structures ordonnées et textures quantifiées.

	Cinématiques d'ordre 1	Structure-Texture quantifiées
SPO	Rides de Tutupaca	Distribution structurée des faciès et redistributions granulaires + tamisage
	Rétrocharriage du Cheix	Structures ordonnées en bandes cisailantes cataclasées et ségrégations granulaires
	Torrevas du Rio Chili	Gradient vertical et latéral cataclastique: effondrement cataclastique et jigsaw-structures se transformant par extension, bulking et mélange
	Inversion tectonique du charriage d'Alto-Jesus	Transfert latéral des rapports stratigraphiques et textures syn-tectoniques: faciès bulldozer et mélanges différenciés, gradients cataclastiques et jigsaw-structures + tamisage
	Pampa-Blanca	Transformations, bulkings associés à une ségrégation granulaire sans néofracturation préservant une jigsaw-structure relictuelle
	Gouge de Perrier	Crushing et mouvements oscillatoires de réajustements +AMS, microscopie
Tamisage des faciès matriciels	San Lazaro	Gradation de faciès transformés discontinus et localisés le long de lobes charriés
	Meager	Gradation structurale des faciès d'un lobe charrié en confluence : queue de dilution, extension en horsts et grabens, rétrocharriage, charriage
	Pardines	Déstabilisations séquencées convergentes de mégablocs se déstructurant et se mélangeant partiellement en zone médiane par cisaillement, bulking distal au niveau d'une ride transverse ; transformations progressives par dilution.

Cartographie et sédimentologie des faciès matriciels ont mis en évidence une dynamique de transformations sous contrôle structural (tableau 3). Un contrôle structural des textures localisées est établi : les contraintes sont transmises de manière différenciée au sein des matrices quelque soit l'échelle considérée, marquant des ségrégations granulaires. Une classification texturale sous contrôle tectonique apparaît.

3. Sédimentologie et apports

a. Granulométries

Diagrammes triangulaires, courbes cumulatives, % de matrice vs matrice/graviers, SFT, paramètres statistiques permettent de comparer les moyennes de l'ensemble des résultats obtenus. La comparaison des DAD entre elles et des transformations associées mettent en évidence des domaines de coexistence, des valeurs caractéristiques conduisant à une classification typologique des DAD associée à des valeurs extrêmes impliquant de considérer la coexistence d'états transitoires au sein des DAD en cours de transformations.

Le **diagramme triangulaire** (Fig. 3) regroupe la province volcanique du Misti (San Lazaro, Pampa-Blanca, Alto Jesus) caractérisée par 45-60% de graviers et 39.9-41.6% de sable, le pôle Tutupaca-Meager apparaît (69.6-76.6% de graviers, 23.4-29.6% de sables), tandis que la DAD remaniée de Pardines s'isole par ses équivalences sable-graviers (45.6% de graviers - 49.2% de sable).

Les DAD polymodales s'opposent aux coulées de débris bimodales (Nevado de Colima, Capra et Macias, 2002). L'ensemble des fractions sablo-graveleuses mal à très mal triées présentent une distribution moyenne bimodale devenant trimodale pour la DAD remaniée de Pardines à unimodale pour la DAD transformée en coulée de débris de Meager. Ces distributions moyennes posent un contexte généralisé des modalités de transferts à opposer aux cataclases localisées mises en évidence tel que la trimodalité des *jigsaw-structures* et la polymodalité de fracturation passant latéralement à une bimodalité des faciès à blocs charriés (Alto-Jesus et Pampa-Blanca. Tableau 4).

Les contextes cinématiques localisés montrent des variations structurelles des distributions granulométriques des DAD (rides de Tutupaca, Alto-Jesus, Cheix) : polymodalité des effondrements, cataclase, extrusion (Cheix) et remaniements blastiques des sillons (Tutupaca) ; trimodalité des *jigsaw-structures* (Alto-Jesus-Cheix) ; bimodalité des extensions et des décrochements cisailants (Tutupaca, Alto-Jesus, Cheix).

Pour un même affleurement, en fonction des fractions considérées des distributions polymodales et bimodales coexistent produites par : ségrégation granulaire au niveau de la zone médiane de Tutupaca, et lors du *bulking* de la Pampa-Blanca ; par transformations et fluidisation pour Pardines, Meager, San Lazaro.

Tableau 4 : Sédimentologie différenciée et apports en fonction des échelles considérées.

Sédimentologie différenciée	Affleurements	Moyennes
Tutupaca	Rides : variations structurelles des distributions granulaires zone médiane grossière bimodale zone latérale remaniée polymodale $\sigma = 1.7-2.78$ $SkG = 0.12-0.49$ $KG = 0.13-1.34$	Fracturation de coulée soumise à la gravité Bimodale : $\sigma = 1.94$ $SkG = 0.767$ $KG = 0.406$
Alto-Jesus	Redistribution des fractions le long des cisaillements <i>jigsaw-structure</i> trimodale décrochement cisailant et faciès à blocs charriés bimodaux $\sigma = 2.18-2.58$ $SkG = 0.28-0.58$ $KG = 0.64-0.84$	Fracturation de coulée et DAD hybride Bimodale : $\sigma = 2.452$ $SkG = 0.191$ $KG = 0.644$
Pardines	Zonage structurel des distributions marqueurs de transformations différentielles par dilution zone proximale trimodale zone médiane cisailée à mélange polymodal zone distale transformée bimodale $\sigma = 2.5-3$ $SkG = -0.2+0.1$ $KG = 0.8+1$	Fracturation secondaire des DAD hybrides soumises à la gravité Trimodale : $\sigma = 2.713$ $SkG = 0.093$ $KG = 0.586$
Meager	Coexistence de différents états : DAD relictuelle frictionnelle, ségrégation granulaire et libération des fines. Uni à bimodale Polymodalité localisée des clastes lavés et DAD $\sigma < 1.5$ $SkG = -0.4-0.6$ $KG = 0.81-1.2$	DAD hybride passant par tous les stades : fracturation gravitaire de dôme, DAD et fracturation secondaire, transformation Unimodal : $\sigma = 1.702$ $SkG = 0.093$ $KG = 0.85$
San Lazaro	Des faciès transformés non cohésif ($\sigma < 4$) le long de lobes charriés. Uni à bimodale coulée de débris : $SkG = 0.2-2.7$ $KG = 0.3-0.7$ coulée hyperconcentrée : $SkG = -0.35-.57$ $KG = 0.6-1.1$ écoulement fluvial : $SkG < -0.1$ $KG > 1.1$	DAD hybride fluidisée transformée en lahars Bimodale : $\sigma = 2.284$ $SkG = 0.302$ $KG = 0.557$
Pampa-Blanca	Redistribution granulaire latérale : <i>jigsaw-structure</i> relique bi à unimodale en 4 m, faciès trimodal devenant bimodal $\sigma = 2-3$ $SkG = 0.5-1.6$ $KG = 0.6-1$	DAD hybride à fracturation de lave soumise à la gravité Bimodale : $\sigma = 1.94$ $SkG = 0.895$ $KG = 0.278$

Ces redistributions granulaires, sous contrôle structurel, marquent des états transitoires propres aux réajustements locaux, pouvant être considérés comme précurseurs aux transformations avales généralisées, caractérisées par leur bimodalité dominante (lahars d'Arequipa, Mt Dore). Un tri des matrices sous contrôle structural et des densités apparaît (Cheix, Perrier), précurseur aux transformations avales. Des fluidisations localisées peuvent y être associées. Cependant cette bimodalité d'ordre 1 en rapport avec des stratigraphies bipartites (faciès matriciels/à blocs) peut contribuer à expliquer les distances exceptionnelles de transport des DAD, tout en mettant en relation les caractéristiques granulaires des modèles analogiques (Shea *et al.*, 2008).

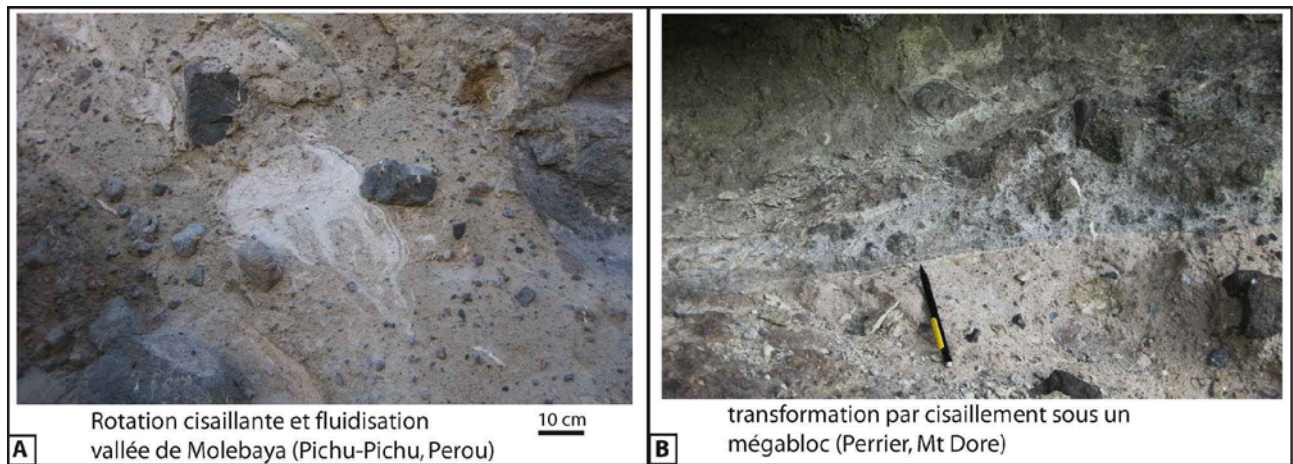


Figure 2 : des états transitoires de tri et fluidisation. *A : rotation cisailante et fluidisation (Mollebaya) ; B : transformation par cisaillement (Perrier).*

Les courbes cumulatives (Fig. 3A) apparaissent nettement différenciées depuis les rides de Tutupaca jusqu'aux faciès transformés de *San Lazaro* et de *Meager*. Ce gradient granulométrique marque :

- une évolution de la fracturation au sein des dômes coulées (rides de Tutupaca ; sigmoïde cataclasique d'Alto-Jesus. *Jigsaw* relique de la Pampa-Blanca) depuis 1.5 à 0 Φ_{50} ;
- transformations syn et post-emplacment des DAD hybrides jusqu'aux coulées hyperconcentrées (*San Lazaro*, *Meager*. *Pardines*) : -4 à -3 Φ_{50} . Les fractions extrêmes les différencient.

Meager passe par tous les stades : fracturation d'un dôme-coulée puis évolution parallèle à *San Lazaro* ; modification des rapports granulaires initiaux et saut granulométrique de 19.73 à 63.24% en -4-3 Φ , lié à l'enrobage hydrothermal des clastes ; la traction et la fluidification libérant les fines ainsi fixées ; l'initiation au contact de *Pardines* (-3 Φ_{60}) marque sa transformation post-dépôt.

Sept équations ont été établies pour le **% matrice non indurée vs matrice/graviers** (tableau 5) :

- cinq régressions logarithmiques ($f(x) = a \ln(x) + b$) avec $a = 0.18-23.68$ et $b = 0.49-50.32$ pour Tutupaca (4), Alto-Jesus (25), Pampa-Blanca (54), *San Lazaro* (45) ;
- une régression de puissance ($f(x) = ab^x$) pour *Pardines* (39), et linéaire ($f(x) = ax + b$) pour *Meager* (41) impliquant un comportement différencié des fines.

Ces équations corrélées aux observations marquent des valeurs propres aux DAD volcaniques : un contrôle structural de la distribution granulaire (tableau 5) associé à des transformations progressives différentielles apparaissent.

La moyenne **% matrice non indurée vs matrice/graviers** (Fig. 3C) évolue selon une régression logarithmique unique de type : (57) $f(x) = 22.96 \ln(x) + 49.97$ ($R^2 = 0.99$)

Trois domaines apparaissent :

1. Fracturation- rupture avec une matrice < 30% et un rapport matrice/graviers < 0.5 : Tutupaca,

Meager, Ruapehu, rupture de barrage de Nevado de Colima ;

2. DAD hybrides avec 40-45% de matrice et un rapport matrice/graviers entre 0.69 et 0.8 caractérisés par leur désaturation et la chenalisation dans les vallées où la fracturation frictionnelle et les transformations des matrices sont associées : Alto-Jesus, Pampa-Blanca, Pardines, Oscealo *mudflow* ;

3. Transformation en lahars avec > 45% de matrice et matrice/graviers > 1 : San Lazaro, Illiama.

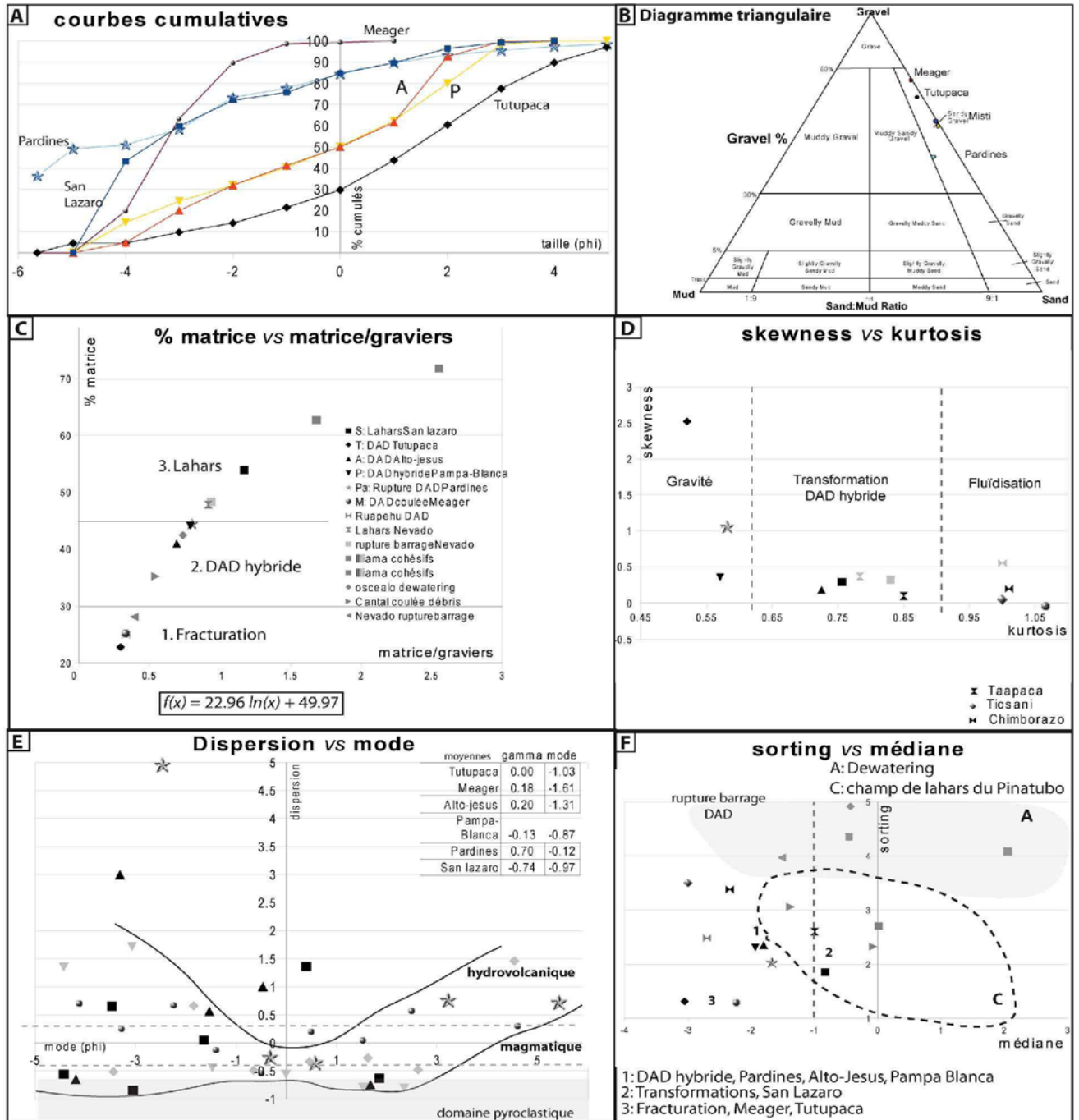


Figure 3 : bilan des paramètres statistiques : A : courbes cumulatives ; B : diagramme triangulaire ; C : % matrice vs matrice/graviers ; D : asymétrie vs kurtosis ; E : dispersion vs mode ; F : classement vs médiane.

Tableau 5 : Sédimentologie et paramètres statistiques (équations des chaps. III et IV).

	Volcans	Cinématiques	Apports
% matrice vs matrice/graviers	Tutupaca	Rides : $f(x) = 0.184 \ln(x) + 0.49$ (4)	Contrôle structurel ride médiane à latérale
	Alto-Jesus Pichu-Pichu	Sigmoïde cisailante : $f(x) = 23.68 \ln(x) + 50.07$ (25)	Contrôle structurel syn-tectonique de la redistribution granulaire
	Pardines (Mt Dore)	% mud : $f(x) = 1.131.83^x$ (39) % matrice : $f(x) = 22.19 \ln(x) + 50.32$	Transformation progressive et différentielle des phases par dilution
	Meager (Canada)	$f(x) = 40.17x + 4.64$ (41)	Effet de l'enrobage silteux limitant la phase libre
	Pampa-Blanca (Pichu-Pichu)	$f(x) = 20.83 \ln(x) + 51.07$ (54)	Faciès mélangé distal
	San Lazaro (Misti)	$f(x) = 18.08 \ln(x) + 48.27$ (45)	Différents stades de transformations
Équations communes		$f(x) = 22.96 \ln(x) + 49.97$ (57) $f(x) = 15.408 \ln(x) + 48.68$ (58)	Un rapport matrice/graviers propre au milieu volcanique ?
classement vs l'asymétrie	Tutupaca	Rides $f(x) = 1.11x^{0.3}$ (5)	particules grossières prépondérantes Contrôle structurel ride médiane à latérale
classement vs médiane	Pardines (Mt Dore)	$f(x) = -0.149x + 2.232$ (40)	Dilution médiane cisailée
	Meager (Canada)	$f(x) = 0.21x + 1.78$ (42)	Effets du charriage et tractions pour 66% des échantillons
Skewness vs kurtosis	Tutupaca	Rides $f(x) = 0.142 x^{-2.063}$ (6)	Contrôle structurel semi-confiné

L'ensemble des valeurs (Fig. 4A) évolue selon le même type de régression logarithmique :

$$(58) \quad f(x) = 15.408 \ln(x) + 48.68 \quad (R^2 = 0.9)$$

Des tronçons marquent les rapports évolutifs entre les matrices des DAD :

- 1. fracturation d'ordre 1** : une partie des matrices de Meager apparaît moins évoluée que la fracturation des rides de Tutupaca prédominant pour un rapport matrice/graviers faible (< 0.6). De même, une partie des fractions de Pardines est peu évoluée, inscrite dans celles de Tutupaca entre 0.4-0.5. Ce rapport matrice/graviers caractérise une fracturation proximale associée à un effondrement gravitaire ; la fracturation en *jigsaw-structure* associée aux désaturations des matrices se situe juste derrière : Alto-Jesus, Pampa-Blanca avec des rapports matrice/graviers compris entre 0.5 et 1.
- 2. fracturation secondaire** : une seconde fracturation, où prédominent les faciès remaniés de Pardines, apparaît dans le même ordre précédent. Le rapport matrice/graviers à 0.7-1.5, pour 40-55% de matrice, caractérise les DAD hybrides (Meager, Alto-jesus, Pardines) et pour partie Tutupaca ;
- 3. transformations** pour > 50% de matrice : Pardines, Meager, Pampa-Blanca prédominent ;
- 4. lahars** avec > 60 % de matrice et matrice/graviers > 2 : Pardines, Pampa-Blanca s'isolent ainsi que quelques valeurs de Tutupaca. Meager s'inscrit dans le domaine des valeurs inférieures des stades hybrides transitoires.

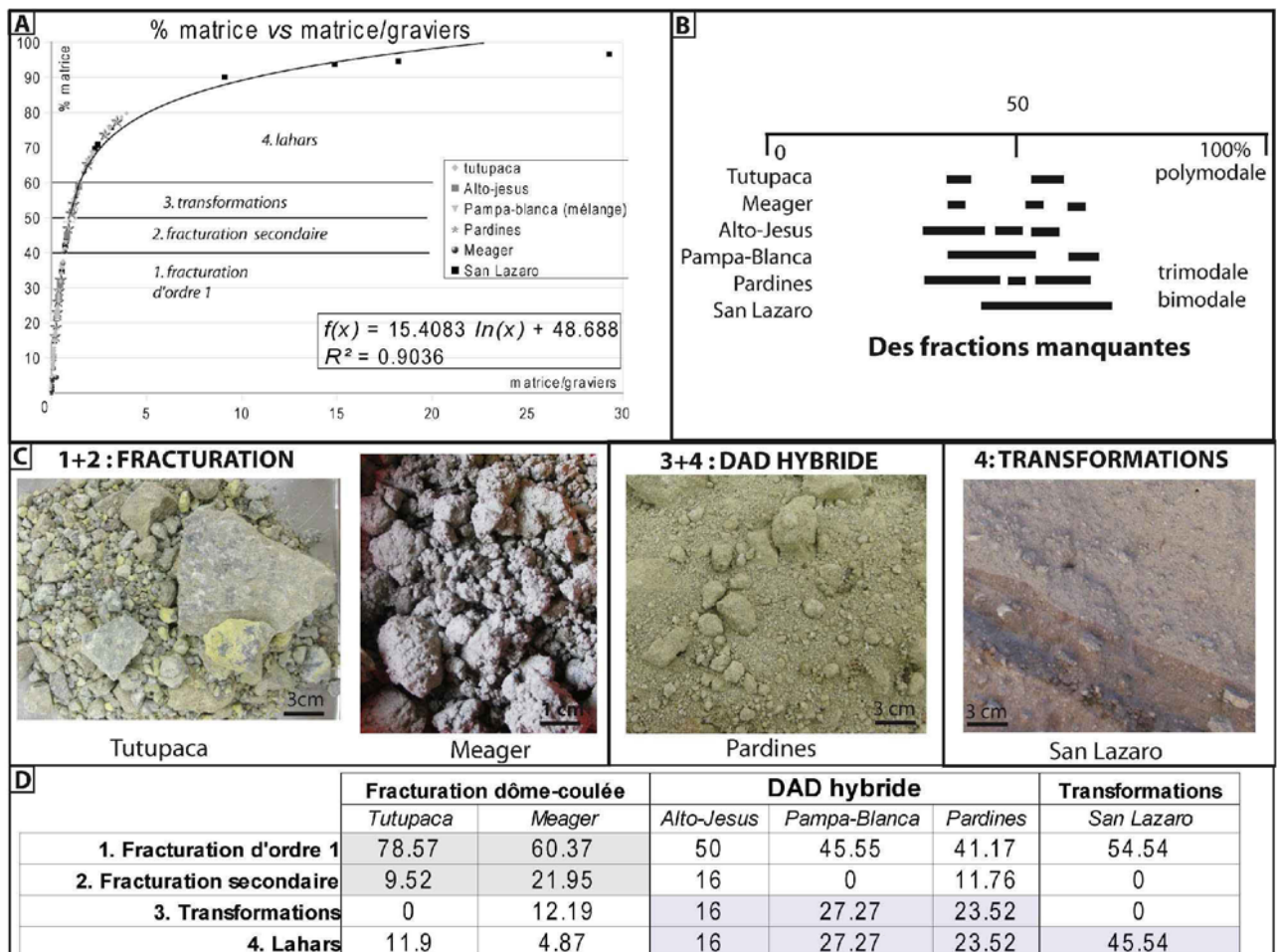


Figure 4 : Coexistence de différentes fractions. *A* : % matrice vs matrice/graviers ; *B* : % des fractions manquantes ; *C* : Corrélations texturales : 1 + 2 : fracturation (Tutupaca, Meager) ; 3 + 4 : DAD hybride (Pardines) ; 4 : transformations (San Lazaro) ; *D* : % de fracturations matricielles.

Pour un même dépôt, ces différentes fractions coexistent entre elles, mais des proportions dominantes donnent une signature à la DAD considérée (Fig. 4 D) :

- **fracturation des dômes coulées** : 1 + 2 = 82.92 à 88.09% : les rides de Tutupaca illustrent une prédominance d'un état relictuel préservé (78.57% de fracturation primaire et 9.52% de fracturation secondaire). Les 11.9% de fines transformées sont à mettre en rapport avec la fracturation d'origine pyroclastique. Meager présente 60.97% de fracturation primaire et 21.95% de fracturation secondaire, l'enrobage matriciel ayant préservé les clastes.

- **DAD hybride** : 1 + 2 ~ 3 + 4 (45 à 66 % ~ 32 à 54.5%) : Alto-Jesus se caractérise par une fracturation à 66% (1 + 2) et un début de transformations à 32%. Pampa-Blanca avec 54.5% de faciès transformés se distingue par l'absence de fracturation secondaire à mettre en relation avec la préservation de la *jigsaw-structure* relictuelle et la ségrégation granulaire de mélange. Pardines comprend 47.04% de matrices transformées et lahars tout en conservant à 41.17% son caractère initial de DAD (fracturation primaire), marqué à l'affleurement par la préservation de grands blocs verticaux glissés.

- **transformations : disparitions de 2 + 3** avec 45-54% de matrice caractéristiques des lahars pour San Lazaro.

Comment intégrer Meager dans ses spécificités ? L'ensemble de ces DAD se caractérise par une fracturation liée à la production et aux dépôts volcaniques suivie d'une déstabilisation des dépôts accumulés le long des pentes marquées lors de la translation par une fracturation secondaire: par exemple, la croissance et la fracturation primaire du cumulo-dôme de Tutupaca suivies de sa déstabilisation avec une préservation de ses états relictuels. Pour Meager, la fracturation hydrothermale et la déstabilisation apparaissent concomitantes, contribuant à une production initiale de matrice et une transformation immédiate et proximale en coulées de débris (Mt Rainier, Scott *et al.*, 1995). Les particules les plus fines sont évacuées du profil déposé (lahars de Pemberton, Simpson *et al.*, 2006). C'est pourquoi l'état relictuel déposé présente des structures proches de la DAD au front du charriage.

Cette classification apparaît en rapport avec les observations et les quantifications texturales. La disparition de phases intermédiaires médianes (Fig. 4) marque des tronçons distincts tout en contribuant à la polymodalité des distributions. On distingue des disparitions médianes :

bipartites :	30-40%	50-60%		Pampa-Blanca- San Lazaro
tripartites :	30-40%	50-60%	60-70%	Tutupaca-Alto-Jesus-Meager

Le développement des phases manquantes marque les DAD hybrides (trimodalité de Pardines) ; la coalescence marque le passage à une distribution bimodale propre aux transformations en lahars (San Lazaro).

b. Paramètres statistiques

Les valeurs de dispersion vs mode (SFT, Fig. 3E) s'inscrivent entre deux courbes équivalentes à celles du Mt St Helens (Wohletz, 1989) :

- regroupement des valeurs de dispersions à 0Φ : $Y = -0.6-0.1$;
- dispersion : pour $Y = -0.9+2$ avec mode $< -1 \Phi$; pour $Y = -0.8+1.6$ avec mode $> 1 \Phi$.

Les populations moyennées regroupent les DAD des zones de subduction (Perou, Meager : $Y = -0.1+0.2$), isolent les DAD hybrides remaniées (Pardines $Y > 0.6$) et placent San Lazaro dans le domaine pyroclastique ($Y = -0.8$). Les **phénomènes associés aux DAD contribuent à un contrôle des populations granulométriques et des textures** :

- **DAD et coulées pyroclastiques** lorsque la fragmentation magmatique ($Y = -1-0.4$) jouxte le domaine pyroclastique ($Y = -0.8-0.2$ Mt St-Helens, Mackamman *et al.*, 2014 ; $Y = -0.5-0.97$, Vulsini, Tadeucci *et al.*, 2002). Pour les volcans Péruviens, 100% des populations de Tutupaca présentent une dispersion Y autour de -0.5 et 50% des populations de San Lazaro, Pampa-Blanca, Alto-Jesus. La fracturation magmatique de coulées de lave et coulées pyroclastiques apparaît associée. Un gradient vertical de

partitionnement des fluides peut être alors considéré : lave et altération hydrothermale supérieure ; gaz et domaine pyroclastique inférieur.

- **DAD hybride et transformations associées à la fragmentation hydrovolcanique** ($Y = -0.4 ; 0.4$) conditionnant les transformations et les fluidisations associées (San Lazaro, Meager, Alto-Jesus, Pardine). Par transfert latéral, il y a inversion stratigraphique des partitionnements fluidaux initiaux : coulée pyroclastique, coulée de boue érodent la DAD.

Le **skewness vs kurtosis** (Fig. 3D) sépare :

- un **pôle proximal** soumis à la **gravité** (SkG élevé : 1-2.5 et K faible < 0.6) : Tutupaca, Pardines, Pampa-Blanca sont marqués par un effondrement de coulée de lave ;
- un pôle à **fluidification rapide** ($SkG = 0-0.55$; $K = 1-1.07$) : Ruapehu, Meager, Chimborazo et Ticsani (Bernard, 2008) ;
- une **zone médiane hybride transformée** ($SkG < 0.5$; $K = 0.7-0.83$) : San Lazaro, Alto-Jesus, Nevado (Capra et Macias, 2002) et Taapaca (Bernard, 2008) aux valeurs proches (rupture de barrage).

Le **sorting vs médiane** (Fig. 3F) positionne (Capra et Macias, 2002) :

1. les **DAD hybrides sécantes** au champ des lahars du Pinatubo (C) soit sous le Ruapehu dans le domaine des ruptures de barrage ($Md < -1\Phi$) : Pardines, Pampa-Blanca, Alto-Jesus, chenalisées dans les vallées, à faciès inférieur hybride et transformé surmonté d'une coulée de lave fracturée ($Md = -2\Phi$, $\sigma = 2-2.25$) ;
2. **San Lazaro** apparaît dans le **champ des lahars du Pinatubo** confirmant que de fortes vitesses de ruissellement liées aux pluies intenses déclenchent le remaniement de la DAD en lahars (Vargas *et al.*, 2010). A noter que Taapaca se localise dans le même domaine à la limite de la rupture de barrage en accord avec la géomorphologie et les faciès observables (Bernard, 2008).
3. **Meager et Tutupaca** apparaissent de nouveau isolés dans la zone de rupture ($Md = -3-2\Phi$ avec σ très faible = 1.25) : des valeurs équivalentes pour des faciès très différents impliquent des mécanismes communs de fracturations associés à l'altération hydrothermale.

c. Fractalité des rapports granulaires

Les calculs de fractalité (Suzuki-Kamata *et al.*, 2009 ; Crosta *et al.*, 2007) tentent de comparer les résultats sédimentologiques entre eux. Des équations de puissance sont établies pour chaque échantillon tamisé (150 échantillons) : fracturations de coulée (Meager, Alto-Jesus) ; DAD hybrides (Meager, San Lazaro, Pampa-Blanca), fracturations secondaires de DAD (Pardines). Les dimensions fractales D les plus fréquentes sont comprises entre 2.3 et 2.7 pour Meager, Pardines et San Lazaro.

Pour ces DAD hybrides distales et remaniées secondairement, les valeurs obtenues sont inférieures à

celles des DAD volcaniques (Mt St Helens (3-3.5), Glicken, 1996 ; Las Colinas (2.71-3.2), Crosta *et al.*, 2005) et proches des avalanches de débris de Flims (1.9-2.95, Dunning, 2006) et du Val Pola (2.2-3.1, Crosta *et al.*, 2007). La fracturation secondaire accroît les rapports de fractalité (Pardines 2.59 ; Kaminski *et al.*, 1998). A une échelle localisée, c'est une fracturation d'extension (2-2.5, Blekinsop *et al.*, 2000) qui apparaît prédominante, associée à la désagrégation granulaire (2.13-2.22, Hartmann, 1969) : cette désagrégation extensive distale favoriserait les transformations des DAD.

A noter que les valeurs des structures cisailantes d'Alto-Jesus (2.46) sont inférieures aux valeurs expérimentales (> 2.6 , Blekinsop *et al.*, 2000). Fractalité et énergie de fracturation s'accroissent au cours des transformations et par remaniements secondaires (Pardines). Pour Pardines (Fig. 4F), deux populations présentent des rapports de fractalités très différents : une phase fine hydrothermale à D2 compris entre 1-1.5, valeurs équivalentes à celles de la Réunion (Perinotto, 2014) ; une fracturation secondaire à D1 autour de 2.5, l'injection hydrothermale produisant pour partie la fracturation de la coulée.

Pour les transformations distales syn-transport de San Lazaro (Fig. 4E), D et h vs distance évoluent selon une régression :

- logarithmique pour D : **(59)** $f(x) = 0.577 \ln(x) + 1.832$ ($R^2 = 0.39$) ;
- linéaire pour h : **(60)** $f(x) = -0.076 x + 0.518$ ($R^2 = 0.3$).

Ces évolutions similaires aux Mt Unzen (Suzuki-Kamata *et al.*, 2009) impliquent de considérer l'effet des blocs et cendres dans les rapports de transformations.

La structure des rides de Tutupaca (Fig. 4H) conduit à une régression linéaire au contact de la crête de ride :

(61) $f(x) = -0.147 x + 2.94$ ($R^2 = 0.93$),

marquant le passage d'une fracturation latérale par extension (2) à une désagrégation granulaire médiane (< 1.5) préservant les fractions les plus grossières. Les sillons remaniés par le blast pyroclastique évoluent linéairement :

(62) $f(x) = -0.291x + 7.77$ ($R^2 = 0.97$).

L'effet de la distance entre les ride 1 et 2 n'apparaît pas directement.

Aucune équation commune est établie : la distribution granulaire fractale est spécifique à la fracturation de la DAD considérée. Une évolution similaire propre aux blocs et cendres apparaît (Mt Unzen - Misti).

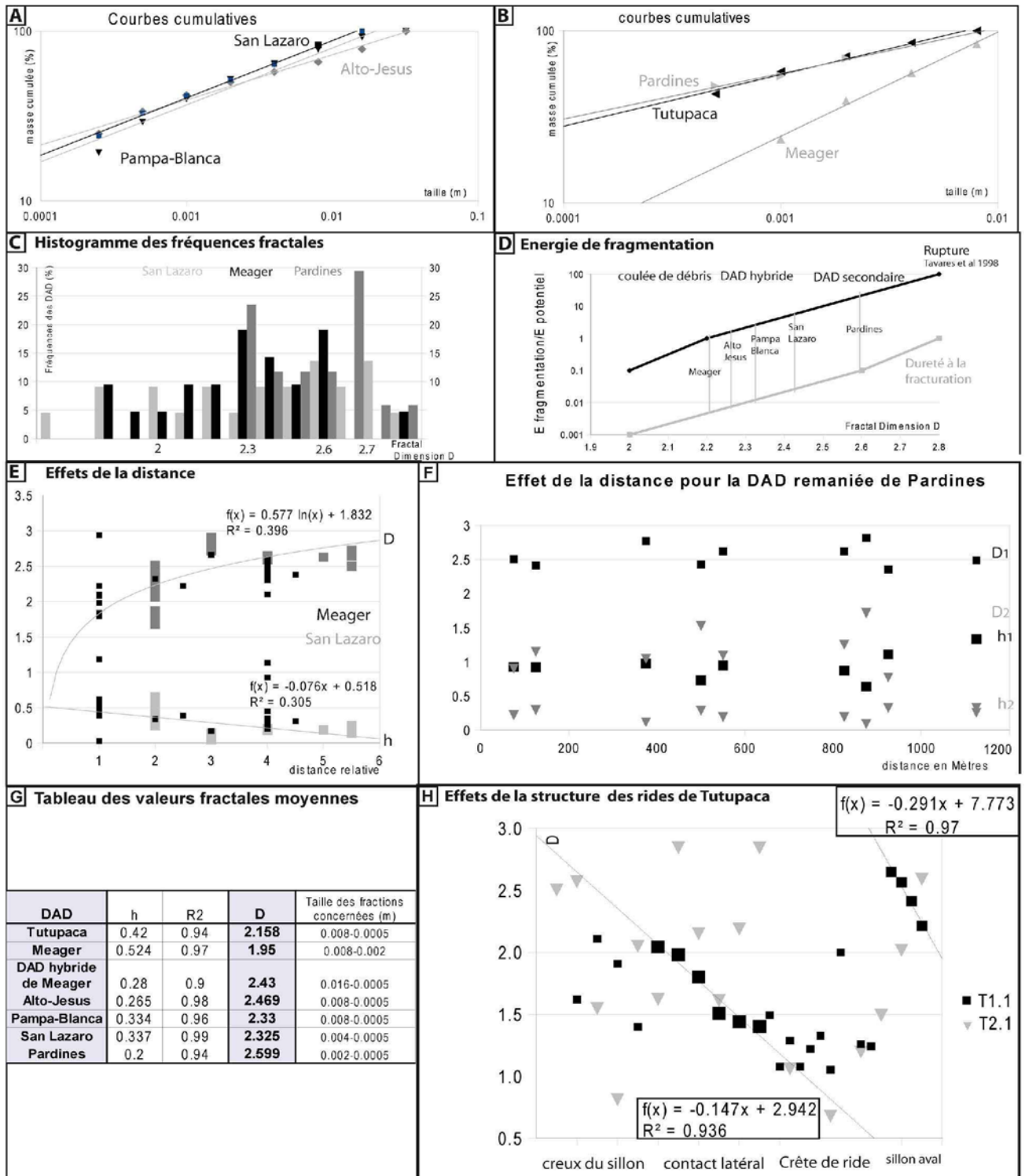


Figure 5 : Fractalité des données granulaires : A : Courbes cumulatives ; B : histogrammes des fréquences ; C : Energie de fragmentation ; D : effets de la distance ; E : effets de la structure.

4. Apport contextuel de l'analyse de forme

La SPO permet de quantifier les ségrégations granulaires en rapport avec les structures observées ainsi que les variations de forme (a/b ; ellipse) associées.

a. Des ségrégations granulaires différenciées : relations structures - granulométrie

Les observations à l'affleurement, quantifiées par analyses d'images (SPO, chaps. III et IV), ont permis d'établir les relations suivantes (tableau 6).

La SPO n'est pas utilisable pour les affleurements à matrice fine enrobant les clastes : DAD hybride en cours de transformations (Meager, San Lazaro), les zones fluidisées (cendres, trachytes, Perrier, Mollebaya), les dépôts déstructurés (Pardines). La bimodalité des charriages cisailants et la trimodalité des *jigsaw-structures* (Alto-Jesus) ont été confirmées par tamisage des matrices (Alto-jesus, Tutupaca). Une quantification sédimentologique des matrices indurées apparaît accessible au niveau des zones fortement cataclasées. L'usage systématique de cette méthode permet non seulement de comparer les DAD entre elles pour des dépôts localisés et d'établir des relations contextuelles de déstabilisation d'ordre 1.

Tableau 6 : Quantification SPO des relations structures-textures localisées.

		Structures-textures localisées	Apport de l'analyse de formes
DAD proximale	Rides de Tutupaca	Ségrégations granulaires le long de failles inverses et réajustements	Passage d'une distribution trimodale à polymodale par rotation
	Le Cheix	Contrôle tectonique de la distribution des <i>jigsaw-structures</i>	Extension cisailante à distribution unimodale trimodalité des contacts cisailants contrastés polymodalité des <i>crushing</i> et extrusions
Lobe distale	Alto-Jesus	Fracturation syn-tectonique et distribution granulaire des gradients texturaux	Décroissance de a/b et des survivants : fracturation unimodale mélange, cisaillement et transport cataclasique bimodal <i>jigsaw-structures</i> trimodales
	Pampa-Blanca	Gradient cataclasique de syn-transformation par extension d'un lobe charrié	redistributions granulaires localisées et mélange, <i>jigsaw-structures</i> reliques
néofracturation	Gouge de Perrier	Réajustement granulaire oscillatoire	Redistribution granulaire en fonction des densités marquant le tri des matrices, précurseur aux transformations

b. Équations et relations génétiques entre les faciès

Les valeurs calculées par SPO à l'affleurement ont permis d'établir 36 équations (tableau 7, Fig. 6) pour des DAD marquées par de très fortes contraintes : les DAD proximales de Tutupaca, Le Cheix ; la DAD hybride d'Alto-Jesus ; la DAD transformée de Meager. Les équations de la gouge de Perrier ne sont pas utilisées pour les comparaisons. Les graphiques obtenus dans le domaine des distributions observées ont

mis en évidence :

- des équations uniques pour a/b vs ellipse : (59) $f(x) = 1.25 \times 1.08^x$ (Le Cheix, Tutupaca, Alto-Jesus) ;
- des convergences évolutives pour a/b vs distance permettant de positionner des valeurs moyennes sans équation (Pampa-Blanca, Le Cheix, Perrier, Fig. 6) ;

- des équations communes propres à des cinématiques très localisées pour ellipse vs distance :

rotation cisailante: (60) $f(x) = 1.02x^{-0.13}$ charriage : (61) $f(x) = 3.54x^{-0.22}$ ride : (62) $f(x) = 5.94x^{-0.35}$

Les valeurs moyennes permettent d'appréhender une cinématique d'ensemble du type de cataclase dilatante le long de plans cisailants commune aux DAD étudiées.

- des modalités de fracturations différenciées (Fig. 6) : fracturation à chaud (Tutupaca) ; fracturation abrasive des matrices ; production différentielle des *jigsaw-structures* syn-tectoniques et relictuelles ; néofracturation localisée modifiant les rapports abrasifs (Tutupaca, Cheix).

Tableau 7 : Équations des rapports de formes et apports

	Structure/Volcan	Cinématiques		Apports
a/b vs ellipse	levée latérale Mt Dore (Cheix)	Extension-cisaillement (27) $f(x) = 1.03 \ln(x) + 0.44$	Effondrement (28) $f(x) = 0.21x + 1.05$	Évolution commune des rapports de forme
		Extension distale N30 (29) $f(x) = 0.54.1.71^x$	Cisaillement N120 (30) $f(x) = 0.7 \ln(x) + 1.22$	Les <i>jigsaw-structures</i> alimentent les faciès matriciels des mégablocs différenciés en N120-N30
	Rio Chili	transformation : (46) $f(x) = 1.33x1.08^x$ Cataclase : (47-48) $f(x) = -ax+b$ avec $a = 0.2$ $b = 2.2-2.7$		Transformation cataclastique. Relation entre gradient cataclastique et queue de dilution. Évolution convergente des formes pendant le transport
	Rides Tutupaca	Interface basale cisailée : transformation : (15) $f(x) = 0.148x + 1.065$ Passage zone médiane-latérale (16) $f(x) = 1.019 x 1.156^x$ (17) $f(x) = 1.005 x 1.171^x$		État ancestral commun arbre évolutif des cataclases et refroidissements associés intrusion extensive
	Alto-Jesus Pichu-Pichu	Faciès à blocs et jigsaw : (20) $f(x) = 0.13x + 1.2$		Corrélation cataclase/abrasion
	Une équation unique	(59) $f(x) = 1.255 x 1.084^x$	$R^2 = 0.39$	Etats de fracturation d'un dôme de lave : de la ride au faciès à blocs
a/b vs distance	Rides Tutupaca	latéral : (9) $f(x) = 1.5042 x 1.005^x$ Zonage évolutif contact : (10) $f(x) = 0.024x + 1.126$ médian : (11) $f(x) = 0.3627\ln(x) + 0.55$		État ancestral commun
	Alto-Jesus Pichu-Pichu	Faciès à blocs/mélangé: médian : (18) $f(x) = -0.03\ln(x) + 1.52$ jigsaw-structures: (19) $f(x) = -0.04x + 1.54$		Transfert latéral par charriage
	Des convergences évolutives Domaine de coexistence conséquences thermiques des charriages et disparition des jigsaw-structures			
Ellipse vs distance	levée latérale Mt Dore (Cheix)	Mégablocs (31) $f(x) = 9.41 x^{-0.84}$ Jigsaw-structures en N120 (32) $f(x) = -0.39x + 4.5$	Jigsaw-structures en N30 (33) $f(x) = 1.027x - 0.13$	N120 : cataclase prédominante et abrasion des mégablocs N30 : cataclase des mégablocs et abrasion distale convergence évolutive au niveau de la rotation cisailante
	Rides Tutupaca	Cataclase chaude/froide : (12) $f(x) = 6.33 x^{-0.35}$ cataclase froide longitudinale : (13) $f(x) = 8.56 x^{-0.39}$ cataclase de bordure : (14) $f(x) = 3.57 x^{-0.21}$		Typologie des fracturations à chaud/froid ségrégation granulaire
	Alto-Jesus Pichu-Pichu	Charriage : (21) $f(x) = -0.089x + 2.73$ abrasion au contact cisailant : (22) $f(x) = -0.168x + 4.13$ bulking cisailant : (23) $f(x) = 2.94x^{-0.63}$ mélange/jigsaw-structure : (24) $f(x) = -0.17x + 3.28$		Cinématiques corrélées aux rapports de forme état ancestral commun relations génétiques entre les faciès
	Équations communes	Rotation cisailante / bulking / mélange : (60) $f(x) = 1.027x - 0.13$ Rides et mégablocs : (61) $f(x) = 5.942x^{-0.3514}$ $R^2 = 0.65$ Charriages : (62) $f(x) = 3.547x^{-0.22}$ $R^2 = 0.68$		Effet température plus important que la distance
Périmètre de rugosité	Rides Tutupaca	Vs taille : Évolution contrainte par la taille Ride 1 : (7) $f(x) = 0.031\ln(x) + 0.91$ Ride 2 : (8) $f(x) = 0.024\ln(x) + 0.94$		Origine commune des matrices évolution parallèle
	Alto-Jesus Pichu-Pichu	Affleurement : $f(x) = 0.03x + 0.92$ vs taille : sigmoïde cisailante : (26) $f(x) = 0.067\ln(x) + 0.79$		Transfert latéral des clastes par cataclase cisailante et redistribution granulaire
	Meager (Canada)	Vs taille : clastes lavés (43) $f(x) = 0.043\ln(x) + 0.87$ clastes non lavés (44) $f(x) = 0.129\ln(x) + 0.63$		État relictuel de fracturation initiale au contact hydrothermal : clastes lavés fracturés à facettes brillantes
	Équations de même tendance	(64) $f(x) = 0.0501\ln(x) + 0.8584$ $R^2 = 0.711$ moyenne : $f(x) = 0.322\ln(x) + 1.252$ $R^2 = 0.505$		évolution logarithmique différenciée de même tendance
Circularité de Riley	Alto-Jesus Pichu-Pichu	Sigmoïde cisailante : vs l/d (26) $f(x) = -0.2668x + 1.1061$		Abrasion cataclastique centrifuge. Relation co-génétique avec la jigsaw-relique du faciès mélangé de la Pampa-Blanca
	San Lazaro	vs l/d : (52) $f(x) = 0.863x^{-0.482}$ $R^2 = 0.73$ (53) coulée de débris non cohésive: $f(x) = -0.2x + 1.09$ coulée hyperconcentrée : $f(x) = -0.17x + 0.9$ coulée alluviale: $f(x) = -0.2x + 0.88$		Différenciation des transformations lors du transport valeur décroissante de b avec la dilution ($f(x) = -ax+b$)
	Équation	valeurs moyennes: (65) $f(x) = 0.914 x^{-1.206}$ $R^2 = 0.806$		Relation de puissance entre a/b et la circularité de Riley

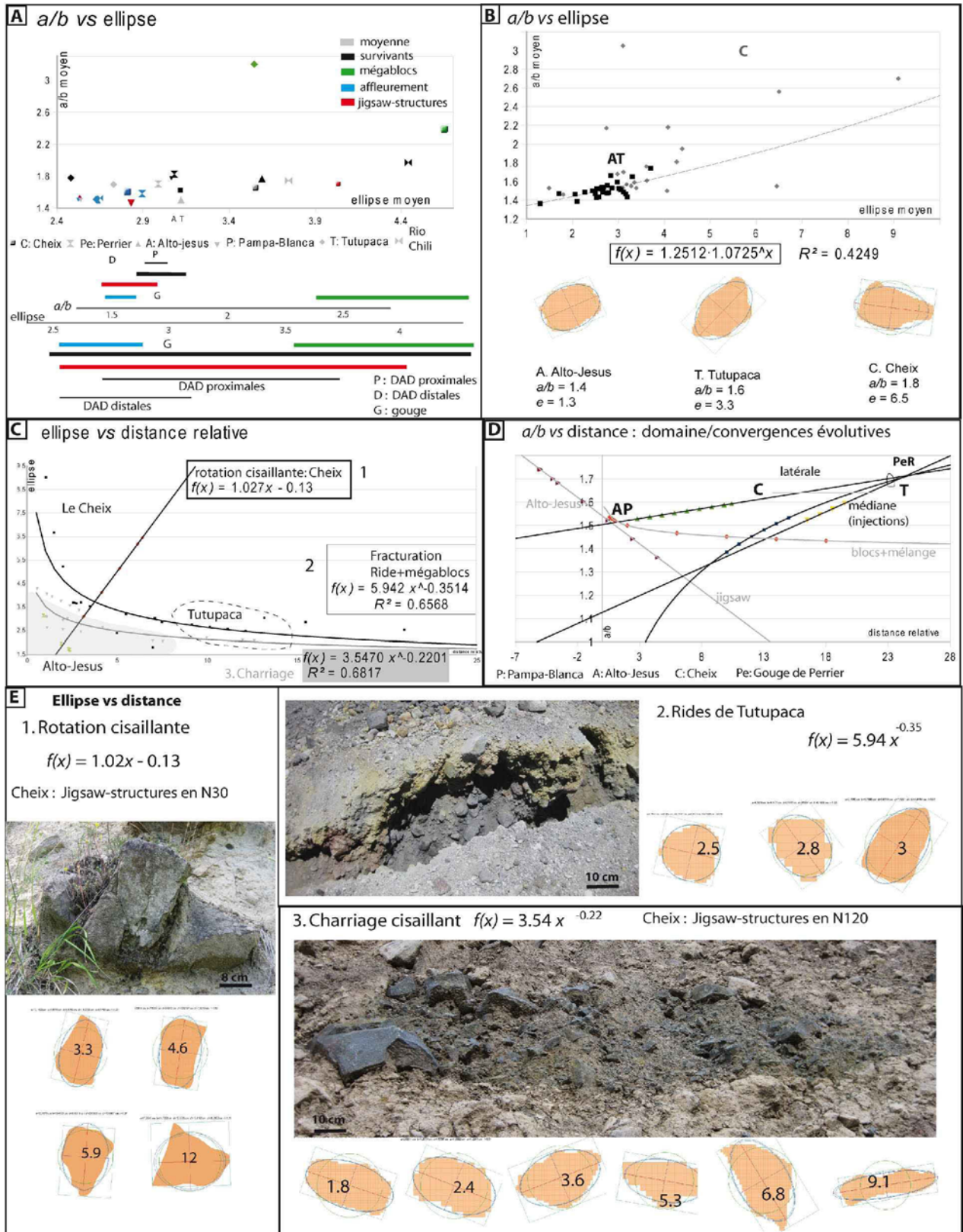


Figure 6 : Apport des rapports de forme. A : a/b vs ellipse ; B : a/b vs ellipse ; C : ellipse vs distance relative ; D : a/b vs distance ; E : exemples de valeurs texturales : 1 : rotation cisailante du Cheix, 2 : Rides de Tutupaca, 3 : Charriage cisailant du Cheix.

a/b vs ellipse (Tableau 7, Fig. 6) est tracé à l'aide des sept équations établies pour Le Cheix, Tutupaca, Alto-Jesus en rapport avec les distributions observées de *a/b* :

- une régression de puissance ($f(x) = ab^x$) pour l'extension au contact latéral des rides de Tutupaca ($a = 1, b = 1.1$) et distalement en N30 au Cheix ($a = 0.54 ; b = 1.71$);

- une régression logarithmique ($f(x) = a \ln(x) + b$) pour les cisaillements Cheix
($a = 0.2-1.03, b = 0.44-1.22$);

- une régression linéaire ($f(x) = ax+b$) pour les effondrements d'Alto-Jesus et du Cheix
($a = 0.1-0.2, b = 1.05-1.2$).

Une équation commune (Fig. 6B) apparaît : **(59) $f(x) = 1.25 \times 1.07^x$** ($R^2 = 0.42$)

marquant un continuum des valeurs depuis la néofracturation d'Alto-Jesus jusqu'à l'abrasion du Cheix en passant par la cataclase à chaud des rides de Tutupaca par abrasion cisailante. Le claste devient irrégulier, angulaire et aérodynamique. Les valeurs de Tutupaca-Alto-Jesus apparaissent regroupées bien que le type d'équations diffère. Ce sont les mégablocs du Cheix qui conduisent à cette dispersion, notamment au niveau de l'ellipse. Les **valeurs moyennes** (Fig. 6A) obtenues sur les affleurements, les *jigsaw-structures*, les mégablocs, les survivants se superposent selon des domaines croissants :

affleurements : *a/b* [1.48-1.6] ellipse [2.5-2.8] survivants : *a/b* > 1.7 ; ellipse [2.48-4.44]
jigsaw-structures : *a/b* [1.46-1.7] ellipse [2.53-4.03]

Le domaine des mégablocs apparaît isolé : *a/b* > 2.2 ; ellipse > 3.54.

Les DAD proximales (Rio Chili-Tutupaca-Cheix) et distales (Alto-Jesus, Pampa-Blanca) sont différenciées :

DAD proximales : *a/b* [1.65-1.74] ellipse [2.5-2.8] DAD distales : *a/b* = 1.5 ellipse [2.53-3.12]

Les DAD proximales recoupent les valeurs des clastes survivants et les *jigsaw-structures* ; les DAD distales celles des affleurements. La gouge de Perrier conduit à une signature proximale équivalente à celle du Cheix ($a/b = 1.7 ; e = 2.98$). La DAD hybride de la Pampa-Blanca par son mélange aux cendres et blocs n'obéit pas à cette évolution mais présente des valeurs regroupées ($a/b = 1.5 ; e = 2.52$) sauf pour les *jigsaw-structures*. L'effet thermique peut également être considéré.

a/b vs distance relative (Fig. 6D) est établi selon cinq équations (tableau 7) marquant des convergences évolutives :

- zonage évolutif des cataclases de Tutupaca où *a/b* moyen ($T = 1.695$) correspond à l'état ancestral commun aux trois équations cataclasiques établies : zone latérale: **(8) $f(x) = 1.5 \times 1.005^x$**

zone de contact: **(9) $f(x) = 0.024x + 1.126$** zone médiane: **(10) $f(x) = 0.36 \ln(x) + 0.55$**

- *jigsaw-structures* et faciès à blocs d'Alto-Jesus où *a/b* moyen ($A = 1.5$) correspond également à un état ancestral commun aux deux équations cataclasiques :

faciès à blocs/mélange : **(17) $f(x) = -0.03 \ln(x) + 1.52$** *jigsaw-structure* : **(18) $f(x) = -0.04x + 1.54$**

Dans ce domaine de coexistence ainsi défini, sont replacées les valeurs moyennes des DAD dépourvues

d'équations : autour du point ancestral cataclasique de Tutupaca (T) se localise les DAD proximales du Cheix (1.655) tandis que la gouge de Perrier (Pe) et l'effondrement plan du Rio Chili (R) se localisent en amont de T ($a/b = 1.7$). A noter que les valeurs à l'affleurement ($a/b = 1.52-1.58$) les localisent à proximité d'Alto-Jesus ; le faciès mélangé à *jigsaw-structure* relique de Pampa-Blanca (AP = 1.5) se superpose à l'état ancestral d'Alto-Jesus en rapport avec les transformations du lobe distal.

Une relation directe aux observations de terrain apparaît: a/b permet de distinguer les DAD proximales et distales ainsi que la néofracturation.

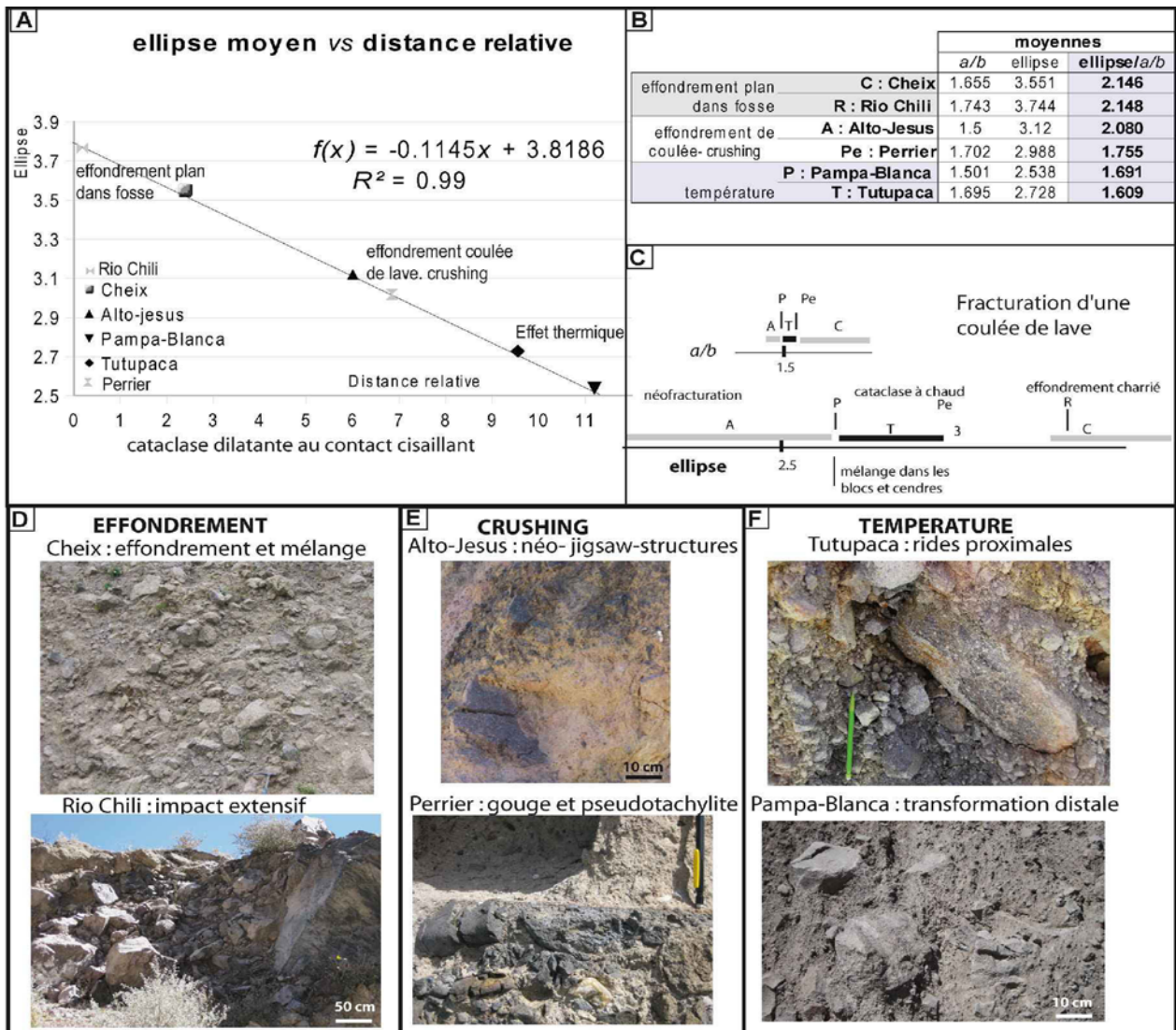


Figure 7 : Apport des valeurs moyennes : A : ellipse moyen vs distance relative ; B : tableau des valeurs moyennes ; C : domaines de coexistence ; D : Textures d'effondrement plan du Cheix et du Rio Chili ; E : Textures de crushing d'Alto-Jesus et de Perrier ; E : Cataclase thermique de Tutupaca et de Pampa-Blanca.

Ellipse vs distance relative (Fig. 6C) est tracé à l'aide des dix équations (tableau 7) établies pour Le Cheix, Tutupaca, Alto-Jesus en rapport avec les distributions observées des valeurs de l'ellipse :

- des régressions linéaires ($f(x) = ax+b$, tab. 7) pour :

Alto-Jesus: abrasion au contact cisailant ((21) $a = -0.16 ; b = 4.13$) ;

jigsaw-structures ((23) $a = -0.17 ; b = 3.28$) ;

- les *jigsaw-structures* du Cheix ((31-32) : $a = -0.39+1.027 ; b = -0.13+4.5$) :

- des régressions de puissance ($f(x) = ax^{-b}$) pour trois DAD :

les mégablocs du Cheix : (30) $a = 9.41$ $b = 0.84$

les rides de Tutupaca : (13-12) $a = 3.57-8.56$ $b = 0.21-0.39$

le *bulking* cisailant d'Alto-Jesus : (22) $a = 2.94$ $b = 0.63$.

L'ensemble des points définissent trois équations communes (Fig. 6C) :

1. régression linéaire de la rotation cisailante N30 du Cheix : (60) $f(x) = 1.027x - 0.13$

2. régression de puissance de la fracturation des rides de Tutupaca et mégablocs du Cheix :

$$(61) \quad f(x) = 5.942 x^{-0.351}$$

3. régression de puissance des *jigsaw* cisailées en N120 du Cheix, des rides de Tutupaca, du charriage, mélange et *jigsaw-structures* d'Alto-Jesus

$$(62) \quad f(x) = 3.547 x^{-0.22}$$

Seule la régression de puissance du *bulking* cisailant ((22) $f(x) = 2.94x^{-0.63}$) d'Alto-Jesus n'est pas intégré

mais se localise juste en dessous de 3. La corrélation des équations aux affleurements du Cheix (Fig.

6E) montre une évolution différenciée et localisée des clastes : les *jigsaw-structures* distales en N30 (1)

présentent une distribution extrême ($e = 1.8-9$) des clastes par rapport à la rotation cisailante en N120

($e = 4.1-6.4$). Cependant les valeurs moyennes de l'ellipse vs distance relative (Fig. 7) replacent les DAD

entre elles dans ce type de régression linéaire ((63) $f(x) = ax + b$) avec : $a = -0.11$ $b = 3.81$ avec $R^2 =$

0.99, soit des valeurs proches des *jigsaw-structures* et mélanges d'Alto-Jesus (tab. 7). Trois pôles

apparaissent: effondrement plan dans une fosse (Cheix-Rio Chili) avec $e = 3.55-3.8$; *crushing* à rotation

cisailante (Alto-Jesus-Perrier) avec $e = 3-3.12$; effet thermique (Tutupaca-Pampa-Blanca) avec $e < 2.7$.

La mise en relation avec les textures observées à l'affleurement apparaît directement (Fig. 7.DEF). Cette

systématique cataclasique ainsi mise en évidence est confirmée par le rapport ellipse/a/b (Fig. 7.B)

distinguant : les effondrements plans (2.14) ; le *crushing* (2-1.75) ; l'effet thermique (< 1.7).

Périmètre de rugosité (PR) et circularité de Riley (RC) (Fig. 8) : trois DAD (Tab. 7) présentent une

régression logarithmique ($f(x) = a \ln(x) + b$) du périmètre de rugosité vs taille avec $a = 0.02-0.06$ et $b =$

0.7-0.9 : rides de Tutupaca (6-7) et sigmoïde cisailante d'Alto-Jesus (25) marquées par un auto-

cisaillement redistribuant les fractions granulaires ; clastes lavés de Meager (6-7) à facettes brillantes et

planaires ; soit une équation moyenne (Fig. 8) de type : (64) $f(x) = 0.05 \ln(x) + 0.85$ ($R^2 = 0.71$).

La rugosité du claste augmente avec la taille. 19.87% des clastes sont survivants ($a/b > 1.4$) avec un a/b

moyen de 1.57 et des valeurs inférieures de PR et RC par rapport aux clastes moyens.

Le périmètre de rugosité, la circularité de Riley mettent en évidence non pas l'évolution du rapport de

forme en fonction de la distance parcourue mais établissent l'acquisition du rapport de forme en fonction

du type de fracturation et de la DAD considérée. a/b vs périmètre de rugosité moyen distingue les DAD proximales des DAD distales associées à leur typologie de fracturation (Fig. 8D) selon des régressions logarithmiques ((66) $f(x) = a \ln(x) + b$) distinguant : les **DAD proximales** avec $a = 1.002$ $b = 1.26$ passant d'une **fracturation à matrice saturée** (Meager) à une fracturation hydrothermale abrasive (Tutupaca) avec $a = 1-1.36$ augmentant le PR des clastes ; les **DAD distales** avec $a = 0.26$ et $b = 1.25$ passant d'une **fracturation à matrice saturée au mélange dilatant cataclasant** (Pampa-Blanca) avec $a = 0.26-0.34$ rendant les clastes subarrondis.

Les valeurs intermédiaires d'Alto-Jesus marquent le passage de la zone proximale à distale, en conformité avec les observations de terrain et l'inversion tectonique associée.

Pour la circularité de Riley vs a/b , les équations ont été établies (tab. 7) au niveau de la sigmoïde d'Alto-Jesus (26'), les faciès transformés de San Lazaro (52-53). Pourtant a/b vs circularité de Riley marque une évolution commune des DAD selon une régression de puissance :

$$(65) \quad f(x) = 0.91x^{-1.2} \quad (R^2 = 0.8).$$

Les valeurs des clastes survivants ($a = 1.19$; $b = -0.7$) marquent le passage de l'effet d'une matrice saturée **cisillante et enrobante** (Meager, Alto-Jesus) à la **dilatance cataclasique distale** (San Lazaro, Pampa-Blanca) .

Les rapports de forme contribuent à distinguer les DAD entre elles tout en précisant les conditions de fracturations initiant les DAD ainsi que les typologies de fracturation contraignant les textures observées.

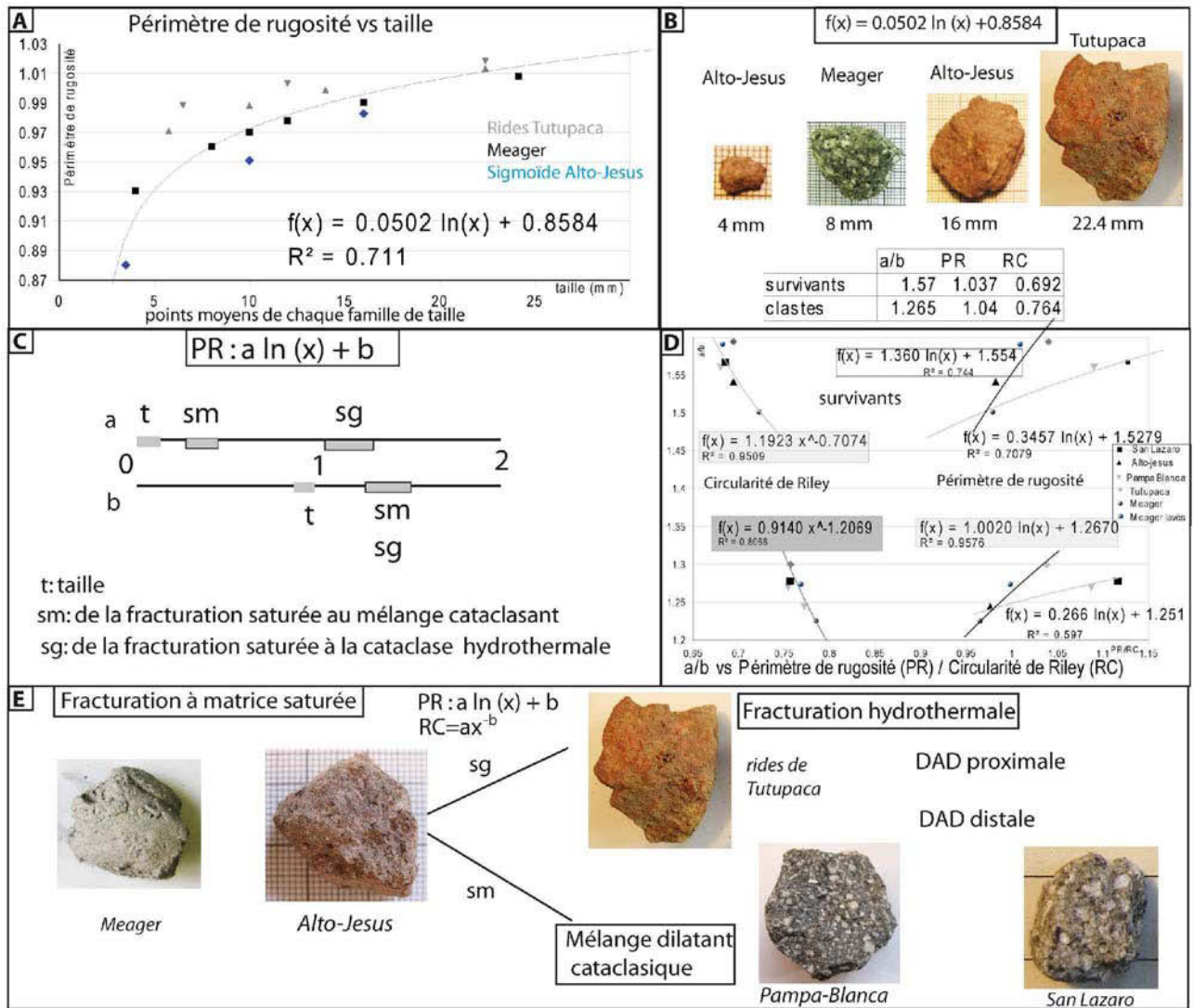


Figure 8 : Périmètre de rugosité et circularité de Riley. **A** : Périmètre de rugosité vs taille ; **B** : Caractéristiques de quelques clastes ; **C** : valeurs de a et b pour les régressions logarithmiques ; **D** : a/b vs périmètre de rugosité (PR) et circularité de Riley (RC) pour les clastes moyens et les survivants ; **E** : schéma fonctionnel textural de PR et RC en rapport avec la typologie des fracturations.

Conclusions.

Cette synthèse statistique a permis d'établir :

1. Une classification texturale sous contrôle tectonique : les rapports structures-textures d'ordre 1 sont associés à des gradients cinématiques localisés marquant une ségrégation granulaire discontinue où différentes distributions coexistent, précurseurs aux transformations à caractère bimodale.

2. Une classification sédimentologique : la corrélation statistique des valeurs obtenues pour les DAD et les transformations associées mettent en évidence :

- une sédimentologie des matrices et une classification texturale :
- % matrice vs matrice/graviers ; les paramètres statistiques spécifient les DAD entre elles ;
- le SFT montre un contrôle des populations granulaires et des phénomènes associés en fonction du type de fragmentation. La relation directe aux observations textures-structures corrobore les données ainsi extraites.

3. Une typologie de fracturations des DAD et des textures : les paramètres de formes contribuent à classer les contextes cataclasiques. Des cinématiques cataclasiques localisées mais communes ont été mises en évidence.

Tableau 8 : équations communes et apports.

	équation-valeurs	Apports
% matrice vs matrice/graviers	(58) $f(x) = 15.4 \ln(x) + 48.67$	Fracturations d'ordre 1.2 des dômes coulées DAD hybride DAD transformée
Paramètres statistiques	Kurtosis/ Skewness <i>sorting vs médiane (Capra et al., 2002)</i>	Gravité : $SkG = 1-2.5$; $K < 0.6$ DAD hybride transformée : $SkG < 0.5$; $K = 0.7-0.83$ Fluidisation rapide : $SkG = 0-0.55$; $K = 1-1.07$ Fracturation, DAD hybride, transformations en lahars
SFT	$\gamma = -0.6-0.4$ $\gamma = -0.4+0.4$	Fragmentation et phénomènes associés aux DAD DAD à fragmentation magmatique + coulée pyroclastique DAD à fragmentation hydrovolcanique + transformations

Tableau 9 : Apport des rapports de forme.

	a/b vs Périmètre de rugosité (66) $f(x) = a \ln(x) + b$	Ellipse/ a/b : E/A Ellipse vs distance (63) $f(x) = -0.11x + 3.81$	DAD	Périmètre de rugosité vs taille (64) $f(x) = 0.05 \ln(x) + 0.85$	Circularité de Riley vs a/b	
DAD proximales	$a/b = 1.65-1.74$ $f(x) = 1.002 \ln(x) + 1.26$	Effondrement plan E/A = 2.14	Rio Chili			
			Cheix			
DAD distales	$a/b = 1.5$ $f(x) = 0.26 \ln(x) + 1.25$	Température E/A < 1.7	Tutupaca	Fracturation hydrothermale	(65) $f(x) = 0.91 x^{-1.2}$	
			Pampa-Blanca			Mélange dilatant cataclasique
			San Lazaro			
			Meager			Fracturation à matrice saturée
			Néofracturation E/A = 1.75-2	Alto-Jesus		
Perrier						

Une typologie de fracturation cataclasique apparaît spécifique pour chaque DAD considérée. Les paramètres de forme mettent en évidence : une systématique cataclasique de l'initiation des DAD à laquelle se superposent des cinématiques cataclasiques localisées. Deux équations générales permettent de distinguer les DAD proximales et distales : a/b vs distance et vs périmètre de rugosité. Ellipse/ a/b et ellipse vs distance précisent la typologie des fracturations initiant les DAD (effondrement, température, néofracturation) tandis que les fracturations conditionnant les textures des clastes sont mises en évidence par le périmètre de rugosité et la circularité de Riley. La confrontation de l'ensemble des données a permis de conserver seulement six équations, associées à des valeurs spécifiques et représentatives des DAD.

Perspectives : Il reste à établir les variations texturales et microstructures 3D de ces faciès tout optimisant la caractérisation des variations matricielles dans les propagations latérales. Une comparaison à d'autres milieux granulaires tel que la base avalancheuse des blocs et cendres permettrait d'établir des différentiels cinématiques.

Références citées

A

- Aguila, L.G., Newhall, C.G., Miller, C.D. and Listanco, E.L.,** 1986. Reconnaissance geology of a large debris avalanche from Iriga volcano, Philippines. *J Volcanol*, **3**: 54-72.
- Alloway, B.V., McComb, P., and Neall, V.E., Vucetich, C.G., Gibb, J.G., Sherburn, S., and Stirling, M.,** 2005. Stratigraphy, age, and correlation of voluminous debris avalanche events from an ancestral Egmont Volcano : Implications for coastal plain construction and regional hazard assessment. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, **35**, 229–267.
- Alva-Valdivia, L.M., and López-Loera, H.,** 2011. A review of iron oxide transformations, rock magnetism and interpretation of magnetic anomalies : El Morro Mine (Brazil) a case study. *Geofisica Internacional*, **50** (2011), pp. 341–362.
- Anderson, S.W., Stofan, E.R., Plaut, J.F., and Crown, D.A** 1998. Block size distributions on silicic lava flow surfaces : Implications for emplacement conditions. *GSA Bulletin* ; October 1998 ; v.110 ; n°10 ; p1258-1267.
- Andrade, D., and van Wyk de Vries, B.,** 2010. Structural analysis of the early stages of catastrophic stratovolcano flank-collapse using analogue models. *Bull Volcanol* (2010). **72**:771–789 DOI 10.1007/s00445-010-0363-x.
- Anthony, J.L., and Marone, C.,** 2005. Influence of particle characteristics on granular friction. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, **VOL. 110**, B08409, doi:10.1029/2004JB003399, 2005.
- Arbos, P.,** 1922. Questionnaires pour l'étude de la vie pastorale en montagne. *In: Revue de géographie alpine*. 1922, **Tome 10 N°3**. pp. 489-494.
- Arnaud, N., Leyrit, H., Nehlig, P., Binet, F., Jamet, A. and Vannier, W.,** 2002. Les lahars du flanc nord-ouest du stratovolcan du Cantal . *Géologie de la France*, 2002, **n°1**, p3-13.

B

- Bachelery, P., Labazuy, P. and Lenat, J.F.,** 1996. Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à La Réunion. *C. R. Acad. Sci. Paris.*, **t. 323**, série IIa, p 475-482.
- Bagnold, R.A.,** 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc Royal Soc London*, **225** (series A): 49-63.
- Barthel, K.U.,** 2006. 3D-Data Representation with ImageJ. *In ImageJ Conference*, 2006.
- Barthel, K.U.** Volume Viewer. <http://rsb.info.nih.gov/ij/plugins/volume-viewer.html>. Webcite 2014.
- Bass, J.,** 2000. EZ-ROSE : a computer program for equal-area circular histograms and statistical

analysis of two-dimensional vectorial data. *Computers & Geosciences* **26** 153- 166.

- Begét, J.E. and Kienle, J.,** 1992. Cyclic formation of debris avalanches at Mount St. Augustine volcano. *Nature*, **356**: 701-704.
- Belousov, A., Belousova, M. and Voight, B.,** 1999. Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia. *Bull Volcanol* **61** : 324–342.
- Belousov, A., Behncke and Belousova, M.,** 2011. Generation of pyroclastic flows by explosive interaction of lava flows with ice/water-saturated substrate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **202**: 60-72.
- Benn, D.I.,** 1994. Fabric shape and the interpretation of sedimentary fabric data. *J. Sedim. Res.* **A64**, 910 – 915.
- Bernard, B.,** 2005. Structural analysis and experimental investigation of the Perrier debris avalanche deposits (French Massif Central). Blaise Pascal. Clermont-Ferrand. 49 p.
- Bernard, B.,** 2008. Etude des dépôts d'avalanches de debris volcaniques : analyse sedimentologiques d'exemples naturels et identification des mécanismes de mise en place. *Thesis*. Blaise Pascal. Clermont-Ferrand.
- Bernard, B., van Wyk de Vries, B., Barba, D., Leyrit, H., Robin, C., Alcaraz, S., and Samaniego, P.,** 2008. The Chimborazo sector collapse and debris avalanche: deposit characteristics as evidence of emplacement mechanisms. *Journal of Volcanology and Geophysical Research*, **176**: pp. 36-43. doi: 10.1016/j.jvolgeores. 2008.03.012.
- Bernard, B., van Wyk de Vries, B., and Leyrit, H.,** 2009. Distinguishing volcanic debris avalanche deposits from their reworked products : the Perrier sequence (French Massif Central). *Bull Volcanol* DOI 10.1007/s00445-009-0285-7.
- Bernard, K., van Wyk de Vries, B.,** 2010. Ordered structures and textures in volcanic debris avalanche breccia : description and implications for emplacement kinematics and dynamics, *Geophysical Research Abstracts*, 12. in *EGU2010-308*, Vienne, May 2-7.
- Bernard, K., van Wyk de Vries, B.,** 2011. Textural evidence for granular behaviour at the base of the Perrier Debris Avalanche, Mt Dore volcano. *GdR Clermont*.
- Bernard, K., van Wyk de Vries, B., Thouret, J-C.,** 2012. Syn and post-emplacement transformations of the Misti (Peru) volcanic debris avalanches (DAD) into lahars. *AGU*.
- Bernard, K., van Wyk de Vries, B.,** 2011. Characterisation of breccia structures at the base of large landslides : a necessary step for modelling : *EGU 2011-6310*, April 4-9.
- Bieniawski, Z.T.,** 1968. The effect of specimen size on compressive strength of coal. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **5** (1968), pp. 325–335.

- Binet, F.**, 1998. Contribution à la géologie du Cantal : la haute vallée du Mars (France). *Mémoire de Géologie de l'Institut Géologique Albert de Lapparent*, **81**, Cergy-Pontoise, 138 p.
- Blekinsop, T.G., and Fernandes, T.R.C.**, 2000. Fractal characterization of particle size distributions in chromitites from the Great Dyke, Zimbabwe. *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 505-521.
- Blott, S.J., and Pye, K.**, 2001. GRADISTAT : a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* **26**, 1237-1248. Version 8.0 for Excel versions 2007-2010 (.xslm).
- Blott, S.J., and Pye, K.**, 2008. Particle shape : a review and new methods of characterization and classification. *Sedimentology* **55**, 31-63.
- Boller, E., Tafforeau, P., Ludwig, W., Helfen, L., Weitkamp, T., Salvo, L., Cloetens, P., and Baruchel, J.**, 2010. Techniques d'imagerie pour la caractérisation 3D des matériaux à l'ESRF. *MATERIAUX 2010*– 18-22 octobre 2010 – Nantes, France.
- Borselli, L., Capra, L., Sarocchi, D., and De la Cruz-Reyna, S.**, 2011. Flank collapse scenarios at Volcán de Colima, Mexico : A relative instability analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (**208**)-2011.51-65.
- Boullier, A-M., Fujimoto, K., Ohtani, T., Roman-Ross, G., Lewin, E., Ito, H., Pezard, H., and Ildefonse, B.**, 2004. Textural evidence for recent co-seismic circulation of fluids in the Nojima fault zone, Awaji island, Japan. *Tectonophysics* **378** (165-181).
- C**
- Caballero, L., and Capra, L.**, 2011. Textural analysis of particles from El Zaguán debris avalanche deposit, Nevado de Toluca volcano, Mexico: Evidence of flow behavior during emplacement. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (**200**)-2011.75-82.
- Cagnoli, B. and Manga, M.**, 2004. Granular mass flows and Coulomb's friction in shear cell experiments: Implications for geophysical flows. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, **VOL.109**, F04005, doi : 10.1029/2004JF000177, 2004.
- Cagnoli, B. and Manga, M.**, 2005. Vertical segregation in granular mass flows : A shear cell study. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, **VOL.32**, L10402, doi:10.1029/2005GL023165,2005.
- Cagnoli, B. and Quarenì, F.**, 2009. Oscillation-induced mobility of flows of rocks fragment with quasi-rigid plugs in rectangular channels with frictional walls: a hypothesis. *Engineering geology* **103** (2009) 23-32.
- Cagnoli, B. and Romano, G.P.**, 2012. Effects of flow volume and grain size on mobility of dry granular flows of angular rock fragments : a functional relationship of scaling parameters. *Journal of*

Geophysical Research, volume 117, Issue B2, February 2012.

- Cailleux, A., and Tricart, J.**, 1959. Initiation à l'étude des sables et des galets. *Centre de Documentation Universitaire*, 3 fasc., Paris.
- Campbell, C.S.**, 1989. Self-lubrication for long runout landslide. *J Geol*, 97: 653-665.
- Cannon, S.H., and Savage, W.Z.**, 1988. A Mass-Change Model for the Estimation of Debris-Flow Runout. *The Journal of Geology* Vol. 96, No. 2 (Mar., 1988), pp. 221-227 Published by: The University of Chicago Press. Stable URL: <http://www.jstor.org/stable/30066417> Page Count: 7.
- Cantagrel, J.M., and Baubron, J.C.**, 1983. Chronologie K-Ar des éruptions dans le massif volcanique des Monts-Dore: implications volcanologiques. *Géol. France* 2: 123-142.
- Cantagrel, J-M., and Briot, D.**, 1990. Avalanches et coulées de débris: le volcan du Guéry; où est la caldéra d'effondrement dans le Massif des Monts Dore . *C R Acad Sci Paris* 311(II): 219–225.
- Cantelaube, F., Bideau, D. and Roux, S.**, 1995. Kinetics of segregation of granular media in a two-dimensional rotating drum. *Powder technology* 93 (1-11).
- Capra, L. and Macias, J.L.**, 2000. Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 102 (1/2), 149–167.
- Capra, L. and Macías, J.L.**, 2002. The Cohesive Naranjo Debris-Flow Deposit (10 km³) : A dam breakout flow derived from the Pleistocene Debris-Avalanche Deposit of Nevado de Colima Volcano (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Elsevier 117: 213-235.
- Capra, L., Macias, J.L., Scott, K.M., Abrams, M., and Garduno-Monroy, V.M.**, 2002. Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico behavior, and implications for hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 113:81-110.
- Capra, L.**, 2006. Volcanic natural dams associated with sector collapses : textural and sedimentological constraints on their stability. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Special Issue 1* (2006).
- Capra, L.**, 2007. Volcanic natural dams: identification, stability, and secondary effects. *Nat Hazards* (2007). 43: 45-61.
- Carrasco-Nunez, G., Vallance, J.W., and Rose, W.I.**, 1993. A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: Implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 59, Issue 1, p. 35-46.
- Casagli, N., Tibaldi, A., Merri, A., Del Ventisette, C., Apuani, T., Guerri, L., Fortuny-Guasch, J., and Tarchi, D.**, 2009. Deformation of Stromboli Volcano (Italy) during the 2007 crisis

by radar interferometry, numerical modeling and field structural data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **182** (2009), pp. 182–200.

- Catane, S.G., Cabria, H.B., Zarco, M.A.H., Saturay, R.M., and Mirasol-Robert, A.A., 2008.** The 17 February 2006 Guinsaun rock slide-debris avalanche, Southern Leyte, Philippines: deposit characteristics and failure mechanism. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* > 2008 > **67** > 3 > 305-320 . DOI 10.1007/s10064-008-0120-y.
- Chadima, M., and Jelinek, V., 2014.** Cureval 8. <http://www.agico.com/software/winsoft/cureval/> website 2014.
- Chaussard, E., Amelung, F., and Aoki, Y., 2013.** Characterization of open and closed volcanic systems in Indonesia and Mexico using InSAR time series. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH: SOLID EARTH*, **VOL. 118**, 1–13, doi:10.1002/jgrb.50288, 2013.
- Cladouhos, T., 1999.** Shape preferred orientations of survivor grains in fault gouge. *Journal of structural geology* **21** (419-436).
- Clavero, J.E., Sparks, R.S.J., and Huppert, H.E., 2002.** Geological constraints on the emplacement mechanism of the Parinacota debris avalanche, northern Chile. *Bull Volcanol*, **64**: 40-54.
- Clavero, J. E., Sparks, R.S.J., Pringle, M.S., Polanco, E., and Gardeweg, M.C., 2004.** Evolution and volcanic hazards of Taapaca Volcanic Complex, Central Andes of northern Chile. *Journal of the Geological Society*, **161**, 603–618.
- Clavero, J.E., Polanco, E., Godoy, E., Aguilar, G., Sparks, R.S.J., van Wyk de Vries, B., de Arce, C.P. and Matthews, S., 2004.** Substrata influence in the transport and emplacement mechanism of the Ollagüe debris avalanche (northern Chile). *Acta Vulcanologica* **16**(1–2): 59–76.
- Cleary, P.W., Campbell, C.S., 1993.** Self-lubrication for long runout landslides : examination by computer simulation. *J.Geophysical Res.*, **98** **21**,911-21,924,1993.
- Clement, E. , Vanel, L., Rajchenbach, J.J. and Duran, J., 1996.** Pattern formation in a vibrated granular layer. *Physical review*, **volume 53**, number 3.
- Collins, G.S. and Melosh, H.J., 2003.** Acoustic Fluidization and the Extraordinary Mobility of Sturzstroms. *Journal of Geophysical Research*, **Vol.108**, noB10, 2473 EPM4, pp.1-14.
- Costa, A., Wadge, G., and Melnik, O., 2012.** Cyclic extrusion of a lava dome based on a stick-slip mechanism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **337–338**,39–46, doi:10.1016/j.epsl.2012.05.011.
- Costa, A., Wadge, G., Stewart, R., and Odbert, H., 2013.** Coupled subdaily and multiweek cycles during the lava dome eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, *JOURNAL OF*

GEOPHYSICAL RESEARCH: SOLID EARTH, **VOL. 118**, 1895–1903,
doi:10.1002/jgrb.50095.

- Costa, J.E.**, 1988. Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows. *In: Flood Geomorphology* (V.R. Baker, R.C. Kochel and P.C. Patton, eds), pp. 113–122. John Wiley & Sons, Inc., Chichester.
- Coulomb, C.A.**, 1773. Sur une application des règles de maximis et minimis à quelques problèmes de statique, relatifs à l'architecture. *Mémoires de Mathématiques et de Physique*, Académie Royale des Sciences, 7:343-382, 1773.
- Crandell, D.R.**, 1971. Postglacial Lahars From Mount Rainier Volcano, Washington. UNITED STATES GOVERNMENT PRINTING OFFICE, WASHINGTON : 1971.
- Crandell, D.R., Mullineaux, D.R., Sigafos, R. S. and Rubin, M.**, 1974. Chaos Crags eruptions and rockfall-avalanches, Lassen Volcanic National Park, California. *U S Geol Surv J Res*, **2**: 49-59.
- Crandell, D.R., Miller, C.D., Glicken, H.X., Christiansen, R.L. and Newhall, C.G.**, 1984. Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta volcano, California. *Geology*, **12**, 143-146.
- Crandell, D.R.**, 1989. Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California, and debris-avalanche hazard zonation. *US Geol.Surv.*, Bull.1861, 32 pp.
- Crawford, E., and Mortensen, K.**, 2009. An ImageJ plugin for the rapid morphological characterization of separated particle sand an initial application to placergold analysis. *Computers & Geosciences* **35** (347–359).
- Cronin, S.J., Hodgson, K.A., Neall, V.E. , Palmer, A.S., and Lecointre, J.A.**, 1997. 1995 Ruapehu lahars in relation to the late Holocene lahars of Whangaehu River, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 1997, Vol 40: 507-520.
- Crosta, G.B., Imposimato, S., Roddeman, D., Chiesa, S., and Moia, F.**, 2005. Small fast-moving flow-like landslides in volcanic deposits : The 2011 Las Colinas Landslide (El Salvador). *Eng. Geol*, **79**, 185-214.
- Crosta, G.B., Frattini, P., and Fusi, N.**, 2007. Fragmentation in the Val Pola rock avalanche, Italian Alps. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, **VOL.112**. F01006 ; DOI/ 10.1029/2005JF000455, 2007.

D

- Davies, T.R.H.**, 1982. Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization. *Rock Mechanics*, **15**: 9-24.
- Davies, T.R.H. and McSaveney, M.J.**, 1999. Runout of dry granular avalanches. *Can. Geotech. J.*

36, 313–320.

- Davies, T.R.H. and McSaveney, M.J.**, 2002. Dynamic simulation of the motion of fragmenting rock avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*, **36**, 313-320.
- Davies, T.R.H. and McSaveney, M.J.**, 2003. Runout of Rock Avalanches and volcanic debris avalanches. *In: International conference on fast slope movements*, Naples, 11-13 May 2003.
- Davies, T.R.H.**, 2002. Landslide dam-break floods at Franz Josef Glacier township, Westland, New Zealand. *Journal of Hydrology (NZ)* **41**(1): 1–17.
- Davies, T.R.H., and McSaveney, M.J.**, 2004. Dynamic fragmentation in landslides : application to natural dam stability. p. 28-34 *IN : Abdrakhmatov, K. ; Evans, S.G.; Hermanns, R. ; Mugnozsa, G.S. ; Strom, A.L. (eds) Security of natural and artificial rockslide dams : extended abstracts volume*. [Bishkek]: NATO.
- Davies, T.R.H and McSaveney, M.J.**, 2008. The role of dynamic rock fragmentation in the motion of large landslides. *Engineering Geology* : DOI: 10.1016/j.enggeo. 2008.11.004.
- Davies, T.R.H. and McSaveney, M.J.**, 2009. The role of rock fragmentation in the motion of large landslides. *Engineering Geology* **109** (67–79).
- Davies, T.R.H., McSaveney, M.J. and Kelfoun, K.**, 2010. Runout of the Socompa volcanic debris avalanche, Chile:a mechanical explanation for low basal shear resistance. *Bull Volcanol* DOI 10.1007/s00445-010-0372-9.
- Dolan, M.T.**, 2004. Observations of lahars along Sacobia-Bamban River System, Mt Pinatubo, Philippines (48 p). *Thesis*, Michigan Technological University, Houghton, Michigan.
- Doyle, E.E., Cronin, J.S. and Thouret, J-C.**, 2011. Defining conditions for bulking and debulking in lahars. *GSA Bulletin*. February 4, 2011.v**123** n°7-8 p 1234-1246.
- Driedger, C.L., and Kennard, P.M.**, 1986. Ice volumes on Cascade volcanoes : Mount Rainier, Mount Hood, Three Sister, and Mount Shasta. *U.S.Geol.Surv., Prof.Pap.*, **1250**:649-666.
- Dufek, J. and Bergantz, G.W.**, 2007. Suspended load and bed-load transport of particle-laden gravity currents : the rôle pf particle-bed interaction. *Theor.Comput.Fluid Dyn.* DOI 10.1007/s00162-007-0041-6.
- Duffell, H.**, 1999. Contribution géochronologique à la stratigraphie volcanique de Massif des Monts Dore par la méthode 40Ar/39AR.*DEA thesis*. University Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Dufresne, A.**, 2009. Influence of runout path material on rock and debris avalanche mobility: field evidence and analogue modelling.University of Canterbury. New Zealand. *Thesis*.
- Dufresne, A., and Davies, T.**, 2009. Longitudinal ridges in mass movement deposits. *Geomorphology* **105**:171–181.
- Dumaisnil, C., Thouret, J-C., Chambon, G., Doyle, E.E., and Cronin, S.J.**, 2010. Physical and rheological characteristics of lahar flows and deposits—A case study at Semeru volcano,

Java (Indonesia). *Earth Surface Processes and Landforms*, v. **35**, doi: 10.1002/esp.2003.

Duning, S.A., 2006b. The grain-size distribution of rock avalanche deposits in valley-confined settings. *Ital.J. Eng. Geol ; Environ*, **1**,117-121.

Dunlop, D., and Özdemir, O.,1997. Rock Magnetism. Fundamentals and Frontiers. *Cambridge Studies in Magnetism Series*. xxi + 573 pp.

Duran, J., Mazozi, Clement, E., and Rajchenbach, J., 1993. Size segregation in a two-dimensional sandpile : convection and arching effects . *Physical review*, **volume 50**, number 6.

Duran, J., Rajchenbach, J. and Clément, E., 1997. Arching effect Model for particle size segregation. *Physical review letters*, **volume 70**, number 16.

E

Erikson, J.M., Mueggenburg, N.W., Jaeger, H.M. and Nagel, S.R, 2002. Force distributions in three-dimensional compressible granular packs. *PHYSICAL REVIEW E* **66** 040301 (R).

F

Fairchild, L.H., 1987. The importance of lahar initiation processes. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, **7**,51-62.

Ferre, E.C., Zechmeister, M.S., Geissman, J., Mathana Sekaran, N., and Kocak, K., 2005. The origin of high magnetic remanence in fault pseudotachylites : Theoretical considerations and implication for coseismic electrical currents. *Tectonophysics* **402** (125-139).

Finn, C.A., Sisson, T.W., and Deszcz-Pan, M., 2001. Aerogeophysical measurement of collapse-prone hydrothermally altered zones at Mount Rainier volcano. *Nature* **409**, 600–603.

Fisher, R.V., and Schmincke, H.U., 1984. Pyroclastic Rock. New-York, Springer-Verlag, 472 p.

Flint, R.F., Sanders, J.E., and Rodgers, J., 1960. Diamictite, a substitute term for synmictite. 1960, *Bulletin GSA*, 10.1130/0016-7606 (1960)71[1809:DASTFS]2.0.CO; **2 v. 71** no. 12 p. 1809-1810.

Folk, R.L., 1955. Student operator error in determining of roundness, sphericity and grain size. *Journal of Sedimentary Petrology*. **Vol. 25**, pp. 297-301.

Folk, R.L., and Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**,3-26.

Folk, R.L., 1974. Petrology of sedimentary rocks. - Hemphill Pub. Co, Austin, Texas.

Francis, P.W., Gardeweg, M., Ramirez, C.F. and Rothery, D.A., 1985. Catastrophic debris avalanche deposit of Socompa volcano, northern Chile. *Geology*, **13**, 600–603.

Francis, P.W. and Wells, G.L., 1988. Landsat thematic mapper observations of debris avalanche deposits in the central Andes. *Bull Volcanol*, **50**: 258-278.

- Francis, P.**, 1993. Volcanoes: a planetary perspective. *Oxford University Press*, 443pp.
- Francis, P.W.**, 1994. Large volcanic debris avalanches in the central Andes. *In: Proceedings of International Conference on Volcano Instability on the Earth and Other Planets, The Geological Society of London.*
- Frank, D.**, 1983. Origin, distribution, and rapid removal of hydrothermally formed clay at Mount Baker, Washington. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap. 1022-E*, 131 pp.
- Frank, D., Lubis, H., Casadevall, T.J.**, 1987. Influence of hydrothermal alteration on volcanic hazards at Papandayan volcano, West Java. Indonesia. *Hawaii Symposium on How Volcanoes Work*, p80.
- Friele, P.A., and Clague, J.J.**, 2004. Large Holocene landslide from Pylon Peak, southwestern British Columbia. *Can.J. Earth Sci.* **41** : 165-182 (2004).
- Friele, P.A., Jakob, M., and Clague, J.J.**, 2008. Hazard and risk from large landslides from Mount Meager volcano, British Columbia, Canada. *Georisk*, **Vol.2**, No.1, March 2008, 48-64.
- Frost, B.R.**, 1991a. Stability of oxide minerals in metamorphic rocks, *Rev.Mineral.*,25, 469–488.
- Frost, B.R.**, 1991b. Magnetic petrology: Factors that control the occurrence of magnetite in crustal rocks. *Rev. Mineral.*, **25**, 489–509.
- G**
- Glicken, H.**, 1986. Rockslide- debris avalanche of May 18, 1980, Mount Saint Helens Volcano. Washington: Santa Barbara, University of California *Ph D Dissertation* 303 p.
- Glicken, H., Asmoro, P., Lubis, H., Frank, D., and Casadevall, T.** 1987. The 1772 debris avalanche and eruption at Papandayan volcano, Indonesia. and hazards from future events. *Hawaii Symposium on How Volcanoes Work*. P91.
- Glicken, H.**, 1991. Sedimentary architecture of large volcanic debris avalanches. Sedimentation in Volcanic Settings. *SEP Special Publication n°45*.
- Glicken, H.**, 1996. Rockslide-Debris Avalanche of May 18,1980, Mount St. Helens Volcano, Washington (USGS Open-file Report 96-677, 90p) *US Geological Survey*, Reston, VA.
- Glicken, H.**, 1998. Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano. *Washington Bull. Geol. Surv. Jpn.*, **49** , pp. 55–106.
- Golombek, M., and Rapp, D.**, 1997. Size- frequency distributions of rocks on Mars and Earth analog sites : Implications for future landed missions : *Journal of Geophysical Research*, **v.102**, p 4117-4130.
- Goren, L., Aharonov, E., Sparks, D., Toussaint, R., 2011.** The Mechanical Coupling of Fluid-Filled Granular Material Under Shear. *Pure and Applied Geophysics*, Springer Verlag, 2011, **168 (12)**, pp.2289-2323<10.1007/s00024-011-0320-4>.<hal-00701936>.
- Graham, D.J., and Midgley, G.M.**, 2000. Graphical representation of particle shape using

triangular diagrams: an excel spreadsheet method. *Earth Surface Processes and Landforms* **25**, 1473–1477.

Guthrie, R.H., Friele, P., Allstadt, K., Roberts, N., Evans, S.G., Delaney, K.B, Roche, D., Clague, J.J., and Jakob, M., 2012. The 6 August 2010 Mount Meager rock slide-debris flow, Coast Mountains, British Columbia: characteristics, dynamics, and implications for hazard and risk assessment. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **12**, 1277–1294, 2012 www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/12/1277/2012/doi:10.5194/nhess-12-1277-2012.

H

Hall, M. and Mothes, P., 2008. The rhyolitic–andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, **70**, 675–702.

Hartmann, W.K., 1969. Terrestrial, lunar, and interplanetary rock fragmentation, *Icarus*, **10**, 201–213.

Hopkinson, J., 1889. Magnetic and other physical properties of iron at a high temperature. *Phil. Trans. Roy. Soc. London Ser. A*, **180**, 443.

Hrouda, F., 1994. A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KLY-2 Kappabridge. *Geophys. J. Int.*, **118**, 604–612.

Hrouda, F., Jelínek, V. and Zapletal, K., 1997. Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement. *Geophys. J. Int.*, **129**, 715–719.

Hu, J., and Stroeven, P., 2006. Shape characterization of concrete aggregate. *Image Analysis and Stereology*, **25**: 43-53

Hung, O., and Evans, S.G., 2004. Entrainment of debris in rock avalanches : an analysis of a long run-out mechanism. *GSA Bulletin* ; September/October 2004 ; **v.1616** ; no.9/10 ; p.1240-1252.

I

Indraratna, B., Ionescu, D., and Christie, D., 1998. Shear Behaviour of Railway Ballast based on Large Scale Triaxial Testing, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, **124(5)**, May 1998, 439-449. Copyright American Society of Civil Engineers.

Indraratna, B, Khabbaz, H, Salim, W and Christie, D., 2006. Geotechnical Properties of Ballast and the Role of Geosynthetics, *Journal of Ground Improvement*, **10(3)**, 2006, 91-102.

Inokuchi, T., 1988. Gigantic landslides and debris avalanches on volcanoes in Japan. Proceedings of the Kagoshima International Conference on Volcanoes. *National Institute for Research Administration*, Japan, p. 456-459.

Ivanov, B.A., Melosh, H.J., 2003. Impacts do not initiate volcanic eruptions: Eruptions close to the

crater. *Geology*, v. **31**, p. 869– 872.

Ivanov, B.A., Artemieva, N.A., 2002. Numerical modeling of the formation of large impact craters. *In: Koeberl, C., McLeod, K.G.* (Eds.), *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impact and Beyond* (Special Paper 356). *Geological Society of America*, Boulder, CO, pp. 619–630.

Ivanov, B.A., Langenhorst, F., Deutsch, A., Hornemann, U., 2004. Anhydrite EOS and phase diagram in relation to shock decompression. *LPSC XXXV*, abstract# 1489.

Iverson, R.M., 1997. The physics of debris flows : *Reviews of Geophysics*, v. **35**, 245-296.

Iverson, R.M., Schilling, S.P. and Vallance, J.W., 1998. Objective delineation of lahar hazard zones. *Ja Geol Soc Amer Bull*, **110**: 972–984.

Iverson, R.M. and Vallance, J.W., 2001. New views of granular mass flows. *Geology* ; February 2001 ; v**29** ; n°2 ; p115-118.

J

Janda, R.J., Scott, K.M., Nolan, K.M., and Matinson, H.A., 1981. Lahar movement, effects, and deposits. *In : Lipman, P.W., and Mullineaux, D.R.*, eds ; *The 1980 eruptions of Mount St Helens, Washington : U.S. Geological Survey Professional Paper 1250*, p.461-478.

Jang, D.J., and Frost, J.D., 2000. Use of image analysis to study the microstructure of a failed sand specimen. *Can.Geotech.J.* **Vol. 37**.

Janoo, V., 1998. Quantification of Shape, Angularity and Surface Texture of Base Course Materials. US Army Corps of Engineers Cold Regions Researchs and Engineering Laboratory, Hanover, NH, *Special Report 98-1*,22p.

Jelinek, V., 1981. Characterisation of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics*, **79**: 63-67.

Johnson, A.M., 1970. *Physical Processes in Geology*. Freeman, San Francisco, p. 577.

Johnson, B., 1978. Blackhawk landslide, California. *U.S. Rockslides and Avalanches 1, Natural Phenomena*. Elsevier, Amsterdam, pp. 481–504.

Johnson, A.M., 1984. Debris flow. *In Slope Instability*, ed. D Brunsten, DB Prior, pp. 257–361. New York: Wile.

Johnson, A.M., 2011. Granular shocks, particle size, segregation and levee formation in avalanches and debris flows. *Thesis*. University of Manchester.

Johnson, A.M., Kokelaar, B.P., Iverson, R.M., Logan, M., and LaHuse, R.G., and Gray J.M.N.T., 2012. Grain-size segregation and levee formation in geophysical mass flows. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, **VOL.117**, F01032,doi:10.1029/2011JF002185, 2012.

Jordan, P., 1994. Debris flows in the southern Coast Mountains, British Columbia : dynamic behavior and physical properties. *Ph.D. Thesis*, University of British Columbia, Vancouver, B.C.

K

- Kaminski, E., and Jaupart, C.,** 1998. The size distribution of the pyroclasts and the fragmentation sequence in explosive volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research* **103** (B12), 29759-29779.
- Kelfoun, K. and Druitt, T.H.,** 2005. Numerical modelling of the Socompa rock avalanche, Chile. *J Geophys Res* **110** : B12202. doi:10.1029/2005JB003758.
- Kelfoun, K., Druitt, T.H., van Wyk de Vries, B. and Guilbaud, M-N.,** 2008. Topographic reflection of the Socompa debris avalanche, Chile. *Bull Volcanol* **70**:1169 1187. doi:10.1007/s00445-008-0201-6.
- Kent, P.E.,** 1966. The transport mechanism in catastrophic rock falls. *J. Geol.* **74**, 79–83.
- Kervyn, M., Boone, M.N., van Wyck de Vries, B., Lebas, E., and Cnudde, V.,** 2010. 3D imaging of volcano gravitational deformation by computerized X-ray micro-tomography - *Geosphere. Volume 6*, Issue 5, Pages 482-498.
- Ketcham, R.A., and Ryan, T.M.,** 2004. Quantification and visualization of anisotropy in trabecular bone. *Journal of Microscopy*, **213**, 158-171.
- Ketcham, R.A.,** 2005. Computational methods for quantitative analysis of three-dimensional features in geological specimens. *Geosphere*, **1**, 32-41.
- Ketcham, R.A.,** 2005. Blob 3d webcite 2014, <http://www.ctlab.geo.utexas.edu/software>.
- Ketcham, R.A.,** 2005. Quantd 3d. webcite 2014, <http://www.ctlab.geo.utexas.edu/software>.
- Ketcham, R.A.,** 2005b. Three-dimensional textural measurements using high-resolution X-ray computed tomography. *Journal of Structural Geology*, **27**, 1217-1228.
- Kiegler, R., Thouret, J-C., Hodgson, K.A., Neal, V.E., Lecointre, J.A., Procter, J.N., and Cronin, S.J.,** 2011. The Whangaehu Formation: Debris-avalanche and lahar deposits from ancestral Ruapehu volcano, New Zealand. *Geomorphology Volume 133*, Issues 1-2, 1 October 2011, Pages 57–79.
- Kokelaar, B.P., Graham, R.L., Gray, J., and Vallance, J.W.,** 2014. Fine-grained linings of leveed channels facilitate runout of granular flows. *Earth and Planetary Science Letters* **385** (2014) 172–180.
- Komorowski, J.C., Glicken, H., and Sheridan, M.,** 1991. Secondary electron imagery of microcracks and hackly fracture surfaces in sand-size clasts from the 1980 Mount St. Helens debris avalanche deposit: Implications for particle-particle interactions. *Geology* **19**, 261–264.
- Komorowski, J.C., Navarro, C., Cortés, A., Saucedo, R., Gavilanes, J.C., Siebe, C., Espíndola, J.M., Rodríguez, S.,** 1997. The Colima volcanic complex : Part I : Quaternary multiple debris-avalanche deposits, Part II : Historical pyroclastic sequences (1913, 1991, 1994). *IAVCEI*

General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico, January 19-24, 1997, Fieldtrip Guidebook, Excursion 3.

Krumbein, W.C., and Pettijohn, F.J., 1938. Manual of sedimentary petrography. I. Sampling, preparation for analysis, mechanical analysis and statistical analysis. *Better World Books*. Bookseller Rating.

Krumbein, W.C., 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, **11**,64-72.

Kueppers, U., Perrugini, D., and Dingwell, D.B., 2006. « Explosive energy » during volcanic eruptions from fractal analysis of pyroclasts. *Earth and Planetary Science Letters* **248**, 800-807.

L

Launeau, P. and Robin, Y., 2003. SPO 2003 - Shape Preferred Orientation 2003. webcite 2014, <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/SPO>.

Launeau, P., 2004. Mise en évidence des écoulements magmatiques par analyse d'images 2D des distributions 3D d'Orientation Préférentielles de Formes. *Bulletin Société Géologique de France* **175**, 331-350.

Le Friant, A., Boudon, G., Deplus, C., and Villemant, B., 2003. Large-scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles. *J. Geophys. Res.*, **108(B1)**, 2055, doi :10.1029/2001JB001624.

Legros, F., Cantagrel J-M., and Devouard, B., 2000. Pseudotachylite (frictionite) at the base of the Arequipa volcanic landslide deposit (Peru) : Implications for emplacement mechanisms. *J. of Geol.* **108**, pp.601-611.

Legros, F., 2002. The mobility of long-runout landslides. *Engineering Geology* **63** (2002) 301–331.

Lemaire, E., Ould Mohammed Abdelhay, Y., Larue, J., Benoît, R., Levitz, P. and Van Damme, H., 1993. Pattern formation in non cohesive and cohesive granular media, *Fractals*, **Vol11**, N°4.

Leyrit, H., 2000. Flank collapse and debris avalanche deposits. *in*: Leyrit, H., Montenat, C. (Eds.), Volcaniclastic Rocks, from Magmas to Sediments. *Gordon and Breach Science Publishers*, pp. 111-129.

Lo Bello, P., 1988. Géochronologie par la méthode ³⁹Ar-⁴⁰Ar de ponces quaternaires contaminées. Exemple des ponces du Mont-Dore (Massif Central français). Utilisation d'un laser continu pour la datation de minéraux individuels. *Thèse 3° cycle*, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, p 122.

M

Mackaman-Lofland, C., Brittany, D.B., Brand, Taddeucci, J., and Wohletz, K., 2014.

Sequential Fragmentation / Transport Theory, Pyroclast Size-Density Relationships, and the Emplacement Dynamics of Pyroclastic Density Currents – A Case Study on the Mt. St. Helens (USA) 1980 Eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Available at: http://works.bepress.com/brittany_brand/11.

- Mc Saveney, M.J., and Davies, T.R.**, 2009. Surface energy is not one of the energy losses in rock comminution. *Engineering Geology* **109** (2009) 109-113.
- Magloughin, J.F.**, 2005. Immiscible sulfide droplets in pseudotachylite : Evidence for high temperature (>1200°C) melts. *Tectonophysics*, **402**, 81-91.
- Mair, K., K. Frye, and Marone, C.**, 2002. Influence of grain characteristics on the friction of granular shear zones, *J. Geophys. Res.*, **107(B10)**, 2219, doi:10.1029/2001JB000516.
- Mair, K., and Abe, S.**, 2008. 3D numerical simulations of fault gouge evolution during shear : Grain size reduction and strain localization. *Earth and Planetary Science Letters* xxx (2008).
- Mair, K., and Hazzard, J.F.**, 2007. Nature of stress accommodation in sheared granular material: Insights from 3D numerical modeling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 259(3-4), 469–485.
- Major, J.J., Voight, B.**, 1986. Sedimentology and clast orientations of the 18 May 1980 southwest flank lahars, Mount St. Helens, Washington. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**, 691-705.
- Major, J.J.**, 1987. Mount St. Helens dome erodes through rockfalls, avalanches. *The Oregonian Newspaper, Science pullout*, September 10, Portland, Oregon.
- Major, J.J.**, 1996. Experimental studies of deposition by debris flows: Process, characteristics of deposits, and effects of pore-fluid pressure: Unpub. *Ph.D. dissertation*, University of Washington, Seattle.
- Major, J.J., Janda, R.J., and Doag, A.**, 1996. Watershed disturbance and lahars on the east side of Mount pinatubo during the mid-June 1991 eruptions. In Newhall, C.G., and Punangbayan, R.S., eds., *Fire and Mud : Eruptions and lahars of Mount Pinatubo* : Seattle, University of Washington Press, p 895-919.
- Major, J.J., Pierson, T.C., and Scott, K.M.**, 2005. Debris flow at Mount St. Helens, Washington, USA ; in Springer (ed), *Debris-flows Hazards and related Phenomena*. Jakob and Hungr. Springer.
- Malin, M.C.**, 1988. Rock populations as indicators of geologic processes. *NASA technical Memorandum 4041*, Reports of the Planetary Geology and Geophysics Program, p502-504.
- Malin, M.C.**, 1989. Rock populations as indicators of geologic processes. *NASA technical Memorandum 4030*, Reports of the Planetary Geology and Geophysics Program, p363-365.
- McCave, I.N., and Syvitski, J.P.M.**, 1991. Principles and Methods of Geological Particle Size Analysis. In: *Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis*, J. M. P. Syvitski,

Ed., Cambridge University Press , Cambridge, UK, 3–21.

- McKinnon, M.**, 2008. Dynamic analyses of Canadian landslides. *In* : J. Loca, D. Perret, D.Turmel, D.Demers et S. Lerouel (2008). *Comptes rendus de la 4 ème conférence canadienne sur les géorisques : des causes à la gestion*. Presse de l'Université de Laval, Québec, 594 p.
- Manrique, N., Mariño, J., Samaniego, P. and Fidel, L.**, 2012. Datos preliminares sobre la evolución vulcanológica del complejo volcánico Tutupaca. *En: Congreso Peruano de Geología, 15° & SEG 2012*. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Lima.
- Manrique, N., Samaniego, P., and Medard, E.**, 2014. Les processus et conditions pré-éruptifs responsables du déclenchement de l'éruption récente du volcan Tutupaca (Pérou). *MTER*. Université Blaise Pascal.
- Mas, A., Patrier, P., Beaufort, D., Genter, A.**, 2003. Clay-mineral signatures of fossil and active hydrothermal circulations in the geothermal system of the Lamentin Plain, Martinique. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **Volume 124**, Issue 3, p. 195-218.
- Matthews, A.J., Barclay, J.**, 2004. A thermodynamical model for rain-triggered volcanic dome collapse. *Geophysical Research Letters* **31 (5)**, L05614.doi : 10.1029/2003GL019310.
- McGuire, W.J.**, 1996. Volcano instability : a review of contemporary themes. *In* : McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Geological Society Special Publication*, **110**, pp. 1–23.
- McGuire, W.J.**, 2003. Volcano instability and lateral collapse. *Revista* (2003) **Vol. I** 33-45.
- Mehl, K.W. and Schmincke, H.U.**, 1999. Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria. Spain. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **94**, 105–134.
- Mello, F., Umbanhowar, P., and Swinney, H.L.**, 1994. Transition to parametric wave patterns in a vertically oscillated granular layer. *Physical review Letters*, **Volume 72**, number 1.
- Melosh, H.J.**, 1979. Acoustic fluidization : a new geological process, *J.Geophys.Res.*, **84**, 7513-20,1979.
- Melosh, H.J.**, 2003. The Mechanics of Pseudotachylite Formation in Impact Events, *Sweden impact conference*.
- Ménard, J.J.**, 1979. Contribution à l'étude pétrogénétique des nappes de ponces du massif volcanique du Mont-Dore ; *Thèse 3° cycle*, Université Paris-Sud.
- Merchel, S., Mrak, I., Braucher, R., Benedetti, L., Repe, B., Bournès, D.L., and Reitner, J.M.**, 2014. Surface exposure dating of the Velikivrh rock avalanche in Slovenia associated with the 1348 earthquake. *Quaternary Geochronology* **22** (2014) 33-42.
- Merle, O. and Borgias, A.**, 1996. Scaled experiments of volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research* **101(B6)**: 13,805–13,817.
- Meyer, D.F., and Janda, R.J.**, 1986. Sedimentation downstream from the 18 May 1980 North Fork Toutle River debris avalanche deposit, Mount St. Helens, Washington. *In* : SAC Keller (ed) , *Mount St. Helens : Five Years Later* (p68-86). Eastern Washington University Press, Cheney.

- Meyer, D.F., and Martinson, H.A.,** 1989. Rate and processes of channel development and recovery following the 1980 eruption of Mount St-Helens, Washington. *Hydrological Sciences Journal*, **34**, 115-127.
- Michon, L.,** 2000. Dynamique de l'extension continentale - Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central. Thesis. Université Blaise Pascal.
- Mimura, K. and Kawachi, S.,** 1981. Nirasaki debris-avalanche, a catastrophic event at the Yatsugatake volcanic chain, central Japan. Abstracts, 1981 *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior*, Symposium on Arc Volcanism, p. 237.
- Mimura, K., Kawachi, S., Fujimoto, U., Taneichi, M., Hyuga, T., Ichikawa, S., Koizumi, M.,** 1982. Debris avalanche hills and their natural remnant magnetization - Nirasaki debris avalanche, central Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **88**, 653-663 (in Japanese with English abstract).
- Mimura, K., Kano, K., Nakano, S. and Hoshizumi, H.,** 1988. Ontake debris avalanche in 1984 – flow and deposition mechanism inferred from the deposit. *Bulletin of the Geological Society of Japan*, **39**, 495-523.
- Mort, K. and Woodcock, N.H.,** 2008. Quantifying fault breccia geometry: Dent Fault, NW England. *Journal of Structural Geology* **30** (701-709).
- Moskowitz, B.M., Jackson, M., and Kissel, C.,** 1998. Low-temperature magnetic behavior of titanomagnetites. *Earth and Planetary Science Letters*, **Volume 157**, Issues 3-4, 30 April 1998, Pages 141–149. doi:10.1016/S0012821X(98)00033-8.
- N**
- Nehlig, P., Dardon, A., Fréour, G., Huguet, D. and Leyrit, H.,** 2001. The debris-avalanche deposits of the Cantal (France) witnesses of the construction of the largest perialpine stratovolcano. *Geomorphologie : relief, processus, environnement*, 2001, n°2, p107-120.
- Nehlig, P., Boivin, P., de Goër, H., Mergoïl, J., Prouteau, G., Sustrac G., and Thiéblemont, D.,** 2003. Les volcans du Massif Central, Pierre NEHLIG et al.- 05/08/03. *Revue Géologues*. Numéro spécial Massif central, BRGM.
- Nemec, W. and Steel, R.J.,** 1984. Alluvial and coastal conglomerates : their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. *Sedimentology of gravels and conglomerates. Can.Soc.Petrol.Geol.Memoir*, **10**, 1-31.
- Nomade, S., Pastre, J.F., Nehlig, P., Guillou, H., and Scao , V.,** 2014. Tephrochronology of the Mont-Dore volcanic Massif (Massif Central, France): new⁴⁰Ar/³⁹Ar constraints on the Late Pliocene and Early Pleistocene activity. *Bulletin of Volcanology*, Springer Verlag (Germany), 2014, **76**, pp.1-17.10.1007/s00445-014-0798-6.insu-00985769.

O

Opfergelt, S., Delmelle, P., Boivin, P., and Delvaux, B., 2006. The 1998 debris avalanche at Casita volcano, Nicaragua: Investigation of the role of hydrothermal smectite in promoting slope instability, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L15305, doi : [10.1029/2006GL026661](https://doi.org/10.1029/2006GL026661).

O'Reilly, W., 1984. *Rock and Mineral Magnetism*, 230 pp., Blackie, Glasgow, 1984.

P

Pallares, C., Bacconnet, C., Fabre, D., Talon, A., and Thouret, J-C., 2011. Geotechnical characteristics of the Misti volcano lahar deposits of Holocene age: an example from the Rio Chili Valley, Arequipa, South Peru ; *Geophysical Research Abstracts* **Vol. 13**, EGU2011-12003, 2011.

Palmer, B.A., and Neall, V.E., 1989. The Murimotu Formation – 9500 year old deposits of a debris avalanche and associated lahars, Mount Ruapehu, North Island, New Zealand N.Z. *J. Geol. Geophys.*, **32** , pp. 477–486.

Palmer, B.A., Alloway, B.V., and Neall, V.E., 1991. Volcanic-debris-avalanche deposits in New Zealand: Lithofacies organization in unconfined, wet-avalanche flows. In: Fisher R V, Smith G A (eds) *Sedimentation in volcanic setting. SEPM (Soc Sediment Geol) Spec Pub*, **45**: 89-98.

Paguican, E.M.R., van Wyk de Vries, B., and Lagmay, A.M.F., 2012. Volcano-tectonic controls and emplacement kinematics of the Iriga debris avalanches (Philippines). *Bull Volcanol* **74** (9): 2067–2081. doi:10.1007/s00445-012-0652-7.

Paguican, E.M.R., van Wyk de Vries, B., and Lagmay, A.M.F., 2014. Hummocks: how they form and how they evolve in rockslide-debris avalanches. *Landslides* **11** : 67–80. DOI 10.1007/s10346-012-0368-y.

Pastre, J.F., and Cantagrel J-M., 2001. Tephrostratigraphie du Mont Dore. *Quaternaire* **12** : 249–267.

Pastre, J-F., 2004. The Perrier Plateau : a plio-pleistocene long fluvial record in the river Allier Basin, Massif Central, France [Le Plateau de Perrier ; une longue séquence fluviale plio-pléistocène dans le bassin de l'Allier, Massif Central, France.]. *Quaternaire*. **Volume 15** . Numéro 15-1-2 pp. 87-101.

Pastre, J.F., 2005. Les nappes alluviales de l'Allier en Limagne (Massif Central France). Stratigraphie et corrélations avec le volcanisme régional. *Quaternaire*, **16**, (3),2005,p. 153-175.

Perinotto, H., 2014. Dynamique de mise en place des avalanches de debris sur les flancs aeriens des volcans insulaires : le cas de La Reunion. Earth Sciences. Universite de Bordeaux, 2014. French. <NNT : 2014BORD0414>. <tel-01147436>.

- Pierson, T.C., and Scott, K.M.,** 1985. Downstream Dilution of a Lahar: Transition From Debris Flow to Hyperconcentrated Streamflow. October 1985. *Water Resource Research*. **Volume 21**, Issue10 October 1985 Pages 1511–1524 DOI: 10.1029/WR021i010p0151.
- Pierson, T.C., and Costa, J.E.,** 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows, in Costa, J.E., and Wieczorek, G.F., eds., Debris Flows/Avalanches : Process, Recognition, and Mitigation. *Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology*, **v.7**, p.1-12.
- Pierson, T.C.,** 1997. Hyperconcentrated flow - transitional process between water flow and debris flow. Jakob. Hungr (eds). *Debris-flow hazards and related Phenomena*. Praxis. Springer Berlin Heidelberg 2005.
- Pierson, T.C.,** 2005. Distinguishing between debris flows and floods from field evidence in small watersheds. *U.S. Geological Survey*. Volcano Science Center, Cascades Volcano Observatory
- Peyrin, F., Salome-Pateyron, M., Bergot, C., Cloetens, P., and Laval-Jeantet, A.M.,** 1997. Quantification of the trabecular structure from 3D synchrotron radiation microtomography : comparison to histology. In 12th Int Bone Densitometry Workshop, 18-22 May, **volume 7** of Osteoporosis Int, Crieff, UK, pages 268.
- Peyrin, F., and Douek, P.,** 2010. La Tomographie par rayons X. In *Imagerie médicale, Tome 1*, Editor : H. Fanet. Edition Hermès Sciences, Lavoisier. ISBN : 978-2-7462-1978-6.
- Pinel, V., and Albino, F.,** 2013. Consequences of volcano sector collapse on magmatic storage zones insights from numerical modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Elsevier, 2013, **252**, pp.29-37.10.1016/j.jvolgeores. 2012.11.009. ird-00782222.
- Ponomareva, V.V., Pevzner, M.M. and Melekestsev, I.V.,** 1998. Large debris avalanches and associated eruptions in the Holocene eruptive history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia. *Bulletin of Volcanology*, **59**, 490– 505.
- Pouliquen, O., Delour, J., and Savage, S.B.,** 1997. Fingering in granular flows. *Nature* **386**, 816 - 817 (24 April 1997) ; doi:10.1038/386816a.
- Pouliquen, O., Vallance, J.W.,** 1999. Segregation induced instabilities of granular fronts. *Chaos*, 9,621-630 (1999).
- Procter, J., Cronin, S.J., and Zernack, A.V.,** 2009. Landscape and sedimentary response to catastrophic debris avalanches, western Taranaki, New Zealand *Sediment Geol* **220**: 271–287.
- Procter, J., Cronin, S.J., Fuller, I.C., Lube, G. and Manville, V.,** 2010. Quantifying the geomorphic impacts of a lake-breakout lahar, Mount Ruapehu, New Zealand, *Geology*, **38** (1), 67–70.

Pulgarin, B., Macías, J.L. and Cepeda, H., 1999. Secondary debris flow originated from the dam failure of a Pleistocene debris avalanche deposit, Nevado del Huila Volcanic Complex, Colombia. Am. Geophys. Union Fall Meeting. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, San Francisco, CA, p. V31D-02.

R

Rasband, W., 2010. ImageJ., US National Institutes of Health, Bethesda, MD, USA.<http://rsb.info.nih.gov/ij/download.html>.

Ramirez, C.F., 1988. The geology of Socompa volcano and its debris avalanche deposit, northern Chile. *MSc dissertation*, Open University, Milton Keynes, UK.

Reiche, P., 1937. The Toreva block – a distinctive landslide type. *Journal of Geology*, **45**, 538-548.

Reid, M.E., Sisson, T.W. and Brien, D.L., 2001. Volcano collapse promoted by hydrothermal alteration and edifice shape, Mount Rainier, Washington. *Geology*; September 2001; **v.29**; no.9; p779-782.

Riley, N.A., 1941. Projection Sphericity. *Journal of Sedimentary Petrology* **11** (1941): 94–97.

Rissmann, C., Nicol, A., Cole, J., Kennedy, B., Fairley, J., Christenson, B., Leybourne, M., Milicich, S., Ring, U., and Gravley, D., 2011. Fluid flow associated with silicic lavadomes and faults, Ohaaki hydrothermal field, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **204**, 12–26.

Roa, K., 2003. Nature and origin of toreva remnants and volcanoclastics from La Palma, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **125**, 191-214.

Roverato, M., Capra, L., Sulpizio, R., and Norini, G., 2011. Stratigraphic reconstruction of two debris avalanche deposits at Colima Volcano (Mexico) : Insights into pre-failure conditions and climate influence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. **Volume 207**, Issues 1-2, 1 October 2011, Pages 33–46.

S

Saint-Cyr, B., Voivret, C., Delenne, J-Y., Radjai, F., and Sornay, P., 2009. Influence de la non-convexité des particules sur le comportement en cisaillement des milieux granulaires. *19^{ème} Congrès Français de Mécanique*, Marseille, 24-28 août 2009.

Saint Cyr, B., Delenne, J-Y., Radjai, F., and Sornay, P., 2011. Rheology of granular materials composed of non convex particles. *Phys. Rev. E.*, **84**, 041302.

Salaün, A., Villemant, B., Gérard, M., Komorowski, J-C., and Michel, A., 2011. Hydrothermal alteration in andesitic volcanoes: Trace element redistribution in active and ancient hydrothermal systems of Guadeloupe (Lesser Antilles). *Journal of Geochemical Exploration*, **111** (2011), 59-83.

- Samaniego, P., Valderrama, P., Mariño, J., van Wyk de Vries, B., Roche, O., Manrique, N., Chedeville, C., Fidel, L., and Malnati, J., 2015.** The historical (218 ± 14 aAP) explosive eruption of Tutupaca volcano (Southern Peru). *Bulletin of Volcanology* **vol.77**, p.51, doi:10.1007/s00445-015-0937-8.
- Sandnes, B., Flekkoy, E.G., Knudsen, H.A., Maloy, K.J., and See, H., 2011.** Patterns and flow in frictional fluid dynamic. *Nature Communications* **2**, Article number : 288 doi:10.1038/ncomms1289. Published 19 April 2011.
- Schaefer, L.F., Oommen, T., Corazzato, C., Tibaldi, A., Escobar-Wolf, R., and Rose, W.I., 2013.** An integrated field-numerical approach to assess slope stability hazards at volcanoes : the example of Pacaya, Guatemala. *Bull Volcanol* (2013) **75** : 720 DOI 10.1007/s00445-013-0720-7.
- Schmid, B., 2007.** Image J 3D Viewer, <http://132.187.25.13/home/?category=Download&page=Viewer3D>. Webcite 2015. Virtual Insect Brain Project Lehrstuhl für Genetik und Neurobiologie Biozentrum Am Hubland D-97074 Würzburg.
- Schmidt, B., 1934.** Die Schuttströme am Merapi auf Java nach dem Ausbruch von 1930. *De Ingenieur in Nederlandsch-Indië*, **1(7)**, 91-120.
- Schneider, J-L., Fisher, R.V., 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** 1998. 141–165.
- Schuster, R.L., and Crandell, D.R., 1984.** Catastrophic debris avalanches from volcanoes. *Proceedings IV International Symposium on landslides*, Toronto, **1** : 567- 572.
- Schuster, R.L., Pringle, P.T., Patrick, T., Logan, R.L., 1994.** Tectonic significance of prehistoric rock avalanches of the Olympic Mountains. Washington [abstract] : *Geological Society of America Abstracts with Programs*, **v. 26**, no. 7, p. A-522.
- Scott, K.M., 1988a.** Origins, behavior and sedimentology of lahar-runout flows in the Toutle- Cowlitz River system. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **n°1447-A**, 74.
- Scott, K.M., 1988b.** Magnitude and frequency of lahars and lahars-runout flows in the Toutle- Cowlitz River system. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **n°1447-B**, 33.
- Scott, K.M., 1989.** Magnitude and Frequency of Lahars and Lahar Runout Flows in the Toutle- Cowlitz River System. *US Geol Surv Prof Paper*, **1447-B**.
- Scott, K.M., Pringle, P.T., Vallance, J.W., 1992.** Sedimentology, Behavior, and Hazards of Debris Flow at Mount Rainier, Washington (USGS Open File Report 90-385, 106 p). *US Geological Survey*, Reston.
- Scott, K.M., Vallance, J.W., and Pringle, P.T., 1995.** Sedimentology, Behavior, and Hazards of Debris Flows at Mount Rainier, Washington (USGS Professional Paper 1547, 56 pp). *US Geological Survey*, Reston, VA.

- Scott, K.M., Macias, J.L., Naranjo, J.A., Rodriguez, S., and McGeehin, J.P.,** 2001. Catastrophic debris flows transformed from landslide in volcanic terrains : mobility, hazard assessment, and mitigation strategies. *US Geological Survey, Professional Paper* 1630.
- Scott, K.M., Vallance, J.W., Kerle, N., Macias, J.L., Strauch, W., and Devoli, G.,** 2005. Catastrophic precipitation-triggered lahar at Casita volcano, Nicaragua: Occurrence, bulking and transformation. *Earth Surf. Processes Landforms*, **30**, 59–79.
- Sekiya, S., and Kikuchi, Y.,** 1889. The eruption of Bandai-san. *J. College Sci., Imperial Univ. Jpn.*, **3** : 91-172.
- Sharpe, C.F.S.,** 1938. Landslides and Related Phenomena, Columbia, University Press.
- Shea, T., and van Wyk de Vries, B.,** 2008. Structural analysis and analogue modeling of the kinematics and dynamics of rockslide avalanches. *Geosphere* **4**(4) : 657–686.
- Shreve, R.L.,** 1968. Leakage and fluidization in air-layer lubricated avalanches. *Geological Society of America Bulletin* **79**: 653-658.
- Siebe, C., Komorowski, J.C., and Sheridan, M.F.,** 1992. Morphology and emplacement collapse of an unusual debris avalanche deposit at Jocotitlán Volcano, Central Mexico. *Bull Volcanol*, **54**: 573-589.
- Siebert, L.,** 1984. Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *J Volc Geotherm Res*, **22**: 163-197.
- Siebert, L., Glicken, H., and Ui, T.,** 1987. Volcanic hazards from Bezymianny-and Bandai-type eruptions. *Bull Volcanol*, **49**: 435-459.
- Siebert, L.,** 1992. Threats from debris avalanches. *Nature*, **356**, p. 658-659.
- Siebert, L., Béget, J.E., and Glicken, H.,** 1995. The 1883 and late-prehistoric eruptions of Augustine volcano, Alaska. *J. Volcanol Geotherm Res*, **66**: 367-395.
- Siebert, L., Kimberly, P. and Pullinger, C.R.,** 2004. The voluminous Acajutla debris avalanche from Santa Ana volcano, western El Salvador, and comparison with other Central American edifice-failure events. *In: Rose W I, Bommer J J, Lopez D L, Carr, M J, Major J J (eds), Natural Hazards in El Salvador, Geol Soc Amer Spec Pap*, **375**: 5-23.
- Simpson, K.A., Stasiuk, M., Shimamura, K., Clague, J.J., and Friele, P.,** 2006. Evidence for catastrophic volcanic debris flows in Pemberton Valley, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.* **43** : 679-689 (2006).
- Smith, T.C.** 1984. Delineating Areas Susceptible to Debris Avalanches and Debris Flows Near Pacifica. *California Geol. Soc. America Abstracts with Programs*. **V16**, p661.
- Smith, T.C.,** 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment : Terminology and depositional processes. *Geological Society of America Bulletin*, **v97**, p1-10.

- Smith, T.C., Fritz, W.J.**, 1989. Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology*, **17**, 375-376.
- Smith, G.A. and Lowe, D.R.**, 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. in Smith G.A. & Fisher R.V. (eds), *Sedimentation in Volcanic Settings*, SEPM Spe. Pub., n°45, 59-69.
- Souque, C.**, 2002. Magnétisme structural dans les chaînes de chevauchement-pliessement : développements analytiques et exemples d'utilisation dans les Corbières. *Thesis 2002* Université de Cergy-Pontoise.
- Sparks, R. S. J.**, 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, **23**, 147–188, doi:10.1111/j.1365-3091.1976.tb00045.x.
- Sparks, R.S.J., Barclay, J., Calder, E.S., Herd, A., Komorowski, J.C., Lockett, R., Norton, G.E., Ritchie, L.J., Voight, B., and Woods, A.W.**, 2002. Generation of a debris avalanche and violent pyroclastic density current on 26 December (BoxingDay) 1997 at Soufrière Hills Volcano, Montserrat in The Erup-tion of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. *Geological Society*, London, *Memoirs*, **21**, 409–434.
- Sparks, R.S.J., and Young, S.R.**, 2002. The 26 December (Boxing Day) 1997 sector collapse and debris avalanche at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In: T H Druitt and P Kokelaar (eds), The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. *The Geoll Soc London, Mem*, **21** : 363-407.
- Spieler, O., Alidibirov, M., and Digwell, D.B.**, 2003. Grain-Size characteristics of experimental pyroclast of 1980 Mount St Helens cryptodome dacite : effects of pressure drop and temperature. *Bulletin of Volcanology* **65**, 90-104.
- Spray, J. G.**, 1997. Superfaults, *Geology* **25**, 579-582.
- Stansell, N.D.**, 2013. Radiocarbon ages for the timing of debris avalanches at Mombacho Volcano, Nicaragua, *Bull Volcanol* (2013) **75**: 686 DOI 10.1007/s00445-012-0686-x.
- Straub, S.**, 1996. Self-organisation in the rapid flow of granular material: evidence for a major flow mechanism. *Geol Rundsch* **86**: 85–91.
- Straub, S.**, 1997. Predictability of long runout landslide motion: implications from granular flow mechanics. *Geol Rundsch* (1997) **86** : 415-425.
- Stoopes, G.R. and Sheridan, M.F.**, 1992. Giant debris avalanches from the Colima Volcanic Complex, Mexico: Implication for long-runout landslides (s100 km). *Geology* **20**, 299-302.
- Sundell, K.A.**, 1985. The Castle Rocks Chaos: A Gigantic Eocene Landslide-debris Flow Within the Southeastern Absaroka Range, Wyoming. Front Cover. Kent A. Sundell. University of California, Santa Barbara, 1985 - *Geology* - 572 pages.
- Suzuki-Kamata, K., Kusano, T., and Yamasaki, K.**, 2009. Fractal analysis of the fracture strength

of lava dome material based on the grain size distribution of block-and-ash flow deposits at Unzen Volcano, Japan. *Sedimentary Geology* **220** (2009) 162-168.

T

Taddeucci, J. and Wohletz, K.H., 2001. Temporal evolution of the Minoan eruption (Santorini, Greece), as recorded by its Plinian fall and interlayered ash flow deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **109**:301–319.

Taddeucci, J. and Palladino, D.M., 2002. Particle size-density relationships in pyroclastic deposits : inferences for emplacement processes. *Bull Volcanol* (2002) **64**:273-284.

Takarada, T., Ui, T. and Yamamoto, H., 1999. Depositional features and transportation mechanism of valley filling Iwasegawa and Kaida debris avalanches. Japan. *Bull Volcanol*, **60**: 508-522.

Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall, London, 1993. No. of pages: 217. Price: £40.00 (hardback). ISBN 0412 498804. *Geological Journal*. **Volume 30**, Issue 1, pages 81–82, March 1995, DOI: 10.1002/gj.3350300111.

Taron, J., Elsworth, D., Thompson, G., and Voight, B., 2006. Mechanisms for rainfall-concurrent lava dome collapses at Soufrière Hills Volcano, 2000–2002. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **160**, 195–209.

Thompson, T., 2001. Rose 2.1.0 Rose diagram plotting program.

Tibaldi, A., Rust, D., Corazzato, C. and Merri, A., 2010. Setting the scene for self-destruction: From sheet intrusions to the structural evolution of rifted stratovolcanoes. *Geosphere* **6(3)**:189–210.

U

Ui, T., 1983. Volcanic dry avalanche deposits: Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *In: Aramaki, S., and Kushiro, I., eds., Arc volcanism. J Volc Geotherm Res*, **18**: 135-150.

Ui, T., 1985. Debris avalanche deposits associated with volcanic activity. *Proc, IV International Conference and Field Workshop on Landslides*. Tokyo. P402-410.

Ui, T., Yamamoto, H., and Suzuki-Kamata, K., 1986. Characterization of debris avalanche deposits in Japan. *In: Kushiro I (ed) M Sakuyama and H Fukuyama memorial volume. J. Volcanol. Geotherm. Res*, **29**: 231-243.

Ui, T., 1989. Discrimination between debris avalanches and other volcanoclastic deposits. *In: LATTER, J. H. (ed.) Volcanic Hazards*, Springer-Verlag, Berlin, p. 201-209.

Ui, T., Takarada, S., and Yoshimoto, M., 2000. Debris avalanches. *In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J., eds. Encyclopaedia of Volcanoes*, Academic Press, 617-626.

V

- Valderrama, P., Roche, O., van Wyk de Vries, B., Samaniego, P., and Bernard, K., 2015.** Complex emplacement of the 1802 AD volcanic debris avalanche at Tutupaca volcano, Southern Peru, as revealed by surface deposit structures, IAVCEI (Volcanology, Geochemistry), *IUGG*, 2015.
- Vallance, J.W., 1994.** Experimental and field studies related to the behavior of granular mass flows and the characteristics of their deposits. *Ph.D. dissertation*, 197 pp., Mich. Technol. Univ., Houghton, 1994.
- Vallance, J.W., and Scott, K.M., 1997.** The Osceola Mudflow from Mount Rainier: Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. 1997 BGSAdoi : 10.1130 / 0016-7606 (1997) 109 < 0143 : TOMFMR > 2.3. CO ; 2 v. **109** no. 2 p. 143-163.
- Vallance, J.W., 1999.** Postglacial lahars and potential hazards in the White Salmon River system on the southwest flank of Mount Adams, Washington. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, **2161**, 49 pp.
- Vallance, J.W., 2000.** Lahars. In : Sigurdsoon, Houghton, McNutt, Rymer, and Stix (eds) : *Encyclopedia of Volcanoes* (p601-616). Academic Press, San Diego.
- Vallance, J.W., 2005.** Volcanic debris flow. *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*, 247-274.
- van Bemmelen, R.W., 1949.** The geology of Indonesia. The Hague: Martinus Nijhoff, 1970.
- van Gassen, W., and Cruden, D.M., 1989.** Momentum transfer and friction in the debris of rock avalanches. *Canadian Geotechnical Journal* **26** (4):623-628. doi:10.1139/t89-075.
- van Wyk de Vries, B. and Francis, P.W., 1997.** Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. *Nature*, **387**: 387–390.
- van Wyk de Vries, B., Kerle, N. and Petley, D., 2000.** Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua. *Geology*, v.**28** no .2 p167-170.
- van Wyk de Vries, B., Self, S., Francis, P.W., and Keszthelyi, L ., 2001.** A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **105** (2001) 225±247.
- Vargas Franco, R.D., Thouret, J-C., Delaite, G., van Westen, C., Sheridan, M.F., Siebe, C., Mariño, J., Souriot, T., and Stinton, A., 2010.** Mapping and assessing volcanic and flood hazards and risks, with emphasis on lahars, in Arequipa, Peru. in Groppelli, G., and Viereck-Goette, L., eds., Stratigraphy and Geology of Volcanic Areas : *Geological Society of America Special Paper* **464**, p. 265–280, doi : 10.1130/2010.2464(13).
- Varnes, D.J., 1978.** Slope movement types and processes. In : *Special Report 176* : Landslides: Analysis and Control (Eds : Schuster, R. L. & Krizek, R. J.).
- Vidal, N., de Goër, H., and Camus, G., 1996.** Déstabilisation de reliefs d'érosion en terrain

volcanique : exemples pris dans le Massif Central Français. *Quaternaire*, **7**: 117-127.

- Vidal, N., Nehlig, P., Boudon, G., de Goër de H.**, 1996. Comportement des avalanches de débris d'origine volcanique et caractéristiques des dépôts associés. *Les Cahiers de Rhéologie XV*, **1**, pp. 201–206.
- Vidal, N. and Merle, O.**, 2000. Reactivation of basement faults beneath volcanoes: a new model of flank collapse. *J. Volcanol Geotherm Res* **99**: 9–26.
- Vincent, P.**, 1980. Volcanisme et chambres magmatiques : l'exemple des Monts Dore. *Mém. Hors-série de la Soc. Géol. France* **10**: 71-85.
- Voight, B., Glicken, H., Janda, R.J. and Douglass, P.M.**, 1981. Catastrophic rockslide avalanche of May 18. In: *Lipman P W, Mullineaux D R (eds) The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. U S Geol Surv Prof Pap*, **1250**: 347-348.
- Voight, B., Janda, R.J., Glicken, H., and Douglass, P.M.**, 1983. Nature and mechanics of the Mount St Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980. *Geotechnique*, **33**, 243-273, 1983.
- Voight, B., Sousa, J.**, 1994. Lessons from Ontake-san : A comparative analysis of debris avalanche dynamics. *Engineering Geology* **38** (1994) 261-297.
- Voight, B., Komorowski, J.C., Norton, G.E., Belousov, A., Belousova, M., Boudon, G., Francis, P. W., Franz, W., Heinrich, P., Sparks, R.S.J., and Young, S.R.**, 2002. The 26 December (Boxing Day) 1997 sector collapse and debris avalanche at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In: *T H Druitt and P Kokelaar (eds), The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. The Geoll Soc London, Mem*, **21**: 363-407.
- W**
- Wadge, G., Francis, P.W. and Ramirez, C.F.**, 1995. The Socompa collapse and avalanche event. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **66**, 309–336.
- Wang, D., and Zhou, Y.**, 2010. Particle dynamics in dense shear granular flow. *Acta Mech Sin* (2010) 26:91–100. DOI 10.1007/s10409-009-0322-y.
- Waythomas, C.F.**, 2000. Reevaluation of tsunami formation by debris avalanche at Augustine Volcano, Alaska. *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 6–8, 1145–1188, 2000.
- Waythomas, C.F., Miller, T.P., and Beget, J.E.**, 2000. Record of Late Holocene debris avalanches and lahars at Iliamna Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **104** (2000) 97-130.
- Wilson, B., Dewers, T., Reches Z., and Brune, J.**, 2005. Particle size and energetics of gouge from earthquake rupture zones. *Nature* 2005. Apr.7 ; **434** (7034) : 749-52.
- Wohletz, K.H., Sheridan, M.F. and Brown, W.K.**, 1989. Particle Size Distribution and the Sequential Fragmentation/Transport Theory Applied to Volcanic Ash. *Journal of*

Geophysical Research, vol **94**, n°B11, Pages 15,703-15,721, November 10.1989.

Y

Yamamoto, T., Nakamura, Y. and Glicken, H., 1999. Pyroclastic density currents from the 1888 phreatic eruption of Bandai volcano, NE Japan. *J Volc Geotherm Res*, **90** : 191-207.

Yarnold, J.C., and Lombard, J.P., 1989. A facies model for large rock-avalanche deposits formed in dry climates. *In Conglomerates in Basin Analysis : A Symposium Dedicated to AO Woodford, ColburnIP, AbbottPL, MinchJ* (eds). Pacific Section SEPM 62 ; 9–31.

Yoshida, H., and Sugai, T., 2007. Topographical control of large-scale sediment transport by a river valley during the 24 ka sector collapse of Asama volcano, Japan. **3/2007: Formes de relief volcaniques, processus et risques**.

Yoshida, H., Sugai, T., and Ohmori, H., 2012. Size-distance relationships for hummocks on volcanic rockslide-debris avalanche deposits in Japan. *Geomorphology*, **01/2012 ; Volume 136**, Issue 1, p. 76-87. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.04.44.

Z

Zernack, A., Procter, J. and Cronin, S., 2009. Sedimentary signatures of cyclic growth and destruction of stratovolcanoes: a case study from Mt Taranaki , New Zealand. *Sedimentary geology* (2009), doi:10.1016/j.sedgeo.2009.04.024.

Annexes I : Test des méthodes employées

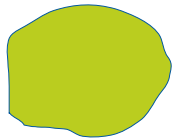
1. Calcul de la distorsion pour les observations au microscope optique

BINOCULAR						
calibration	Xcal	Y cal				
	0,0143	0,0144				
	L=1 mm					
distortion	xpixels	ypixels	Xcal	Xdistortion	Ycal	Ydistortion
center	66,68	66,68	0,0150		0,0150	
1	68,52	67,6	0,0146	-2,69	0,0148	-1,36
2	73,08	66,68	0,0137	-8,76	0,0150	0
3	69,43	70,36	0,0144	-3,96	0,0142	-5,23
4	68,52	68,54	0,0146	-2,69	0,0146	-2,71

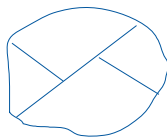
La distorsion est inférieure à 5 %, l'observation est satisfaisante

2. Calibrage de l'analyse de Fourier sur Image J

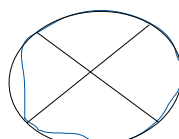
Exemple de tableau de calculs :



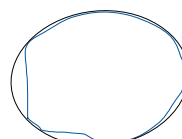
Perimeter (blue)/ area (yellow)



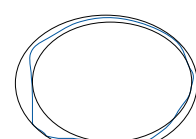
Feret and breadth, ferret angle minor/major axes+ angle



Best-fit spheroid+ axes+ angle



Convex perimeter /area



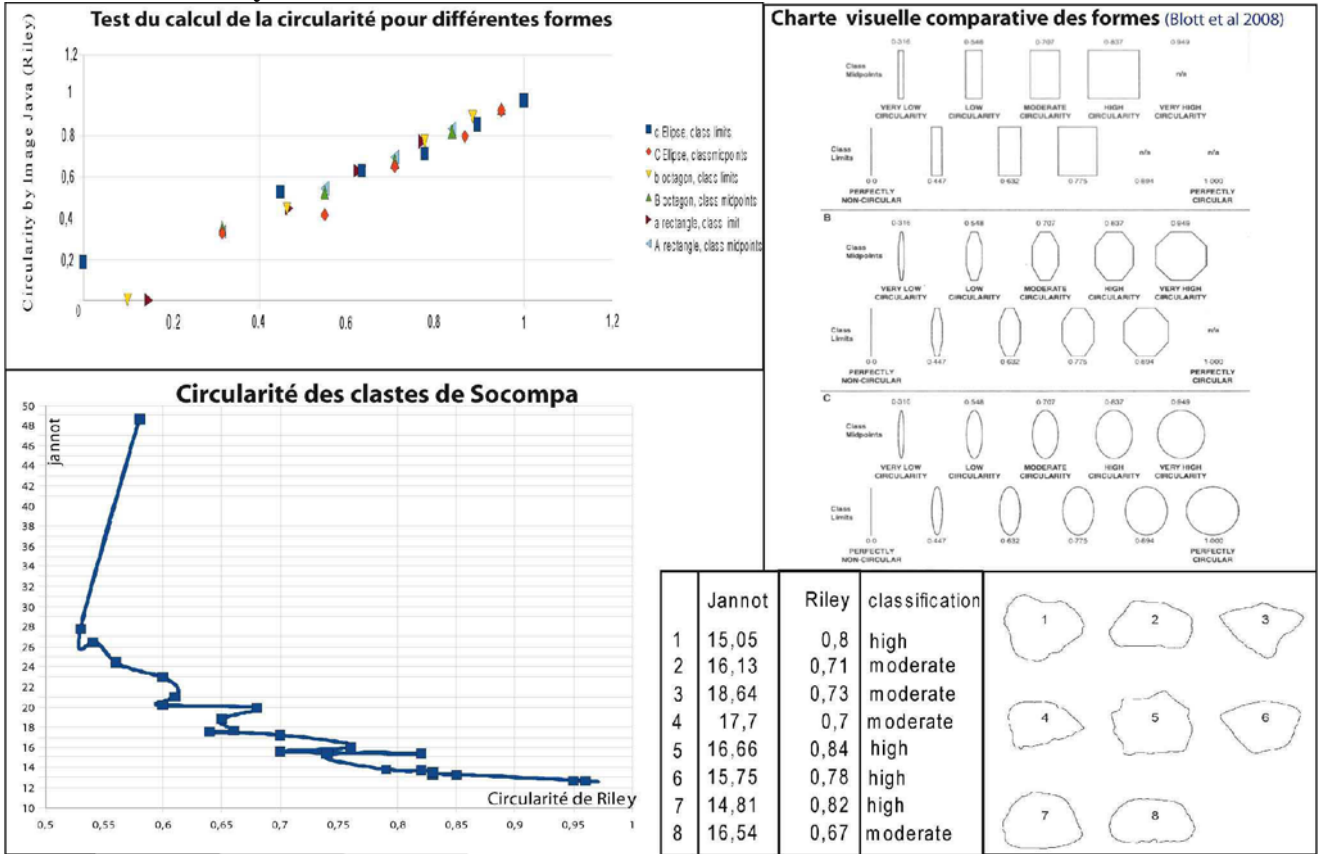
Largest inscribed/smallest circumscribing circles

Particle	Area	Perim.	Feret	Breadth	Feret Angle	Min Axis	Maj Axis	Axis Angle	Convex Perim.	Convex Area	Min circum circ	Max inscr circ	X pos	Y pos	FP Steps					
1	16146.0	330.29	125.00	68.824	159.39	115.90	67.517	159.00	312.74	6472.0	63.561	28.293	62.199	65.692	140					
2	27298.0	322.25	103.00	96.326	36.314	99.202	93.668	69.102	311.76	7483.0	53.365	43.016	243.99	83.585	140					
ax[1]	ax[2]	ax[3]	ax[4]	ax[5]	ax[6]	ax[7]	ax[8]	ax[9]	ax[10]	ax[11]	ax[12]	ax[13]	ax[14]	ax[15]	ax[16]	ax[17]	ax[18]	ax[19]	ax[20]	
1.00000	-0.00044500	0.060995	0.018409	-0.00045479	0.000082799	-0.00021938	0.00064092	-0.00070445	0.00091340	-0.00070844	0.00076324	-0.00052014	0.00061168	-0.00028831	-0.00013107	0.00012136	0.00019863	-0.00015764	-0.0011354	0.0013682
1.00000	-0.00095854	0.0032301	-0.0035498	-0.0040045	-0.0028246	-0.0025816	0.00045119	-0.00075624	0.0026894	0.000070310	0.00072503	0.0012288	0.0021441	0.00056609	-0.00027625	-0.00084415	-0.00054422	-0.00046888		
ax[21]	ax[22]	ax[23]	ax[24]	ax[25]	ax[26]	ax[27]	ax[28]	ax[29]	ax[30]	ax[31]	ax[32]	ax[33]	ax[34]	ax[35]	ax[36]	ax[37]	ax[38]	ax[39]	ax[40]	
0.00094637	-0.00054388	0.00021491	-0.00045479	0.000082799	-0.00021938	0.00064092	-0.00070445	0.00091340	-0.00070844	0.00076324	-0.00052014	0.00061168	-0.00028831	-0.00013107	0.00012136	0.00019863	-0.00015764	-0.0011354	0.0013682	
-0.00071444	-0.00056736	-0.00056460	0.00027351	-0.00025142	0.00066191	-0.000051576	-0.000065101	-0.00024783	-0.000092870	-0.00011841	-0.00033837	-0.00046066	0.00055824	-0.00050892	0.00028111	0.000027164	0.000087811	0.00022818	0.00051494	
bx[1]	bx[2]	bx[3]	bx[4]	bx[5]	bx[6]	bx[7]	bx[8]	bx[9]	bx[10]	bx[11]	bx[12]	bx[13]	bx[14]	bx[15]	bx[16]	bx[17]	bx[18]	bx[19]	bx[20]	
0.12426	-0.053154	0.011540	-0.033649	0.0035299	-0.0020848	0.0056856	0.0014482	0.0053701	0.0011153	0.0053328	0.0011989	0.0026214	-0.00035612	0.00063753	0.0012309	0.00091468	0.0016800	0.00031588	-0.00011518	
0.17385	-0.0052970	-0.011208	-0.019586	-0.020125	-0.012251	-0.011137	-0.0039859	-0.0029437	-0.0041238	-0.00089632	-0.0012860	-0.00014764	0.00060834	-0.00027713	0.00080632	-0.00042856	-0.00043704	-0.00060452	-0.00096172	
ay[1]	ay[2]	ay[3]	ay[4]	ay[5]	ay[6]	ay[7]	ay[8]	ay[9]	ay[10]	ay[11]	ay[12]	ay[13]	ay[14]	ay[15]	ay[16]	ay[17]	ay[18]	ay[19]	ay[20]	
0.087149	0.089849	0.024215	-0.030483	-0.0026141	-0.016765	-0.010858	-0.00021599	-0.0022872	-0.0019113	-0.00088344	0.0028070	0.0021741	0.0014707	0.000096164	-0.00064020	0.00012714	0.0010399	0.00084390	0.00024787	
0.16602	0.0044543	0.025188	0.021923	-0.0030648	-0.014415	-0.0041237	0.0035110	-0.0043555	-0.0010488	0.00077142	0.00090227	0.00099002	-0.0017288	0.0018964	0.00091951	-0.00043461	0.00010751	0.000053703	-0.00044561	
ay[21]	ay[22]	ay[23]	ay[24]	ay[25]	ay[26]	ay[27]	ay[28]	ay[29]	ay[30]	ay[31]	ay[32]	ay[33]	ay[34]	ay[35]	ay[36]	ay[37]	ay[38]	ay[39]	ay[40]	
0.000007561	-0.00065183	0.0012526	0.00046843	0.00012369	0.00075705	0.0010988	0.000067788	0.00011553	-0.00098357	0.00093641	0.00016744	-0.00045619	0.00017348	-0.00062136	0.000028663	0.00021938	-0.00090000	0.00078329	0.00050606	
-0.00034978	0.00038674	-0.0015583	-0.00043319	0.00082270	-0.00041478	-0.00013617	-0.00014226	-0.00013242	0.00018931	0.00037892	0.00036663	-0.00059303	-0.00034791	0.000057490	0.00013529	-0.00015714	-0.00022007	0.00059903	-0.00034704	
bx[21]	bx[22]	bx[23]	bx[24]	bx[25]	bx[26]	bx[27]	bx[28]	bx[29]	bx[30]	bx[31]	bx[32]	bx[33]	bx[34]	bx[35]	bx[36]	bx[37]	bx[38]	bx[39]	bx[40]	
-0.00032558	0.0013030	-0.00026323	0.0011885	-0.00030158	-0.00020344	-0.00017553	-0.00025354	-0.00023718	0.00012840	-0.00027525	0.000003305	-0.00032036	-0.00023889	0.00037279	-0.00056994	0.00074997	0.000042570	0.00027327	0.00052410	
-0.0016272	-0.0014129	-0.00039964	-0.0012930	0.00013690	-0.00037850	-0.00061757	0.00029706	0.00022357	0.00034543	-0.00028104	-0.00042348	-0.000018720	-0.00013538	-0.000035266	0.00021291	0.00015571	0.000028114	0.000056419	0.00088428	
by[1]	by[2]	by[3]	by[4]	by[5]	by[6]	by[7]	by[8]	by[9]	by[10]	by[11]	by[12]	by[13]	by[14]	by[15]	by[16]	by[17]	by[18]	by[19]	by[20]	
-0.62892	0.034443	-0.021570	-0.0056849	-0.0082414	-0.0075162	-0.0022222	0.00053002	0.00029721	0.00028075	0.000057073	-0.0023390	-0.0023248	-0.00014264	-0.00028395	-0.00093996	-0.0026897	-0.0012453	0.00097628	-0.00071991	
-0.94304	0.017590	-0.0045180	-0.0063270	-0.0099246	-0.0034793	0.00085273	0.0038320	-0.0022465	-0.0012482	0.0047575	0.00086445	0.0014262	0.0012108	-0.0010787	-0.000039161	-0.00088708	-0.00060278	0.00034482	-0.00018930	

by[21] by[22] by[23] by[24] by[25] by[26] by[27] by[28] by[29] by[30] by[31] by[32] by[33] by[34] by[35] by[36] by[37] by[38] by[39] by[40]
 0.00024316 -0.00094792 -0.0011027 0.0011379 0.00080452 -0.00091323 0.00031121 0.000098182 -0.00028256 0.00015902 0.000061992 0.00035815 -0.00045476 -0.00009709 -0.00028584 0.000061133 0.000033255 -0.00057003 -0.00028738 0.00054947
 -0.0012049 -0.00025256 0.00074837 0.00021356 0.00028363 0.00024667 0.00048625 0.00014193 -0.000098302 0.00011856 0.000007210 0.00039430 -0.00069216 0.00011762 0.00045820 -0.00008490 0.00027163 0.00048506 0.00013342 0.000038037

3. Comparaison des méthodes de calculs avec les clastes de Socompa

Circularité de Riley et Janoo



Janoo 1998 : $\mathcal{O}o = P^2 / A$ P : perimeter of the particle Range 4π to oo A : area of the particle

The Riley formula (1941) : $\mathcal{O}o = \sqrt{(Di / Dc)}$

Range 0-1

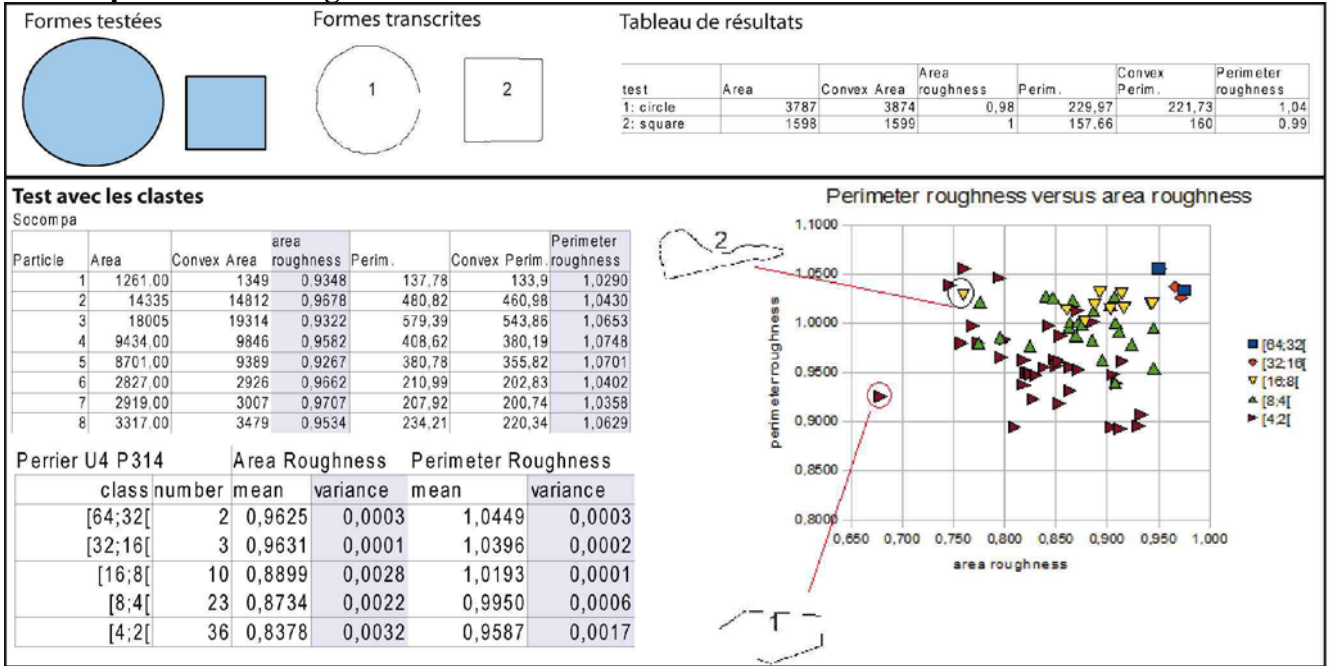
$\mathcal{O}o$: the inscribed circle sphericity

Di : the diameter of the largest inscribed circle, ie 2 X the radii of Max Inscr Circ in results of plugin

Dc : the diameter of the smallest circumscribed circle, ie 2X the radii of Min Inscr Circ in results of plugin.

Corrélation linéaire entre les deux méthodes de calculs avec une différence de 0.0034. La méthode est validée.

Test du périmètre de rugosité



Calculs (Crawford, Mortensen, 2009 ; Kirk *et al.*,1995):

$$\text{perimeter roughness} = \text{perimeter} / \text{convex perimeter}$$

$$\text{area roughness} = \text{area} / \text{convex area}$$

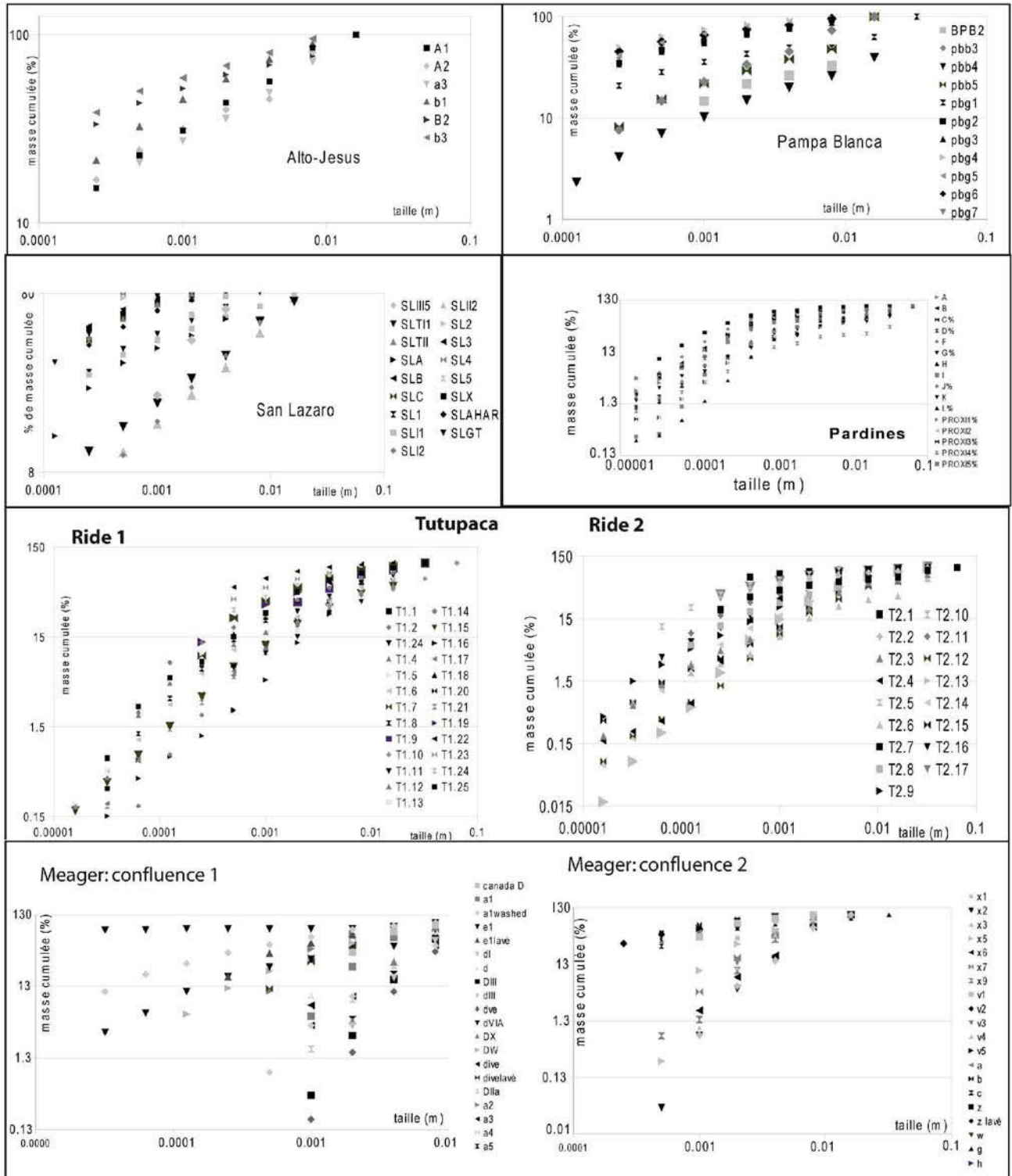
Les résultats de ce test sont comparés à la charte visuelle (Fig. 15, Blott 2008) : le carré n'est pas parfaitement angulaire (PR = 0), il est nécessaire de le prendre en considération.

PR = 1 pour les cercles ; PR < 1 pour les clastes indentés.

En accord avec les résultats de Crawford (2009), la dispersion est plus importante pour les petites (2 à 8mm). Le test des des fenêtres sur les affleurements de Perrier accroît les incertitudes des valeurs calculées, notamment pour les petites clastes à fort taux d'imbrication, modifiant les morphologies initiales. Une analyse statistique (calculs à partir de 200 fenêtres) est incontournable pour confirmer les tendances des variations de fomme.

Selon Ides données de Jannoo (1998), le périmètre de rugosité permet de distinguer les graviers crushés (1,0012-1,0762 ; mean : 1,0306, variance : 0,00211) du bloc crushé expérimentalement (1,0166-1,0791; mean : 1,05, variance : 0,000198). Les valeurs des clastes de Socompa (1.029-1.0748 ; mean = 1.0527 ; variance = 0.0003) sont dans le domaine de la roche crushée, de même pour Perrier (1.04-1.02). Les petites classes aux valeurs inférieures à 1 sont dans le domaine des broyages extrêmes produit autour d'un point d'impact.

Annexe II : Fractalité des distributions granulaires



Tableaux de résultats

Alto-Jesus				
	h	D	R2	taille (m)
A1	0.457	2.086	0.99	0.0016-0.00025
A2	0.451	2.098	0.97	0.0016-0.00013
A3	0.449	2.102	0.99	0.0016-0.00025
B1	0.367	2.266	0.96	0.0016-0.00025
B2	0.242	2.516	0.98	0.0016-0.00025
B3	0.229	2.542	0.97	0.0016-0.00025

Pampa-Blanca				
	h	D	R2	taille
BPB2	0.380	2.24	0.97	0.008-0.001
PBB3	0.600	1.80	0.98	0.016-0.00025
PBB4	0.550	1.88	0.98	0.016-0.000063
PBB5	0.530	1.93	0.96	0.016-0.00025
PBG1	0.270	2.44	0.94	0.032-0.00025
PBG2	0.240	2.50	0.97	0.016-0.00025
PBG3	0.260	2.46	0.98	0.008-0.00025
PBG4	0.150	2.68	0.9	0.016-0.00025
PBG5	0.248	2.50	0.95	0.008-0.00025
PBG6	0.188	2.62	0.97	0.016-0.00025
PBG7	0.218	2.56	0.97	0.016-0.00025

San Lazaro				
	h	D	R ²	taille
SLI1	0.2447	2.5106	0.99	0.032 à 0.00025
SLI2	0.469	2.062	0.99	0.032 à 0.00025
SLII1	0.599	1.802	0.99	0.032 à 0.00025
SLII2	0.567	1.866	0.99	0.032 à 0.00025
SLII3	0.4195	2.161	0.98	0.016 à 0.00025
SLIII1	0.363	2.274	0.97	0.016 à 0.0005
SLIII2	0.451	2.098	0.94	0.016 à 0.0005
SLIII3	0.386	2.228	0.94	0.016 à 0.0005
SLIII4	0.296	2.408	0.95	0.016 à 0.001
SLIII5	0.658	1.684	0.95	0.008 à 0.001
SLTI1	0.305	2.39	0.93	0.004 à 0.000125
SLTII	0.187	2.626	0.93	0.016 à 0.00025
SLA	0.392	2.216	0.95	0.016;0.00025
SLB	0.178	2.644	0.95	0.008;0.00025
SLC	0.204	2.592	0.92	0.008;0.00025
SL1	0.14	2.72	0.93	0.032;0.00025
SL2	0.097	2.806	0.9	0.004;0.0005
SL3	0.06	2.88	0.87	0.004;0.0005
SL4	0.09	2.82	0.81	0.004;0.0005
SL5	0.046	2.908	0.86	0.004;0.0005
SLX	0.14	2.72	0.91	0.032;0.00025
SLLAHARS	0.178	2.644	0.93	0.032;0.00025
SLGT	0.252	2.496	0.98	0.032;0.00025

Tutupaca									
Ride 1					Ride 2				
	h	D	R ²	taille		h	D	R ²	taille
T1.1	0.691	1.618	0.92	0.032;0.000032	T2.1	0.249	2.502	0.93	0.064;0.00025
T1.2	0.446	2.108	0.86	0.032;0.000016	T2.2	0.215	2.57	0.93	0.032;0.0005
T1.2	0.546	1.908	0.91	0.032;0.000063	T2.3	0.727	1.546	0.95	0.064;0.000032
T1.8	0.801	1.398	0.91	0.032;0.000016	T2.4	1.094	0.812	0.93	0.016;0.000016
T1.3	0.754	1.492	0.93	0.032;0.000032	T2.5	0.476	2.048	0.92	0.004;0.000063
T1.9	0.478	2.044	0.95	0.032;0.002	T2.6	0.69	1.62	0.97	0.064;0.000016
T1.10	0.51	1.980	0.94	0.064;0.004	T2.7	0.0779	2.8442	0.91	0.064;0.0005
T1.11	0.599	1.802	0.96	0.032;0.002	T2.8	0.425	2.15	0.93	0.064;0.000125
T1.4	0.747	1.506	0.91	0.032;0.000016	T2.9	0.695	1.61	0.95	0.032;0.000016
T1.5	0.781	1.438	0.90	0.032;0.000016	T2.11	0.406	2.188	0.92	0.032;0.000125
T1.6	0.799	1.402	0.95	0.032;0.000016	T2.10	0.079	2.84	0.91	0.032;0.0005
T1.13	0.961	1.078	0.97	0.064;0.002					
T1.12	0.856	1.288	0.94	0.032;0.004					
T1.14	0.961	1.078	0.94	0.032;0.000063	T2.12	0.971	1.058	0.98	0.032;0.000016
T1.17	0.89	1.220	0.96	0.032;0.000032					
T1.15	0.837	1.326	0.97	0.032;0.000016	T2.13	1.161	0.678	0.94	0.032;0.000016
T1.16	0.974	1.052	0.98	0.032;0.000032					
T1.18	0.501	1.998	0.95	0.032;0.00025					
T1.21	0.87	1.260	0.97	0.032;0.000032					
T1.20	0.88	1.240	0.97	0.032;0.000016	T2.14	0.902	1.196	0.91	0.032;0.000016
T1.19	0.393	2.214	0.94	0.032;0.00025					
T1.22	0.176	2.648	0.91	0.016;0.0005	T2.15	0.754	1.492	0.98	0.032;0.000016
T1.23	0.218	2.564	0.92	0.032;0.0005					
T1.24	0.295	2.410	0.93	0.032;0.0005	T2.16	0.492	2.016	0.96	0.032;0.000063
T1.25	0.393	2.214	0.94	0.032;0.002	T2.17	0.205	2.59	0.92	0.032;0.00025

Pardines								
	h_1	D_1	R^2	1. taille	h_2	D_2	R^2	2. taille
A	0.72	1.556	0.96	0.002;0.000016	0.1	2.8	0.96	0.064 0.004
B	0.78	1.444	0.97	0.002;0.000016	0.04	2.92	0.95	0.064 0.004
C	0.67	1.652	0.95	0.002;0.000032	0.103	2.794	0.83	0.064 0.004
D	0.39	2.23	0.92	0.002;0.00025	0.117	2.766	0.88	0.064 0.004
E	0.79	1.418	0.99	0.00025;0.000016	0.117	2.766	0.88	0.064 0.004
F	0.96	1.09	0.92	0.00025;0.000016	0.259	2.482	0.95	0.032 0.0005
G	0.69	1.612	0.99	0.00025;0.000016	0.349	2.302	0.96	0.064 0.0005
H	1.11	0.774	0.96	0.0005;0.000016	0.324	2.352	0.92	0.032 0.001
I	1.34	0.326	0.96	0.0005 ;0.000016	0.254	2.492	0.96	0.064 ;0.001
J	0.98	1.046	0.98	0.0005 ;0.000016	0.115	2.77	0.9	0.016 ;0.001
K	0.77	1.452	0.98	0.002 ;0.000016	0.22	2.558	0.97	0.032 ;0.004
L	0.95	1.096	0.99	0.0005 ;0.000016	0.19	2.626	0.90	0.032 ;0.001

Meager: confluence 1					Meager: confluence 2				
	h	D	R^2	taille		h	D	R^2	taille
DW	0.6	1.8	0.94	0.016;0.000125	x1	1.76	-0.52	0.96	0.016;0.001
dive	1.19	0.62	0.99	0.016;0.001	x2	2.21	-1.42	0.94	0.016;0.0005
divelavé	0.58	1.84	0.93	0.016;0.0005	x3	2.1	-1.2	0.93	0.008;0.001
DIIa	1.46	0.08	0.96	0.016;0.001	x5	1.95	-0.9	0.82	0.008;0.0005
D	0.45	2.1	0.84	0.008;0.001	x6	1.43	0.14	0.98	0.016;0.001
dve	2.29	-1.58	0.97	0.016;0.001	x7	1.15	0.7	0.92	0.016;0.001
dVIA	0.51	1.98	0.95	0.016;0.000032	x9	1.57	-0.14	0.95	0.016;0.0005
DX	1.52	-0.04	0.88	0.016;0.002	v1	0.31	2.38	0.82	0.016;0.001
DIII	2.24	-1.48	0.97	0.016;0.0005	v2	0.22	2.56	0.91	0.016;0.002
dIII	1.68	-0.36	0.92	0.016;0.00025	v5	0.28	2.44	0.89	0.016;0.0005
dl	2.39	-1.78	0.9	0.016;0.0005	a	0.32	2.36	0.9	0.016;0.0005
d	1.08	0.84	0.89	0.008;0.001	b	0.2	2.6	0.84	0.016;0.0005
a1	2.91	-2.82	0.91	0.004;0.00025	c	0.45	2.1	0.9	0.008;0.0005
a1lavé	0.39	2.22	0.95	0.008;0.000032	z	0.2	2.6	0.88	0.016;0.001
e1	0.03	2.94	0.64	0.008;0.000032	z lavé	0.28	2.44	0.94	0.016;0.00025
e1lavé	0.46	2.08	0.92	0.008;0.00025	w	0.35	2.3	0.88	0.008;0.001
dx	1.52	-0.04	0.88	0.016;0.002	g	0.25	2.5	0.97	0.032;0.0005
a1	0.34	2.32	0.9	0.004;0.00025	h	0.26	2.48	0.95	0.008;0.001
a2	0.96	1.08	0.87	0.008;0.0005					
a3	1.16	0.68	0.79	0.008;0.001					
a4	0.39	2.22	0.82	0.016;0.001					
a5	1.54	-0.08	0.94	0.016;0.002					

Annexe III : dossier ESRF

EUROPEAN SYNCHROTRON RADIATION FACILITY

ESRF User Office

BP 220, F-38043 GRENOBLE CEDEX, France

Delivery address: 6 rue Jules Horowitz, 38043 GRENOBLE, France

tel: +33 (0)4 7688 2552; fax: +33 (0)4 7688 2020; email: useroff@esrf.fr; web:

http://www.esrf.fr



Application for beam time at ESRF – Experimental Method

Fine-scale characterisation of volcanic debris avalanche texture: a window into long run-out dynamics

Proposal Summary: We will gather micrometer-scale data of debris avalanche deposits (DADs) texture and structure. At present there is **no 3-D microscale** information of this type. Yet this data is essential to constrain the **dynamics** of such **catastrophic events**. Without such data, no sound predictive models can be made. We will merge our multi-scale (field - microscopic) 3-D observations, with new micrometre **scale synchrotron data**. This will provide the first multi-scale textural characterisation of DADs. Using the synchrotron data, we will characterise the microstructure, granulometry and morphometry-texture of clasts. Analysis of the new data set will allow us access to the elusive dynamics of DADs, and will provide a major advance in DAD understanding.

Scientific background : Long-run out avalanches from collapsing volcanoes have been intensely studied since the Mt St Helens event of May 1980. Yet transport mechanisms and long run-out dynamics are still unconstrained. Various ideas and numerical and analogue models have been put forward to explain the dynamics but none is yet supported by micro-scale data. All such work remains hypothetical until we have clear evidence to constrain the dynamics of particle interactions. Thus, meticulous fine-scale observation of well constrained samples is needed: the smallest clasts can provide the essential textural data. We have already run on sample on the synchrotron (Fig 1), with highly promising results.

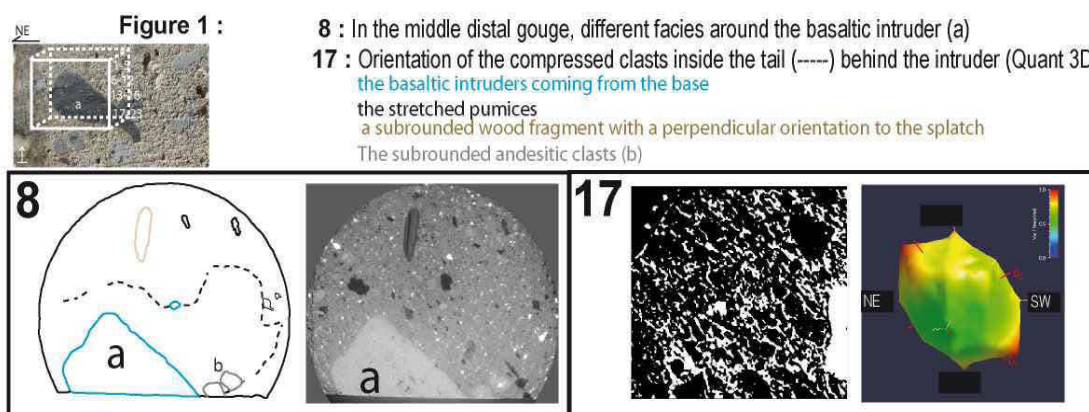


Fig 1. Perrier sample tested at ESRF ID19 (December 2011). Heterogeneous breccia is observed reacting to larger clast impacts, which have produced melting, and fault cataclasis. Features observable are shear induced granular sorting, intruder grains, arching effects, grain-grain adjustments and matrix injections.

Our first site analysis the **Perrier DAD** from the Mt Dore Volcano (France) followed by **Mt Meager**

DAD (Canada, 2010), and the **Cap de la Housaye DAD** (La Réunion). Each is a well-constrained, exceptionally-preserved example from a different setting (Perrier: huge distal intra-plate avalanche, Meager = small hydrothermal arc volcano collapse, Réunion = ocean island collapse).

The synchrotron data will be characterised by automatic image analysis methodology developed on Tsunami deposits (Image J's macros, Blob3d and Quant3d), and incorporated into our multi-scale analysis to get the most rapid publication of results.

The project participants are leaders in volcano debris avalanche studies and catastrophic events:

Laboratoire Magmas et Volcans, UMR 6524, Université Blaise Pascal.

Benjamin VAN WYK de VRIES (Professor) ^{xxxxx}	Tectonic and debris avalanches
Raphael PARIS (CNRS researcher) ^{xx}	sedimentology, micromorphology, volcano instability
Karine BERNARD (PhD student)	Sédimentology of the volcanic debris avalanches
<u>Université de Bordeaux 1, CNRS-UMR 5805 "EPOC"</u>	
Jean-Luc SCHNEIDER (Professor) ^{xxx}	volcanoclastic sedimentology

Experimental technique(s), required set-up(s), measurement strategy, sample details (quantity...etc) :

Description of samples: Orientated samples from already characterised field sites have been collected, are clearly placed in their context and are ready for analysis. Similar samples are used for associated macro-micro analysis on the electron microscope and visual methods. This planning means that the synchrotron results can be rapidly analysed and integrated into the planned publications.

Experimental set-up: X-ray microtomography **Measurement strategy:** 3D tomographic reconstructions **Samples details:** 3 natural heterogeneous granular polyolithologic samples (4 X 4 cm) at the base of the volcanic debris avalanche (*French Massif Central, Perrier, 63*) with the basaltic intruders and stretched pumices.

Beamline(s) and beam time requested with justification :

Beamline : ID19

beam time= 2 jours (2X 24h) for 3 natural granular samples (4X 4 cm) coming from volcanic debris avalanche

Results expected and their significance in the respective field of research :

With one highly promising test on a Perrier sample (see figure) it is clear that we can characterise 3-D grain interactions, granular textures and structures related to cataclasis and friction. From these we can interpret rheological variations and get direct evidence of dynamic processes (e.g. collisional/frictional behaviours, dense or dilute deformation states, melting, fracturing). It is significant that there is a demonstrated ability to identify evidence of process dynamics: this will enable discrimination of the fundamental controls on long run-out DADs. With the proposed data set we will be able to provide observational data that will place powerful constraints on presently unconstrained physical numerical models of avalanche behaviour. Techniques, such as a macro for 3d analysis of DADs will be developed and made available.

References

- 1) Paris R, Pérez Torrado FJ, Carracedo JC (2005): Massive flank failures and tsunamis in the Canary Islands: past, present, future. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl Band 140*, 37-54
- 2) Paris R, Giachetti T, Chevalier J, Guillou H, Frank N (2011): Tsunamis deposits in Santiago Island (Cape Verde archipelago) as possible evidence of a massive flank failure of Fogo volcano. *Sedimentary Geology* 239, 129-145
- 3) Pollet N., Schneider J.L. (2004) Dynamic disintegration processes accompanying transport of the Holocene Flims sturzstrom (Swiss Alps), *Earth and Planetary Science Letters*, 221, 433-448.
- 4) Schneider JL, Fisher RV (1998) Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches:

evidence from the northwest sector of Cantal Volcano *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 83 141–165

5) Shea T, van Wyk de Vries B. (2008) Structural analysis and analogue modelling of the kinematics and dynamics of large-scale rock avalanches. *GEOSPHERE* 4 : 657-686

6) van Wyk de Vries, B, and Francis, P. W., 1997. Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. *Nature* 387:387-390.

7) Wassmer P., Schneider J.L., Pollet N., Schmitter-Voirin C. (2004) Effects of the internal structure of a rock-avalanche dam on the drainage mechanism of its impoundment, Flims sturzstrom and Ilanz paleo-lake, Swiss Alps, *Geomorphology*, 273, 1-17.