

Le volcanisme ignimbritique des canyons Ocoña - Cotahuasi (Sud du Pérou) : chronostratigraphie, sources et liens avec la surrection andine

Aude De La Rupelle

▶ **To cite this version:**

Aude De La Rupelle. Le volcanisme ignimbritique des canyons Ocoña - Cotahuasi (Sud du Pérou) : chronostratigraphie, sources et liens avec la surrection andine. Sciences de la Terre. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2013. Français. NNT : 2013CLF22379 . tel-04034250

HAL Id: tel-04034250
https://theses.hal.science/tel-04034250

Submitted on 17 Mar 2023

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: 2379

Université Blaise Pascal – Clermont-Ferrand II
(U.F.R. de Recherche Scientifique et Technique)

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
N° d'ordre: 761

THÈSE

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Spécialité : Volcanologie

par

Aude DE LA RUPELLE

Diplômée de Master 2 Recherche

Le volcanisme ignimbritique des canyons Ocoña - Cotahuasi (Sud du Pérou) : chronostratigraphie, sources et liens avec la surrection andine

Soutenue publiquement le 27 septembre 2013 devant la commission d'examen composée de :

Hervé GUILLOU	Chercheur, CEA, LSCE	Rapporteur
Georges BOUDON	Physicien, IPGP	Rapporteur
Hervé MARTIN	Professeur, UBP - LMV	Président
Jean-Luc LE PENNEC	Directeur de Recherche, IRD - LMV	Directeur de thèse
Claude ROBIN	Directeur de Recherche, IRD - LMV	Invité

Remerciements

Mes remerciements paroxysmaux vont à Jean-Luc Le Pennec, dont l'aide précieuse et la générosité (en temps comme en conseils) m'ont permis de mener à terme ce travail de thèse. Il m'a redonné confiance et m'a fait bénéficier de sa grande expertise volcanologique. Merci Jean-Luc !

Je remercie Etienne Médard et Audrey Martin, pour leur aide amicale et leur soutien! Je remercie aussi Maud Boyet, Pierre Schiano et Hervé Martin, pour m'avoir permis de terminer cette thèse. Je remercie également les membres du jury et plus spécialement Hervé Guillou et Georges Boudon d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail. Merci à Jean-Claude Thouret de m'avoir donné l'occasion de travailler dans cette vaste et magnifique région du Sud Pérou. J'ai ainsi eu l'opportunité d'aller sur ce terrain aussi aride que grandiose et fascinant, et j'ai pu fouler les sentiers incas, en échantillonnant parfois sous les regards intrigués des condors et viscachas locaux! Merci Marie-Christine pour ton aide; thanks evren for sample database and poster help.

Agradesco mucho a Manuel Flores, chofer limeño del IRD que nos manejó perfectamente y seguramente durante los 2 meses de terreno. Igual agradesco mucho a Marta, mulera de Iquipi, por su ayuda, sus cuentos del valle y su acogida amistosa. Y al wayqi Edwin, todo chebre!! Un merci chaleureux pour Mireille, Franck et Pierre-Jean pour leur aide au broyage et au tri des minéraux (en soufflant dessus par ex...)... cette aide allait en fait bien au-delà !

Aux amis "thésards avant tout", post-docs et autres personnels navigants du LMV, vous avec qui j'ai partagé ces années et qui m'avez encouragée; pour le rire, les pots de thèse et les goûters-apéros: MERCI!!! Un merci plus particulier à Kim Martelli, avec qui j'ai partagé mon séjour péruvien et tout le reste... Thank you for your support and your friendship kiwi! Pour votre aide et votre amitié un grand merci à Julia, Mathieu, Yann, Guillaume, Séb, Noël, Anke, Güllü Deniz, Suzanne, Zeineb, Lydie et Nico, Célia, Seb L, Amélie, Greg, Sarah, Gaby et Nabaz... Aux amis géologues rencontrés pendant tout mon parcours, merci aussi: Marion, Elise, Magali, Côminou, Benedikte, Ronan, Bruno, Felipe..

Toute cette épopée n'aurait jamais pu avoir lieu sans le soutien indéfectible de mes parents et de ma sœur Maëlys, ils ont été à mes côtés tout au long de mon parcours universitaire, et ils m'ont supportée même dans les moments houleux de fin de thèse: un immense merci !

RÉSUMÉ

La Cordillère des Andes, issue de la subduction de la plaque Pacifique sous le continent Sud-Américain, est un système orogénique propice à la formation de grands systèmes volcaniques acides, dans lesquels coexistent des produits d'éruptions volcaniques explosives de grandes magnitudes et des laves et dômes, associés à des calderas mono- ou polygéniques.

Ce mémoire de thèse apporte de nouvelles connaissances sur certains systèmes volcaniques acides du Sud du Pérou, dont les produits affleurent dans les canyons d'Ocoña-Cotahuasi-Maran (OCM). Ces canyons, les plus profonds des Andes (3 à 3,5 km), résultent de la combinaison des processus de soulèvement tectonique, d'incision, et d'érosion depuis 15 Ma. Les imposantes séries ignimbritiques exposées dans cette région (env. 10000 km²), témoignent de l'existence d'un volcanisme explosif de grande ampleur, associé à des systèmes acides peu connus d'après les études antérieures. Cette étude vise tout d'abord à obtenir une chrono-stratigraphie améliorée des événements ignimbritiques (groupes, unités) dans la région OCM pour mieux connaître les récurrences des super-éruptions dans cette région au cours des derniers 25 Ma. Ensuite, nous cherchons à localiser les sources des grandes unités et à identifier les éventuelles structures d'effondrement associées (calderas). Pour ce faire, nous avons combiné diverses techniques, associant l'étude de la stratigraphie et de la lithologie des dépôts volcaniques, les datations par la méthode ^{40}Ar-^{39}Ar des principales unités ignimbritiques et coulées de lave, l'imagerie satellitaire (Landsat, SPOT) et la pétrologie (assemblages minéralogiques, étude des textures et des compositions chimiques) et enfin, les mesures de densité et d'anisotropie de susceptibilité magnétique des ignimbrites (ASM) pour analyser les directions d'écoulement et tenter de localiser leurs sources.

Ainsi, les résultats nous ont permis d'identifier huit événements ignimbritiques, dont six majeurs, datés entre ~24 Ma et ~2 Ma. Les âges des grandes unités (Nazca, Alpabamba, Huaylillas, Caraveli, Sencca inférieure et supérieure) montrent une récurrence moyenne de l'ordre de 4-5 Ma depuis 25 Ma. Les lithologies sont assez semblables, bien que les degrés de soudure varient beaucoup, allant de produits meubles jusqu'aux faciès eutaxitiques. L'étude pétrologique révèle des assemblages de minéraux assez homogènes, les paragenèses étant dominées par le quartz, le feldspath, la biotite, l'amphibole et des oxydes. Les volumes bruts des unités principales que nous avons déterminés se situent entre ~40 et ~500-800 km^3. Cependant, il ne s'agit que de valeurs minimales, puisque nous considérons que les volumes initiaux sont au moins le double ou le triple, probablement dans la gamme ~100 à ~2400 km^3.

La distribution des unités ignimbritiques d'OCM et les résultats des analyses ASM désignent plusieurs zones sources. L'unité de Caraveli provient de la caldera de Trapiche, qui contient le lac Parinacochas. Cette structure que nous identifions, d'un diamètre de ~22 km, est située dans un bassin tectonique allongé selon la direction N-S. Elle est occupée dans sa partie ouest par un dôme résurgent de 800 m de haut, le Cerro Trompo Orjo. Les unités Huaylillas et Alpabamba, ainsi que les groupes Sencca (inférieure et supérieure) seraient issus d'une source entièrement recouverte par le massif volcanique quaternaire du Nevado Coropuna. Des estimations de volumes éruptifs suggèrent une atténuation significative du volcanisme ignimbritique depuis 9 Ma, peut-être liée à la maturation orogénique de l'Altiplano-Puna. En profondeur, le magmatisme a probablement contribué à l'épaississement crustal par adjonction de grands volumes de magma. Ces résultats impliquent aussi que l'érosion et l'incision des canyons se seraient faites à un taux variable de l'ordre de 150 à 500 m/Ma pendant les derniers 13 Ma. Compte tenu de l'importance des systèmes acides étudiés dans cette thèse, des recherches complémentaires seront nécessaires pour affiner ces résultats.

Mots clefs: Ignimbrites; Andes centrales; canyons Ocoña-Cotahuasi-Maran; volcanisme acide de grande magnitude; datations ^{40}Ar-^{39}Ar; stratigraphy; ASM; caldera; uplift andin.

ABSTRACT

The Andes, resulting from the subduction of Pacific plate under South-America continental plate, is an orogenic system suitable for large acidic volcanic systems formation. These structures display at the same time volcanic products from high magnitude explosive eruptions, lavas and domes, and mono- or polygenetic calderas.
This manuscript brings a new expertise on some of the acidic volcanic systems in South Peru, which products outcrop in the Ocoña - Cotahuasi - Maran canyons (OCM). This canyons system, one of the deepest worldwide (up to 3.5 km), was created by combined tectonic uplift, incision and erosion processes since 15 Ma. Voluminous ignimbritic series widespread in this region (around 10000 km^2) are evidences for a past high amplitude explosive volcanic activity related to little-known acidic systems.

The topic of this study is to obtain an enhanced chrono-stratigraphy of the OCM region ignimbritic succession (groups and units). This would provide a better knowledge on the regional super-eruptions recurrence since the last 25 Ma. Then, we focus on localizing the largest ignimbrites sources and identify the possible related collapse structures (calderas). For that purpose we combine several studies, from stratigraphy, deposits lithology to ^{40}Ar-^{39}Ar dating of the main ignimbritic units and lava flows. We also use satellite imagery (Landsat, SPOT) and petrology (mineralogical assemblage, textures and geochemical composition). Finally, we measure the ignimbrites density and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) to determine their flowing directions and estimate their sources locations.

Thus, the results let us identify eight ignimbritic events among which, six happened between ~24 Ma and ~2 Ma. The main units ages (Nazca, Alpabamba, Huaylillas, Caraveli, lower and upper Sencca) show an average recurrence of 4-5 Ma since 25 Ma. Lithologies are similar even if welding degrees ranges are spread from loose deposits to eutaxitic facies. Petrological study show quite homogeneous mineralogical assemblages since quartz, feldspar, biotite, amphibole and oxydes dominate the paragenesis. Our estimations of the main units bulk volumes range from ~ 40 to ~ 500-800 km^3. However, these are only minimum values since we consider that initial volumes as twice or three times higher, probably in the range of ~100 to ~2400 km^3.

The OCM ignimbrite flow units distribution and the AMS study results indicate several regions as sources for these units. Caraveli unit flowed from Trapiche caldera in which the Parinacochas lake rests. This structure is estimated to be ~22 km of diameter and lays in a N-S orientated tectonic basin. Its western part is occupied with a 800 m high resurgent dome, named Cerro Trompo Orjo. Alpabamba and Huaylillas units, as Sencca units (lower and upper) would come from a source presently entirely covered with the quaternary massif of Nevado Coropuna. Estimations of eruptive volumes recall an important decrease of ignimbritic volcanism since 9 Ma, which might be related to simultaneous Altiplano-Puna orogenic growing. It is supported that deep magmatism have probably contributed to crustal thickening thanks to the addition of large volumes of magma.
These results also involve that canyons erosion and incision would have taken place at a rate ranging from 150 to 500 m/Ma during the last 13 Ma. Given that the large-volume acidic system studied in this work is considerable, further research are necessary to improve these results.

Keywords: Ignimbrites; Central Andes; Ocoña-Cotahuasi-Maran canyons; large-volume acidic volcanism; ^{40}Ar-^{39}Ar geochronology; stratigraphy; AMS; caldera; andean uplift.

SOMMAIRE

Remerciements 1
Résumé 3
SOMMAIRE 5

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION **11**

I. CONDITIONS TECTONIQUES POUR LA GENESE DU MAGMATISME ACIDE ANDIN . . . 13
II. PROBLEMES VOLCANOLOGIQUES ASSOCIES AU MAGMATISME ACIDE 16
II.1. Stratigraphie, chronologie et corrélation des produits acides 16
II.2. Localisation des sources 18
II.3. Les ignimbrites comme marqueurs de processus géologiques 20

III. OBJECTIFS DE LA THESE. 20
IV. CONDITIONS DE REALISATION DE LA THESE 22
V. ORGANISATION DU MEMOIRE DE THESE 23

CHAPITRE 2 : CONTEXTE GEOLOGIQUE ET VOLCANOLOGIQUE DU SUD DU PEROU **27**

I. GENERALITES SUR LA CHAINE DES ANDES 29

I.1. Les Andes : origine et grandes étapes évolutives 29
I.2. Segmentation structurale actuelle des Andes 31
I.2.1. Les Andes septentrionales 31
I.2.2. Les Andes centrales 32
a) Les Andes centrales du Nord 32
b) Les Andes centrales sensu-stricto 33
c) Les Andes centrales du Sud 33
I.2.3. Les Andes méridionales 34
I.3. Les zones volcaniques andines 35
I.3.1. La zone volcanique septentrionale 37
I.3.2. La zone volcanique centrale 38
I.3.3.La zone volcanique méridionale 39
I.3.4. La zone volcanique australe 39

II. GEOLOGIE DES ANDES CENTRALES 40

II.1. Les grands domaines morpho-structuraux. 40
II.1.1 La zone avant-arc ou Piémont pacifique 40
II.1.2. La Cordillère côtière 41
II.1.3. La Cordillère occidentale 42
II.1.4. L'Altiplano 42
II.1.5. La Cordillère orientale 43
II.1.6. L'avant-pays andin 43
II.2. Les grands ensembles chrono-stratigraphiques 44
II.2.1. Le socle précambrien métamorphique 44
II.2.2. Les sédiments mésozoïques 44
II.2.3. La sédimentation cénozoïque du Piémont pacifique 45

III. TECTONIQUE ET GEOMORPHOLOGIE DES ANDES DU SUD DU PEROU. 47

III.1. Evolution tectonique 47
III.1.1 Historique des phases tectoniques 47
III.1.2. Processus tectoniques à l'Est : l'arrière-arc et l'avant pays 48
III.2. L'épaississement crustal des Andes du Sud du Pérou 49
III.2.1. Mise en évidence d'un fort épaississement crustal 49
III.2.2. Mécanismes de l'épaississement crustal 49
III.3. Géomorphologie du Sud du Pérou et des grands canyons. 51
III.3.1. Organisation des systèmes de drainage 51
III.3.2. Caractéristiques et origines des grands canyons 52

IV. LE VOLCANISME DE LA ZONE VOLCANIQUE CENTRALE 54

IV.1. Evolution et migration des arcs volcaniques du Crétacé à l'Actuel 55
IV.1.1. L'arc Toquepala 55
IV.1.2. L'arc Andahuaylas –Anta 55
IV.1.3. L'arc Tacaza 57
IV.1.4. L'arc Huaylillas 57
IV.1.5. L'arc Barroso inférieur 58
IV.1.6. L'arc Barroso supérieur 59
IV.1.7. L'arc volcanique actuel 59
IV.2. Quelques caractéristiques du volcanisme néogène à quaternaire 61
IV.2.1. Le volcanisme ignimbritique miocène à pliocène 61
IV.2.2. Le volcanisme explosif quaternaire 62
IV.3. Présentation du volcanisme du secteur Ocoña – Cotahuasi. 63
IV.3.1. Situation du système des canyons Ocoña - Cotahuasi 63
IV.3.2. Etudes antérieures sur le volcanisme du secteur de Ocoña-Cotahuasi 64

CHAPITRE 3 : LE VOLCANISME IGNIMBRITIQUE ET LES CALDERAS ASSOCIEES 67

I. GENERALITES SUR LE VOLCANISME IGNIMBRITIQUE 69

I.1. Les écoulements pyroclastiques. 69
I.1.1. Définition et nomenclature 69
I.1.2. Origine des écoulements pyroclastiques 71
I.1.3. Mécanismes de l'écoulement 73
I.1.4. Modalités de mise en place 74
I.2. Les dépôts ignimbritiques. 74
I.2.1. Distribution et caractéristiques 74
I.2.2. Aspect ratio et notions d'unités simple et composite 75
I.2.3. Morphologie et stratification des dépôts 75
a) Les unités d'écoulement 76
b) Les unités de refroidissement 79
I.3. Les processus postérieurs à la mise en place. 80
I.3.1. La soudure des ignimbrites 80
I.3.2. Les processus et textures secondaires 83
a) L'altération en phase vapeur 83
b) La dévitrification 84
I.3.3 Conséquence pour l'étude des séries ignimbritiques complexes 84
a) Les unités ignimbritiques 84
b) Les groupes ignimbritiques 84

II. LES CALDERAS DES COMPLEXES IGNIMBRITIQUES 85

II.1. Définition et typologie 85
II.2. Les grands systèmes à calderas des Andes centrales 89
II.2.1. Le système de Cerro Galan, Argentine 91
II.2.2. Le système de La Pacana, Nord Chili 94
II.3. Implications pour les spécificités des complexes ignimbritiques. 96
II.3.1. Caractéristiques communes aux grands complexes acides 96
II.3.2. Problèmes d'études spécifiques aux grands complexes acides 97

CHAPITRE 4 : METHODES D'ETUDE 99

I. METHODES DE TERRAIN, GEOMATIQUES ET GEOCHRONOLOGIQUES. 101

I.1. Etudes de terrain. 101
I.1.1. Etablissement des logs stratigraphiques 101
I.1.2. Identification des composants des ignimbrites 102
a) Les fragments juvéniles 102
b) Les fragments accessoires et accidentels 103
c) Les cristaux 103
I.1.3. Etude de la structure des dépôts et de la texture des produits 104
I.1.4. Détermination macroscopique du degré de soudure 105
I.2. Méthodes et outils géomatiques 108
I.2.1. Cartographie et travail de terrain 108
I.2.2. Les données de l'imagerie satellitaire 108
I.2.3. Le traitement des images 109
a) Elaboration du MNT 109
b) Traitement et mosaïquage des images satellitaires 111
c)Exploitation des résultats 112
I.3. Géochronologie 115
I.3.1. Choix des méthodes 115
I.3.2. Principe de la méthode de datation ^{39}Ar-^{40}Ar 116
I.3.3. Traitement des échantillons et des données 118
I.3.4. Echantillonnage 119

II. METHODES PETROLOGIQUES ET PETROPHYSIQUES 123

II.1. Méthodes pétrologiques. 123
II.1.1. Détermination des paragenèses et des proportions de phases 123
II.1.2. Détermination de la composition chimique 124
II.1.3. Détermination microscopique du degré de compaction-soudure 125
II.2. Méthodes pétrophysiques 126
II.2.1. Choix des méthodes employées 126
II.2.2. Méthodes d'analyse de la densité 12
a) Evaluation du degré de compaction d'après la densité brute 128
b) Protocole de détermination de la densité de solide 129
c) Echantillonnage et mesures. 131
II.2.3. Méthodes d'analyse de fabrique magnétique 135
a) Intérêt et principe de l'anisotropie de susceptibilité magnétique 135
b) Détermination des axes cinématiques d'après l'ASM 137
c) Mesure de l'ASM et traitement des données 140
d) Echantillonnage 141

CHAPITRE 5 : RESULTATS **145**

I. GEOCHRONOLOGIE.. . . . . . **147**

I.1. Présentation générale des nouveaux âges ^{40}Ar-^{39}Ar 148
I.2. Estimation de l'âge des ignimbrites. 151
I.2.1. Compilation et étude des données 151
I.2.2. Calcul de l'âge moyen pour les événements majeurs 155
I.3. Age des laves intercalaires 155

II. IDENTIFICATION ET CHRONOSTRATIGRAPHIE DES IGNIMBRITES **158**

II.1.1. Le groupe Nazca 158
II.1.2. L'unité Alpabamba 158
II.1.3. L'unité Huaylillas 165
II.1.4. L'unité Caraveli 170
II.1.5. Les groupes Sencca 177
a) Le groupe Sencca inférieure 177
b) L'unité Sencca supérieure 183
II.1.6. L'unité Las Lomas 189
II.1.7. L'unité Capilla 192

III. ETUDES PETROGRAPHIQUES. **193**

III.1. Minéralogie et texture 193
III.1.1. L'unité Alpabamba 193
III.1.2. L'unité Huaylillas 195
III.1.3. L'unité Caraveli 197
III.1.4. Le groupe Sencca inférieure 199
III.1.5. L'unité Sencca supérieure 201
III.1.6. L'unité Las Lomas 203
III.1.7. L'unité Capilla 203
III.I.8. Les oxydes ferrotitanés 205
III.2. Analyses chimiques 207
III.2.1. Diversité de composition 207
III.2.2. Eléments traces 209

IV. ETUDE DES PROPRIETES PHYSIQUES **212**

IV.1. Compaction, soudure et densité de solide 212
IV.1.1. Compaction et soudure 212
IV.1.2. Densité de solide 215
IV.2. Propriétés magnétiques 217
IV.2.1. Examen des données magnétiques 217
a) Résultats des mesures de susceptibilité magnétique 217
b) Minéralogie magnétique 219
IV.2.2. Fabriques magnétiques 219
a) Caractéristiques des fabriques ASM et classification 221
b) Qualité des résultats 224

CHAPITRE 6 : DISCUSSION **231**

I. LE VOLCANISME IGNIMBRITIQUE DE LA REGION OCOÑA – COTAHUASI 233

I.1. Apports des données stratigraphiques, chronologiques et volumétriques. . 233
I.1.1. Récurrence des éruptions ignimbritiques 235
I.1.2. Volume émis en fonction du temps 236

II. LES SOURCES DES IGNIMBRITES. 238

II.1. Arguments pour la localisation des sources des grands événements 238
II.1.1. L'unité Alpabamba 238
II.1.2. L'unité Huaylillas 240
II.1.3. L'unité Caraveli 242
II.1.4. Le groupe Sencca 244
II.1.5. L'unité Las Lomas 248
II.2. Identification d'une caldera à Trapiche 250
II.2.1. Arguments structuraux et volcanologiques 250
II.2.2. Contours et dimensions de la caldera de Trapiche. 252
II.2.3. Structure de la caldera et du dôme résurgent 254

III. IMPLICATIONS POUR LA SURRECTION ANDINE 257

III.1. Evaluation des taux d'incision et d'érosion. 257
III.1.1. Estimation des volumes érodés 258
III.1.2. Estimation de la vitesse d'incision 259
III.2. Phases d'évolution des canyons OCM 261

CHAPITRE 7 : CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES **265**

I. APPORTS DE LA THESE 267

I.1. Une connaissance rénovée du volcanisme ignimbritique 267
I.2. Une localisation plus précise des sources ignimbritiques 268
I.3. Une compréhension améliorée du processus local d'orogenèse 270

II. PERSPECTIVES 270

8. REFERENCES BIBIOGRAPHIQUES **273**

9. ANNEXES **301**

A. Liste des échantillons 303
B. Carte de localisation des échantillons de la mission de 2008 323
C. Légende des figurés des coupes stratigraphiques 326
D. Tableaux des résultats des analyses géochimiques 328
E. Tableau des données ASM. 333

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

I. CONDITIONS TECTONIQUES POUR LA GENESE DU MAGMATISME ACIDE ANDIN

La Cordillère des Andes est une chaîne de subduction qui s'étend sur 7000 km le long de la côte pacifique de l'Amérique du Sud. Elle s'est formée en réponse à la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Amérique du Sud. Cette chaîne se divise en plusieurs segments, les Andes centrales étant le segment le plus large (800 km). Ce dernier contient le plateau de l'Altiplano – Puna, qui est un des plus élevés du monde avec une altitude moyenne de 3700 m. La convergence de la plaque Nazca vers l'Est est normale à oblique par rapport à la plaque Amérique du Sud, ce qui a conduit à faire varier les taux et l'orientation du raccourcissement, provoquant la courbure de l'Orocline bolivien et la surrection de l'Altiplano – Puna (Isacks, 1988; McQuarrie, 2002a).

Les processus ayant conduit à la surrection puis au maintien de l'Altiplano à une altitude si élevée sont en débat, puisque la chronologie et le type de soulèvement andin sont encore discutés. Deux modèles du soulèvement s'opposent et forment les pôles du débat. Le modèle de Garzione et al. (2006) suggère que le soulèvement de l'Altiplano de ~2,5 à 3,5 km a été rapide et a eu lieu depuis 10-6 Ma, simultanément à l'incision des flancs externes de l'Altiplano, à l'arrêt de la déformation au sein du plateau, au ralentissement du taux de convergence Nazca-Amérique du Sud, ainsi qu'au début de la déformation dans les chaînes sub-andines (Ghosh et al., 2006 ; Garzione et al., 2008b). Le moteur permettant d'expliquer ce soulèvement récent et rapide serait la délamination crustale, préférentiellement au raccourcissement tectonique ou au fluage crustal. Cependant, Hartley et al. (2007) ont mis en évidence le fait que pour qu'il y ait de la délamination crustale vers 10-6 Ma, il faut que la croûte se soit déjà épaissie auparavant. Cela induit que l'épaississement crustal des Andes centrales (et donc la présence d'altitudes élevées) avait déjà eu lieu avant ~11 Ma, indépendamment de toute délamination crustale. La croûte continentale sous l'Altiplano a une épaisseur importante variant entre 40 et 70 km. Un tel épaississement de la croûte dans cette région peut s'expliquer en évoquant différents mécanismes. Il a longtemps été soutenu, notamment par Isacks (1988), que l'épaississement crustal est majoritairement imputable au raccourcissement tectonique de la marge andine. L'épaississement crustal s'est alors formé en réponse au fort raccourcissement tectonique (entre 530-150 km suivant les régions) s'exprimant par des structures compressives (plis et chevauchements) dans la Cordillère Orientale, au nord-est de l'Altiplano ainsi que dans la ceinture subandine, et s'exprimant plutôt par de la déformation transpressive et de l'extension dans la Cordillère Occidentale, au

nord-ouest de l'Altiplano. Cependant, le raccourcissement tectonique estimé n'est pas suffisant pour expliquer l'épaisseur crustale que l'on observe dans l'arc et l'avant-arc de cette partie des Andes (Schmitz, 1994; Sempere et al., 2008).

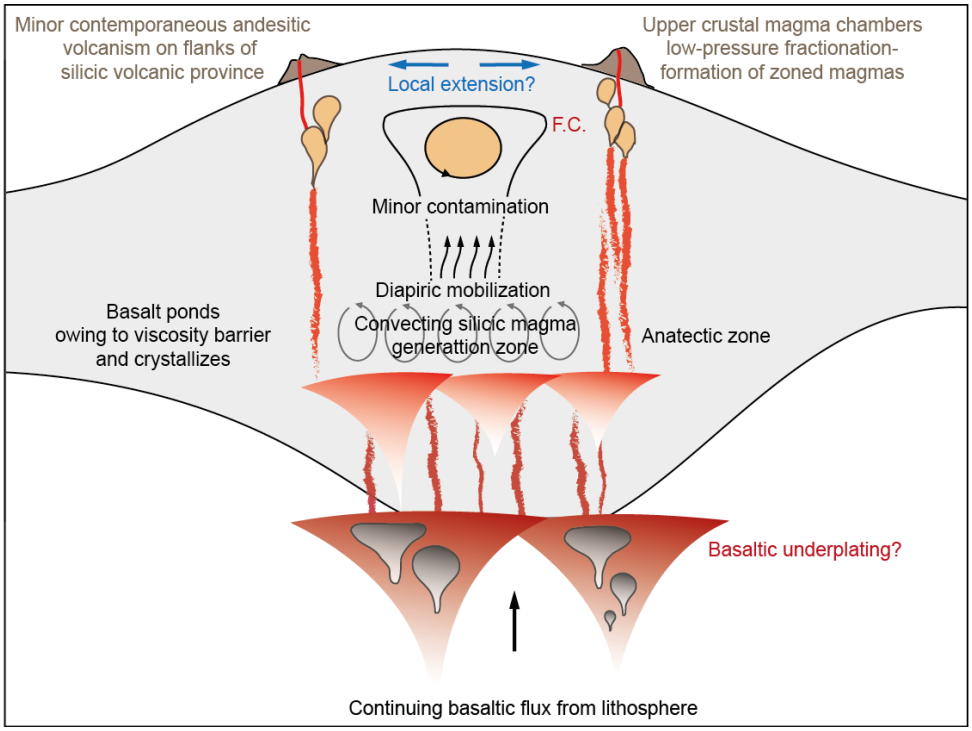


Figure 1.1. Modèle schématique (sans échelle) de genèse d'un magmatisme acide en contexte orogénique de croûte épaissie, par injection de magmas basaltiques, différenciation intra-crustale et assimilation. Les volumes impliqués dans ces processus sont suffisamment élevés pour expliquer (potentiellement) une part de la surrection orogénique. D'après de Silva (1989a,b).

Or, s'ajoutant aux processus tectoniques (e.g. la tectonique compressive et le raccourcissement), la production de magmatisme d'arc est une caractéristique majeure des zones de subduction. Ainsi, des études ont suggéré que l'épaississement crustal peut également résulter, au moins en partie, de l'accumulation de magmas au sein de la croûte continentale. Ces magmas proviennent directement ou indirectement des effets de la subduction (effets de sous placage, stockage de magmas dans la croûte, fusion-assimilation de croûte continentale etc.), avec la formation de volumineux systèmes intrusifs au sein même de la croûte continentale. En surface, l'existence de ces systèmes est signalée par un volcanisme acide (andésites, dacites, rhyolites) de grand volume, associé à des dynamismes éruptifs particuliers que sont les éruptions explosives de grandes à très grandes magnitudes (typiquement VEI 7 et 8). Les structures remarquables associées à ce volcanisme explosif de grande magnitude sont des structures d'effondrement de type calderas polygéniques, à géométries complexes, emboitées ou festonnées pour la plupart (Figure 1.2). Certaines

calderas sont masquées par l'activité volcanique ultérieure, par des remplissages sédimentaires connexes, ou bien elles sont démantelées par la combinaison de l'activité tectonique et de l'érosion. L'étude du magmatisme différencié de grand volume requiert d'effectuer une analyse préalable approfondie des systèmes volcaniques acides à calderas. Cela implique de mener un travail important de déchiffrage volcanologique afin d'identifier les unités pyroclastiques, de déterminer leurs âges et de reconnaître leurs sources associées. Le présent mémoire s'attache à franchir cette première étape de la recherche, en se focalisant sur les problèmes volcanologiques exposés ci-après.

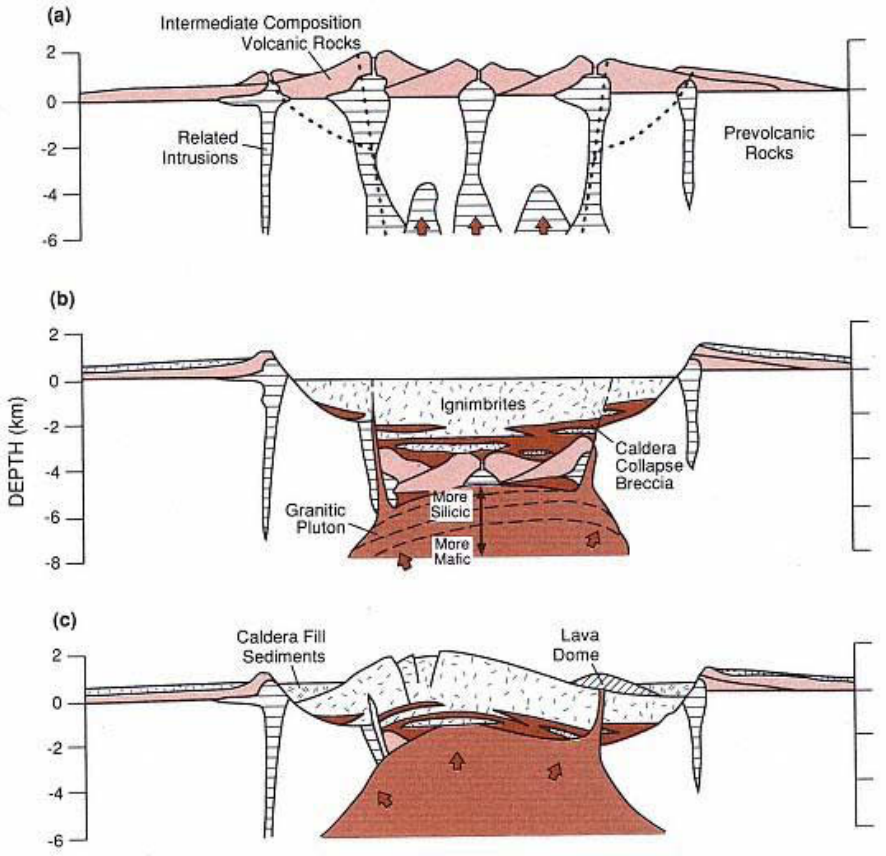


Figure 1.2. Schéma de l'évolution « classique » d'un grand système acide à caldera (extrait de Wohletz et Heiken, 1992, d'après Lipman, 1984). a) Volcanisme dispersé antérieur à l'effondrement de la caldera, avec des essaims de cônes composites construits à l'aplomb de petits plutons isolés qui peuvent possiblement se regrouper, formant une chambre magmatique plus vaste, ou réchauffer la croûte peu profonde et permettre la remontée d'un pluton plus grand. La localisation de la future caldera est indiquée par les pointillés. b) Structure de la caldera après l'émission des ignimbrites et son effondrement. La caldera contient des dépôts très épais inter-stratifiés avec des méga-brèches. Les lignes pointillées délimitent la zonation de composition dans la chambre magmatique. c) Résurgence de la caldera, avec soulèvement et déformation des dépôts (ignimbrites éventuellement soudées et autres produits), conduisant à la formation d'un dôme structural. Le volcanisme et la sédimentation post-caldera se développent principalement dans un anneau situé entre le mur de la caldera et le dôme résurgent. Un système hydrothermal peut se développer à l'intérieur de la caldera.

II. PROBLEMES VOLCANOLOGIQUES ASSOCIES AU MAGMATISME ACIDE

II.1. Stratigraphie, chronologie et corrélation des produits acides

De par leur grande extension (généralement des milliers de km²) et leur durée de mise en place « quasi-instantanée » à l'échelle des temps géologiques (quelques heures à quelques mois, voire années), les ignimbrites et les éventuelles retombées pliniennes associées constituent des marqueurs isochrones de grand intérêt pour l'étude stratigraphique et chronologique de vastes étendues. Ainsi, les successions ignimbritiques, qui généralement se mettent en place sur plusieurs millions d'années dans une région ou « province ignimbritique », offrent un canevas stratigraphique de première valeur à l'échelle régionale. Il est donc essentiel de dater les différentes nappes ignimbritiques pour mieux comprendre le volcanisme et le magmatisme associé, mais aussi pour analyser des phénomènes connexes indiqués plus haut (surrection et démantèlement des reliefs, formation de bassins sédimentaires associés etc.).

Cependant, l'établissement d'une stratigraphie robuste est un exercice difficile, car la datation des unités nécessite de disposer d'un matériel datable suffisamment abondant, et de méthodes fiables de détermination d'âge. Les études précédentes de par le monde démontrent en effet que la fréquence éruptive des ignimbrites dans certains systèmes acides peut être plus élevée que la résolution des méthodes de datation classiques, comme le K-Ar ou l'^{40}Ar-^{39}Ar (e.g. de Silva et Francis, 1989 ; Self et al., 1991 ; Lipman et al., 1996 ; Lindsay et al., 2001; Viereck-Göette et al., 2010 ; Aydar et al., 2012). Un autre problème majeur concerne les corrélations des unités latéralement dans les séries pyroclastiques des grands systèmes acides. Les variations latérales de faciès amples qui caractérisent la plupart des dépôts ignimbritiques (épaisseur variable liée à la topographie, inconstance des teneurs en ponces et xénoclastes, différence de couleur, de degré de soudure, de type de prismation etc.) et les complications morpho-structurales qui conduisent à des effets d'inversion de relief, d'emboitements d'unités, d'érosion conduisant à des affleurements très déconnectés, se traduisent bien souvent par des erreurs dans l'identification et la corrélation des unités (voir l'article de revue de Hildreth et Mahood, 1985). Il faut donc recourir à de nouvelles déterminations d'âge (par radiométrie, paléomagnétisme etc.), ou effectuer des études détaillées de la chimie des produits juvéniles (pétrologie et géochimie des minéraux et des verres, majeurs et traces). Hildreth et Mahood (1985) insistent sur le fait que chaque critère d'identification ou

corrélation possède ses avantages et ses inconvénients et que seuls plusieurs faisceaux d'arguments permettent de converger vers une corrélation stratigraphique vraisemblable. Au final, un tel travail demande de longues années d'études avant d'aboutir à un schéma chrono-stratigraphique fiable. Néanmoins, dans les faits, même les systèmes acides les plus étudiés continuent de motiver des débats dans la littérature, comme cela est montré par exemple aux USA (Self et al., 1991 ; Lipman et al., 1996), en Anatolie (Le Pennec et al., 2005 ; Viereck-Göette et al., 2010 ; Aydar et al., 2012) ou dans les Andes qui nous intéressent dans cette thèse (Lindsay et al., 2001; Folkes et al., 2011).

L'étude des grands ensembles volcaniques acides à calderas a nourri une littérature abondante (voir quelques synthèses, parmi beaucoup d'autres, par exemple dans Williams et McBirney, 1979, Bourdier, 1994 ; Lipman, 1997, 2000 ; Cole et al., 2005) qui montre que ces structures répondent à un schéma évolutif et structural commun (Figures 1.2 et 1.3), avec toutefois beaucoup de variantes. Ces ensembles qualifiés de « super-volcans » dans la littérature actuelle (i.e. associant des empilements de nappes ignimbritiques à de vastes structures d'effondrement) constituent un thème majeur de la littérature volcanologique, dont les médias se sont emparés ces dernières années pour illustrer le potentiel dévastateur et l'impact catastrophique des événements explosifs associés aux super-volcans (Self, 2006; Miller et Wark, 2008).

Si le caractère destructif de ces éruptions géantes ne fait aucun doute, les phénomènes qui les contrôlent et les modalités d'occurrence demeurent mal compris : leur fréquence à l'échelle du globe est peu documentée et les signes précurseurs de tels événements sont mal connus. L'étude la plus complète concernant les récurrences se limite aux très grandes éruptions, dont le volume de dépôt dépasse 10^{12} m^3 (Mason et al., 2004), et quelques études se fondent sur des bases de données incomplètes (Pyle, 1998; Crosweller et al., 2012). Dans la classification de taille des éruptions basées sur la quantité de produits solides émis (« Indice d'Explosivité Volcanique » ou VEI de Newhall et Self, 1982), ce volume correspond à un VEI ≥ 8. Ces études n'abordent pas le cas des grandes éruptions de VEI 6 et 7 (volumes entre 10^{10} et 10^{12} m^3), dont l'impact est également considérable. Pourtant, compte tenu des conséquences potentiellement très marquées de ces éruptions sur les populations et l'activité économique, voire sur le climat, il est important d'identifier les zones du globe menacées et vulnérables, notamment dans les régions andines, et de quantifier le degré d'exposition par différentes méthodes, en analysant prioritairement la relation fréquence – magnitude de ces phénomènes (Miller et Wark, 2008). Pour ce faire, un catalogue précis des événements doit

être établi pour reconstituer le calendrier des grandes éruptions, en utilisant les méthodes modernes haute-résolution de détermination d'âge.

II.2. Localisation des sources

Le second problème concerne la localisation des sources de certaines grandes séries ignimbritiques présentes dans la chaîne andine. Bien que cela paraisse paradoxal, les zones sources des très grands volumes de matériaux ignimbritiques, censées former de vastes calderas, restent dans certains cas inconnues. Ce problème a été débattu et illustré pour un grands nombre d'exemples à travers le monde, dans toutes les régions de volcanisme acide en contexte de croûte continentale épaisse (e.g. de Silva et Francis, 1991 ; Self et al., 1991 ; Hillhouse et Wells, 1991 ; Lipman et al., 1996 ; Le Pennec, 2000 ; Wang et al., 2001 ; Paquereau-Lebti et al., 2008 ; Folkes et al., 2011).

Dans certains cas les sources sont identifiées à partir de l'étude des variations d'épaisseur et de taille de grain dans les dépôts pliniens à ultrapliniens des éruptions ignimbritiques. Cependant, il existe des ignimbrites sans dépôt plinien connu (e.g. à Cerro Galan en Argentine, cf. chapitre 3), ou dont les affleurements sont trop peu nombreux et/ou de mauvaise qualité. Les recherches ont aussi été focalisées sur les dépôts des écoulements ignimbritiques (épaisseur, taille de ponces etc.), mais là encore de nombreux dépôts montrent des variations complexes de ces grandeurs, qui se révèlent inappropriées pour localiser les zones sources et les points de sortie des ignimbrites. De nombreuses recherches se sont alors attachées à identifier et utiliser des critères axiaux ou vectoriels pour déterminer la direction d'écoulement localement puis, si de nombreux affleurements peuvent être étudiés, pour « remonter » de proche en proche vers la source, sachant que les nappes d'ignimbrites ont tendance à s'épandre radialement depuis leurs sources (Figure 1.3).

Ce type d'analyses peut également être intéressant pour déterminer la géométrie des évents ignimbritiques, qui demeure souvent énigmatique suite à l'effondrement des calderas. Par exemple, Potter et Oberthal (1987) ont proposé sept sources situées sur la faille bordière subcirculaire de la caldera de Valles, USA. Cette interprétation est toutefois discutée par Self et Turbeville (1987), qui proposent au contraire une source ponctuelle. Dans le cas de l'ignimbrite de Toba à Sumatra, Knight et al. (1986) ont montré que l'épanchement s'est fait à partir d'un système de fractures parallèles à la direction d'allongement de la caldera. Une configuration similaire est proposée par Lamarche et Froggatt (1993) dans le cas de

l'ignimbrite de Whakamaru en Nouvelle Zélande, qui montre une série d'évents alignés le long d'un système de fractures. Dans les Andes, Ort (1993) montre que l'ignimbrite principale de Cerro Panizos est distribuée radialement autour de sa zone source et suggère que les évents de sortie sont organisés en chapelets sur la faille bordière de la caldera. Dans la plupart des cas, un lien étroit avec la tectonique locale et régionale est observé.



Figure 1.3. Exemple de la caldera d'Aniakchak en Alaska, formée à l'Holocène supérieur (vers 3,4 ka BP). Il s'agit d'une caldera circulaire d'environ 10 km de diamètre, formée sur un stratovolcan. Les nuées ignimbritiques associées se sont propagées dans toutes les directions autour de la caldera jusqu'à plus de 50 km et ont atteint la mer de Béring au nord et l'océan Pacifique au sud. Les dépôts forment les zones aplanies et inclinées des flancs externes de la caldera. Des dômes, coulées et cônes post-calderas se sont développés dans la structure d'effondrement. Cet ensemble est donc semblable au schéma de la figure 1.2, toutefois sans résurgence. Photo de M. Williams, Service du Parc National (accessible à http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Aniakchak-caldera_alaska.jpg).

Au-delà de l'intérêt strictement géologique, volcanologique ou encore tectonique, l'identification des zones sources des ignimbrites peut s'avérer pertinent dans le cadre des explorations géothermiques ou minières. En effet, les sources des ignimbrites se situent à l'aplomb des grandes chambres magmatiques acides, et constituent par conséquent des sites privilégiés pour la formation d'aquifères réchauffés, éventuellement exploitables économiquement. De même, les circulations de fluides minéralisés dans les structures caldériques et au cœur des systèmes d'alimentation des ignimbrites peuvent se traduire par la formation de gisements épithermaux, qui concentrent de nombreux produits, notamment des

métaux, à haute valeur économique. Ainsi, de nombreuses études volcanologiques des systèmes ignimbritiques ont été initialement motivées dans ce but (Wohletz et Heiken, 1992).

II.3. Les ignimbrites comme marqueurs de processus géologiques

Les ensembles volcaniques acides à calderas, ou « super-volcans », sont des éléments essentiels du magmatisme associé à la subduction en contexte de marge continentale active. Ainsi, leur formation, fonctionnement et démantèlement accompagnent autant les processus de convergence que le soulèvement orogénique et son érosion concomitante. L'étude de ces systèmes contribue à mieux évaluer le rôle du magmatisme dans le mécanisme d'addition ou « d'injection » intra-crustale évoqué plus haut, et à quantifier les liens entre volcanisme, surrection, et érosion. L'utilisation des ignimbrites comme marqueurs des phénomènes orogéniques (par couplage soulèvement – érosion) dans les Andes centrales a été proposée par plusieurs études, notamment en paléomagnétisme (Roperch et al., 2006), et en géochronologie-géomorphologie (Thouret et al., 2007). Ces travaux montrent qu'il est possible, lorsque les conditions sont favorables, d'utiliser les nappes ignimbritiques d'âges variés pour déduire de nombreuses informations sur les modalités d'incision (elles-mêmes reliées à certaines conditions tectoniques), d'érosion (par accroissement du gradient topographique et évacuation progressive de matériel détritique vers le Pacifique), et de surrection (formation de barrières orographiques modifiant le climat, les précipitations, et donc l'érosion). En effet, les ignimbrites successives sont emboitées dans certains grands canyons des Andes centrales (Rio Colca, Rio Ocoña – Cotahuasi), les plus jeunes étant généralement « canalisées » dans les vallées incisées dans les plus anciennes, avec des dénivelés de plus en plus marqués au fur et à mesure que les phénomènes d'incision, d'érosion et de soulèvement se poursuivent. Ces canyons offrent donc des sites privilégiés pour examiner et quantifier les processus tectoniques et érosifs susmentionnés.

III. OBJECTIFS DE LA THESE

Nous proposons d'examiner les problématiques décrites précédemment, en se focalisant sur la région des canyons Ocoña – Cotahuasi – Maran (OCM), au Sud du Pérou, où un intense magmatisme d'âge essentiellement Cénozoïque à Quaternaire est exprimé par d'imposantes séries volcaniques bien exposées à l'affleurement. Le système des canyons

Ocoña – Cotahuasi – Maran, est le plus profond des Andes avec 3,5 km de profondeur, et est parmi les plus profonds du monde. Il incise la Cordillère Occidentale des Andes centrales d'est en ouest, sur l'Altiplano en amont et rejoint la côte du Pacifique. Il se situe à la transition entre la zone de subduction normale (entre 15° et 27° S) et la zone de subduction plate située au nord-ouest (de 15° à 5° S) marquant ainsi la limite nord de l'Altiplano. Bien que quelques études antérieures aient examiné les grandes unités géologiques de la région et certains processus géomorphologiques (Thouret et al., 2007), aucune recherche ne s'est spécifiquement concentrée sur l'étude des grands systèmes acides de ce secteur, dont les produits sont inter-stratifiés dans les séries continentales qui affleurent dans les canyons. Dans ce contexte, ce travail de thèse a un triple objectif, avec l'ambition générale de contribuer à mieux connaitre le magmatisme, le volcanisme, et les processus de surrection-incision-érosion qui sont à l'œuvre dans cette zone septentrionale des Andes centrales.

1. L'objectif majeur de la thèse est d'effecteur le premier inventaire des grands ensembles pyroclastiques contenus dans les formations exposées dans les canyons Ocoña – Cotahuasi – Marán. Il s'agit notamment d'effectuer le dénombrement des grandes nappes d'ignimbrites présentes dans la région et d'en présenter une première caractérisation lithologique, à partir des travaux de terrain et des examens pétrologiques, sur la base d'études minéralogiques et texturales. L'identification des unités est réalisée à partir de coupes-types effectuées sur des sites sélectionnés pour leur intérêt stratigraphique, structural ou géochronologique. Il s'agit également de présenter de nouvelles déterminations d'âges radiométriques, dont 16 âges pour les dépôts ignimbritiques et 7 âges pour les laves intercalées à divers niveaux dans les successions. Malgré les multiples difficultés d'un tel exercice, qui sont discutées dans le mémoire aux Chapitres 4 et 5, nous aboutissons à un nouveau schéma chrono-stratigraphique des grandes nappes ignimbritiques, plus détaillé et plus précis que les précédents, qui donne un canevas utile pour les futures recherches dans la région. Au-delà de cet objectif chrono-stratigraphique, nous tentons les toutes premières estimations de volume pour certaines formations pyroclastiques, afin de qualifier l'importance des événements associés.

2. Le second objectif consiste à rechercher la source des grands épanchements ignimbritiques de la région d'Ocoña – Cotahuasi – Maran. Dans cette thèse, notre approche est principalement fondée sur l'étude des variations de faciès et sur l'utilisation de critères

directionnels des dépôts. De plus, des informations obtenues à l'aide d'images satellitaires et d'outils géomatiques contribuent à la résolution de cette problématique. Le fait que ces résultats pourraient avoir des implications futures en termes de recherche de sites géothermiques et de gisements épithermaux dans cette région est envisagé.

3. Le troisième objectif, de moindre importance, consiste à explorer de façon préliminaire les liens entre la mise en place des ignimbrites, les processus d'incision-érosion des grands canyons du secteur de Ocoña – Cotahuasi – Marán, et le soulèvement tectonique régional des Andes. L'atteinte d'un objectif aussi ambitieux demandera d'autres recherches à prévoir à la suite de cette thèse.

IV. CONDITIONS DE REALISATION DE LA THESE

La réalisation et le financement de la thèse s'inscrivent dans le cadre des projets RELIEFS portés par Jean-Claude Thouret sur le soulèvement des Andes centrales et l'incision des vallées du Sud du Pérou (effets des forçages volcanique et climatique). Des datations ont été financées avec le soutien de l'IRD sur dotation de base au Laboratoire Magmas et Volcans (LMV). Le travail de terrain a été effectué en septembre-octobre 2008 avec le soutien financier de l'ambassade de France au Pérou, et le support logistique aimablement fourni par la représentation de l'IRD à Lima. Les déterminations radiométriques, les images satellitaires et les analyses chimiques de roches ont été obtenues dans le cadre du projet RELIEFS, et avec le soutien de la dotation récurrente de l'IRD au LMV. Les enjeux de cette recherche de thèse ont été présentés à la Réunion des Sciences de la Terre à Nancy (avril 2008) ainsi qu'à l'International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG, Nice 2008) et au congrès géologique du Pérou (Congreso Latinoamericano de Geología, Lima, octobre 2008). Certains résultats de ce travail et de ce programme de recherche ont été présentés aux congrès internationaux de l'International Conference on Geomorphology (Melbourne, 2009) l'IAVCEI (Canberra, 2010), et de l'European Geophysical Union (EGU, Vienne 2012).

Cette recherche s'inscrit dans un programme plus général sur la géologie et la volcanologie des Andes du Sud du Pérou (combinant différents projets dont RELIEFS, les programmes de l'IRD, l'ANR LaharRisk etc.) et nous avons bénéficié des carnets de terrain et des photographies des différentes campagnes effectuées avant et après notre propre mission

sur site en 2008. Ces documents ont été essentiels à l'élaboration des stratigraphies et des corrélations présentées dans ce mémoire.

V. ORGANISATION DU MEMOIRE DE THESE

Ce manuscrit structuré en 9 parties comprend 7 chapitres scientifiques, suivi de deux parties annexes. Le premier et présent chapitre vise à présenter le cadre scientifique du projet de thèse et résume ci-dessous les grandes approches utilisées en cours de thèse pour atteindre les objectifs fixés, dans les conditions de recherche explicitées précédemment.

Le **chapitre 2** présente le contexte géologique et volcanologique du système étudié. Les principales caractéristiques de l'orogène andin sont résumées, ainsi que les étapes essentielles ayant conduit à la construction de la chaîne. Nous rappelons aussi l'organisation des principaux éléments tectoniques qui la structurent, ainsi que les zones volcaniques associées. L'exposé présente ensuite la géologie des Andes centrales, en indiquant les grands domaines morpho-structuraux qui la composent, et en distinguant les ensembles chrono-lithologiques majeurs, depuis le socle précambrien jusqu'aux séries cénozoïques et quaternaires de l'avant-pays andin. Un rapide résumé du contexte tectonique et géomorphologique des Andes du Sud du Pérou est ensuite effectué en rappelant les principales phases tectoniques et l'origine de l'épaississement crustal, avant de se concentrer sur l'existence de grands canyons dans cette zone aux dénivelés extrêmes. Nous présentons ensuite l'évolution du volcanisme des divers arcs successifs du Sud du Pérou, en distinguant certaines caractéristiques du volcanisme explosif néogène et quaternaire, en terminant par le secteur spécifique de Ocoña- Cotahuasi.

Le **chapitre 3** aborde l'ensemble des notions essentielles concernant le volcanisme ignimbritique, en se focalisant sur les concepts de la littérature utiles à l'étude de ces produits. Nous rappelons notamment quelques fondamentaux de volcanologie concernant la nomenclature ou les mécanismes de mise en place des produits ignimbritiques, en précisant certaines notions spécifiques au volcanisme explosif de magnitude élevée (unité d'écoulement, de refroidissement, rapport de forme etc.). Les processus postérieurs à la mise en place, qui contribuent de manière essentielle à la formation des faciès observés, sont décrits en séparant les mécanismes de compaction et soudure des effets de la dévitrification

secondaire ou de l'altération plus tardive. Dans ce chapitre sont également présentées les caractéristiques principales des calderas associées aux systèmes ignimbritiques, en identifiant les différents types selon le contexte géodynamique. Ceci nous amène à porter un intérêt particulier aux grands systèmes caldériques acides des Andes centrales. Pour bien identifier les traits majeurs et les points communs des complexes acides de ce secteur des Andes, nous avons choisi de présenter deux exemples emblématiques, ayant fait l'objet d'études détaillés depuis quelques décennies. Nous avons sélectionné l'exemple du complexe de Cerro Galán, en Argentine, ainsi que le complexe de La Pacana, situé au nord du Chili. Ces deux cas d'étude nous permettent d'isoler quelques spécificités des systèmes ignimbritiques des Andes centrales, qui sont susceptibles de se retrouver dans la zone d'étude de la thèse.

Les méthodes que nous avons employées sont présentées dans le **chapitre 4**. Il s'agit ici d'indiquer, sans entrer dans les détails, les techniques que nous avons utilisées pour atteindre les objectifs susmentionnés, en insistant sur les particularités propres à l'étude du système de Ocoña - Cotahuasi. Nous exposons notamment certaines techniques de terrain, depuis le lever des logs stratigraphiques à l'estimation des degrés de compaction-soudure, en passant par l'identification des constituants ou l'étude de certaines structures-figures sédimentaires. Les techniques de géo-référencement et les outils géomatiques utilisés dans ce travail sont également brièvement présentés. En outre, nous rappelons les notions des techniques de géochronologie ^{40}Ar-^{39}Ar qui ont été utilisées pour les déterminations d'âge des dépôts et de certaines laves. Dans une seconde partie, nous expliquons les méthodes pétrologiques et pétrophysiques qui permettent de caractériser les unités, de déterminer les directions locales d'écoulement, puis, lorsque les conditions sont favorables, de localiser les régions sources des ignimbrites.

Le **chapitre 5** réunit l'ensemble des résultats obtenus par les méthodes exposées au chapitre 4. Après avoir examiné les données géochronologiques acquises au cours de la thèse, nous détaillons les caractéristiques lithologiques et géochronologiques des grandes nappes identifiées au cours de ce travail. Des sections stratigraphiques sont présentées pour les localités types, et chaque formation ignimbritique est décrite et illustrée par une planche de photographies sélectionnées qui soulignent ses caractéristiques lithologiques et texturales. Ceci permet de proposer une série de corrélations dans la région de Ocoña - Cotahuasi, et de mettre en lumière la complexité des effets de canalisation et d'emboitement des ignimbrites

d'âges différents. Une étude systématique de la pétrographie des produits est présentée pour chaque formation ignimbritique, en déterminant les paragenèses minérales et en examinant les textures (vésicularité des ponces, degré de compaction-soudure, dévitrification etc.). Des résultats d'analyses chimiques nous autorisent ensuite à situer le volcanisme néogène-quaternaire de Ocoña-Cotahuasi dans le contexte des séries magmatiques des Andes centrales. L'étude de la pétrogenèse, des sources magmatiques, ou des conditions pré-éruptives conduisant à l'éruption des grands volumes ignimbritiques n'est toutefois pas un objectif de ce travail de thèse. La suite de ce chapitre présente les résultats pétrophysiques sur l'estimation des degrés de soudure à partir des observations de terrain et d'après la densité des matériaux. Les résultats de l'analyse de la fabrique magnétique des dépôts sont également détaillés pour déduire les directions locales d'écoulement, utilisées dans la recherche des évents éruptifs.

La synthèse et l'interprétation des résultats, replacés dans le contexte des connaissances sur le volcanisme et la tectonique des Andes centrales du Sud du Pérou, sont discutées dans le **chapitre 6**. Nous mettons notamment en lumière l'apport des nouvelles données sur la détermination des récurrences éruptives et sur les taux de magmas émis au cours du temps, en comparant avec les exemples cités au chapitre 3. Une discussion sur la localisation des points de sortie est menée à la suite, en distinguant les données de terrain de celles obtenues à l'aide des méthodes d'imagerie satellitaire ou pétrophysiques.

Le **chapitre 7** énonce les conclusions majeures de ce travail de thèse et ouvre des perspectives sur les futures étapes de recherche à mener sur cette région volcanique aussi complexe que passionnante.

Le mémoire se termine par une liste de références bibliographiques **(partie 8)**, puis par des annexes **(partie 9)** comprenant la liste complète des échantillons collectés au cours de ce programme de recherche (avec leur localisation et leurs description lithologique succincte) et une carte de leur localisation. Puis, une planche des figurés des coupes stratigraphiques du chapitre 5 est présentée. Ensuite, les résultats des analyses géochimiques dont les résultats sont présentés au chapitre 5. La dernière annexe correspond à la liste des données de fabrique magnétique.

CHAPITRE 2

CONTEXTE GEOLOGIQUE ET VOLCANOLOGIQUE DU SUD DU PEROU

I. GENERALITES SUR LA CHAINE DES ANDES

I.1. Les Andes : origine et grandes étapes évolutives

La convergence des plaques océaniques Farallón et Nazca sous le continent sud-américain a entraîné depuis le Jurassique la formation de la Cordillère des Andes qui s'étend sur les 7000 km de côte pacifique de l'Amérique du Sud. Malgré cette continuité géographique, la Cordillère présente d'importantes différences de structure et d'évolution d'une zone à l'autre. L'étude des anomalies magnétiques de la croûte océanique a établi que la direction de convergence ~77°E de l'actuelle plaque Nazca (Farallón auparavant) vers la plaque Amérique du Sud est restée constante depuis 40 Ma. Cependant, la vitesse de convergence a beaucoup varié au cours du temps, passant de 60 mm/an à 150 mm/an (Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Somoza 1998) selon les périodes décrites ci-après :

- Entre 40 et 28,3 Ma, le taux de convergence a augmenté, passant de 58 à 99 mm/an, alors que la direction de la convergence était maintenue NE-SW.
- Un changement radical est intervenu entre 28,3 et 25,8 Ma, puisque la convergence s'est rapidement accélérée, passant de 99 à 152 mm/an et qu'elle a aussi changé de direction. En effet, elle s'est orientée est-ouest en réponse à la division de la plaque Farallón en deux plaques, Nazca et Cocos. Cela coïncide aussi avec le début de la formation des Andes à la fin de l'Oligocène et au début du Miocène (Sempere et al., 1990).
- Entre 25,8 et 11 Ma, la vitesse de convergence est restée élevée entre 100-120 mm/an, mais la convergence a changé de direction pour s'orienter vers le nord-est.
- Au contraire, depuis 11 Ma, la convergence a ralenti pour atteindre 78 mm/an, selon une nouvelle direction ENE (Somoza, 1998). Cette période correspond à la dernière phase de déformation de l'orogène andin et s'exprime par une phase importante de soulèvement de l'Altiplano et de déformation crustale dans la zone subandine. Cette diminution de la vitesse de convergence et le roll-back associé de la plaque Nazca entraînent la mise en place d'un régime tectonique extensif dans la plaque sus-jacente.

Etant donné que ces différences concernent autant la topographie, la géologie que le volcanisme, la tectonique et les gisements miniers, une segmentation andine a été définie (Gansser, 1973; Jordan et al., 1983a; Mégard, 1987) comme suit : les Andes septentrionales entre 12°N et 5°S, les Andes centrales entre 5°S et 46°S et les Andes australes entre 46°S et

53°S (voir la figure 2.1). Les Andes septentrionales et australes ont une largeur maximale de 150 km et atteignent 2500 m d'altitude. Les Andes centrales sont au contraire les plus larges, jusqu'à 800 km de largeur en moyenne et avoisinent les 7000 m d'altitude. De plus, ces dernières sont caractérisées par la présence du deuxième plateau le plus élevé du monde après le plateau du Tibet, l'Altiplano-Puna dont l'altitude moyenne est de 3700 m.



Figure 2.1.

Schéma orographique de la Cordillère des Andes montrant les grandes subdivisions structurales de la chaînes en Andes du Nord (ou septentrionales), Andes centrales, Andes du Sud (ou méridionales) et Australes.

La délimitation des Andes définie par Tassara (2005) suit les variations de l'épaisseur élastique de la plaque continentale, et partage ainsi la Cordillère des Andes en quatre

segments : les Andes du nord entre 10°N et 3°S, les Andes centrales entre 3°S et 33,5°S, les Andes du sud ente 33,5°S et 46,5°S et les Andes australes entre 46,5°S et 56°S.
A cette segmentation structurale de la chaîne se superpose une segmentation du magmatisme qui sera examinée plus loin dans ce chapitre, après avoir rappelé les caractéristiques principales des segments actuels.

I.2. Segmentation structurale actuelle des Andes

I.2.1. Les Andes septentrionales

Les Andes septentrionales s'étendent depuis le Venezuela à 12°N jusqu'à la frontière de l'Equateur avec le Pérou à 4° S dans le Golfe de Guayaquil. Dans cette région, la chaîne andine atteint une largeur maximale de 500 km. Entre le Mésozoïque et le Cénozoïque la région des Caraïbes de Colombie et d'Equateur a été le lieu de nombreuses accrétions tectoniques de terrains océaniques le long de la proto-marge nord-andine. Cela a engendré des déformations de grande ampleur ainsi qu'un important métamorphisme local situé le long des grands décrochements (c.f. Restrepo et Toussaint, 1973; Bourgois et al., 1985; Mégard, 1987; Jaillard et al., 1995 ; Lapierre et al., 1999). Des ceintures d'ophiolites et de schistes bleus, témoins d'épisodes de collision se retrouvent sur une distance de plus de 1500 km, entre les Cordillères Centrale et Occidentale. La fin du Cénozoïque est marquée par une importante réorganisation structurale dans cette partie des Andes. En effet, l'interaction de la plaque Caraïbes avec la plaque sud-américaine contrôle l'extrémité nord, et la subduction plate de Bucaramanga induit une inversion tectonique de failles normales préexistantes, puis un régime transpressif actuellement actif le long du Venezuela (Schubert et Vivas, 1993; Colleta et al., 1997). La mise en place de la subduction plate de Bucaramanga entraîne l'arrêt du volcanisme d'arc au nord de la Colombie (au nord de 5°N) à la fin du Cénozoïque (Pennington, 1981; Méndez-Fajury, 1989).

Après la période d'accrétion des domaines océaniques le long de la marge ouest andine, la Colombie et l'Equateur connaissent de la subduction au Miocène avec l'expression de magmatisme d'arc le long de la marge, puis avec la migration de l'arc vers l'Est au Pliocène (c.f. Toussaint et Restrepo, 1982). L'ouverture du Golfe de Guayaquil au cours du Miocène est caractérisé par de nombreux décrochements formant des bassins en pull-apart (Jaillard et al., 1999). Par la suite, lors de l'initiation de la subduction de la ride Carnegie sous la marge

nord andine à la fin du Miocène, ces bassins ont subi une inversion tectonique en réponse aux nouvelles contraintes imposées par la subduction (Daly, 1989). La subduction de cette ride a également provoqué la surrection importante de la région, de l'ordre de 0,7 mm/an depuis 8-9 Ma, soit un uplift de plus de 6 km, et a induit un régime compressif actif à l'aplomb de la ride (Steinmann et al., 1999 ; Gutscher et al., 1999 ; Pedoja et al., 2006). En parallèle, la migration vers le Nord du bloc nord andin entraine de l'extension active importante au niveau du Golfe de Guayaquil (c.f. Witt et al., 2006).

I.2.2. Les Andes centrales

Les Andes centrales situées entre 4°N et 35°S n'ont pas été affectées par l'accrétion de terrains allochtones, par contre ce segment andin a été marqué par différent styles tectoniques jusqu'à ce que la plaque Nazca entre en subduction et contrôle alors son évolution. La subduction de la plaque Nazca à la fin du Mésozoïque engendre des phases de compression et d'extension. Le segment des Andes centrales contient une structure caractéristique à géométrie courbe, qui atteint une largeur de 800 km dans sa partie médiane en Bolivie, appelé l'Orocline bolivien. L'autre caractéristique majeure est la présence du plateau de l'Altiplano – Puna, l'un des plus élevés du monde avec une altitude moyenne de 4000 m, ainsi que de sommets de plus de 6000 m d'altitude. Les Andes centrales se divisent en trois sous-domaines.

a) Les Andes centrales du Nord

Situé entre le Sud de l'Equateur et le Pérou, ce sous-domaine andin a évolué suivant plusieurs phases tectoniques proposées par Mégard (1987) : une forte extension au cours du Jurassique puis des phases compressives, caractérisées par des inversions tectoniques le long de failles à fort pendage enregistrées entre la fin du Crétacé et le Miocène.

Trois phases tectoniques successives identifiées auraient conduit à la construction des reliefs andins (Vicente et al., 1979, 1990): la phase péruvienne à la fin du Crétacé qui est marquée par la surrection de la Cordillère Occidentale ; la phase Inca entre l'Eocène et l'Oligocène constitue la phase majeure de surrection des Andes péruviennes, puis au Miocène, la phase Quechua entraînant la surrection et la déformation de la Cordillère Orientale et la formation du bassin d'avant-pays. Ces trois phases sont synchrones de l'accélération de la vitesse de convergence des plaques (Amérique du Sud, Farallón puis

Nazca et Cocos) (Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Somoza, 1998), ainsi que de la diminution du pendage de la plaque Nazca qui a entraîné une migration de l'arc magmatique vers l'Est (Pilger, 1984). Durant la dernière période de compression au Miocène, la Cordillère Occidentale du Pérou est affectée par la subduction plate de la plaque Nazca, puis par la subduction de la ride asismique Nazca (Sébrier et Soler, 1991).

b) Les Andes centrales sensu-stricto

Les Andes centrales proprement dites, formées de l'Orocline andin central comprennent le sud du Pérou, la Bolivie, le nord du Chili et le nord-ouest de l'Argentine. D'ouest en est, elles se découpent en plusieurs sous-domaines : la Cordillère Occidentale, la Cordillère Blanche au nord, les hauts plateaux andins de l'Altiplano et de la Puna, la Cordillère Orientale et le domaine sub-andin (Jordan et al., 1983b). Au Mésozoïque, une période de forte extension permet le développement d'un bassin arrière-arc important, situé entre 21°S et 27°S (Mpodozis et Ramos, 1990). L'orientation très oblique de la plaque Nazca par rapport à la marge andine entraîne la formation du système décrochant d'Atacama. Ce dernier contrôle alors l'emplacement du batholite côtier le long de la Cordillère Côtière entre le Jurassique et le Crétacé (Naranjo et al., 1984). Au Crétacé moyen, l'extension forme des grabens dans l'Altiplano-Puna (Salfity, 1984), puis à la fin du Crétacé, la phase de tectonique compressive appelée « péruvienne » a induit l'inversion tectonique du système (Mpodozis et Ramos, 1990). Lors de la scission de la plaque Farallón en deux plaques, Nazca et Cocos, la vitesse de convergence de la plaque Nazca par rapport à la marge andine a augmenté, et le pendage du slab a diminué (Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Somoza, 1998). Ces évènements sont synchrones de la phase de compression majeure Quechua, depuis 25 Ma, qui a inversé les bassins formés dans les hauts plateaux (Sempere et al., 1990 ; Allmendinger et al., 1997).

c) Les Andes centrales du Sud

Les Andes centrales du Sud sont situées entre 27°S et 35°S entre l'Argentine et le Chili. D'ouest en est, on distingue cinq sous domaines : la Cordillère Côtière, la Dépression Centrale, la Cordillère Principale, la Cordillère Frontale, le bassin d'avant-pays et les Sierras Pampeanas par endroits (Jordan et al., 1983b). Cette partie des Andes a connu une phase d'extension majeure au début du Mésozoïque, qui a provoqué l'ouverture d'un bassin marginal à 300 km de la fosse, rempli ultérieurement par des séquences volcano-clastiques (Charrier, 1984). Des failles normales à faible pendage contrôlent l'extension vers 27°S

(Mpodozis et Allmendinger, 1993) à l'ouest de la chaîne, tandis que la partie orientale présente des failles normales à forts pendages. La réorganisation des plaques à la fin du Crétacé met fin à la phase extensive (Mpodozis et Ramos, 1990). L'arc magmatique présent entre le Jurassique et le Paléogène, subit une migration vers l'Est (Ramos, 1988 ; Stern, 1991) en lien avec une diminution du pendage de la plaque plongeante (Jordan et al., 1983a). Entre 36 Ma et la fin de l'Oligocène, le taux de convergence de la plaque Nazca est faible, et entraîne de l'extension et la formation de bassins dans la Cordillère Principale au Chili (Charrier et al., 2002). Puis, lorsque le taux de convergence de la plaque Nazca augmente à partir de 21 Ma, cela induit une phase compressive qui inverse ces bassins (Charrier et al., 2002).

A partir de 15 Ma, l'entrée en subduction de la ride Juan Fernandez va avoir une forte influence sur le régime tectono-magmatique de la plaque supérieure. Une phase de surrection rapide de la Cordillère Côtière a été datée entre 10,5 Ma et 4,6-2 Ma, au niveau de Santiago du Chili (Farias et al., 2008). L'arrêt du volcanisme d'arc entre 7 et 4 Ma, puis la migration de l'arc volcanique quaternaire vers l'Est, jusqu'à 700 km de la fosse pour les principaux édifices (Kay et al., 1991), peuvent être reliés à la subduction de la ride Juan Fernandez. De même que la forte activité sismique observée au niveau de la Précordillère andine et des Sierras Pampeanas, où une surrection majeure a lieu depuis 3 Ma (Zapata et Allmendinger, 1996 ; Giambiagi et al., 2003). Globalement, les Andes du Sud ont subi un raccourcissement d'environ 140 à 160 km (Introcaso et al., 1992).

I.2.3. Les Andes méridionales

Les Andes méridionales ou Cordillère de Patagonie, se situent entre 35°S et 55°S. Ce segment andin présente une morphologie très différente des autres puisque la topographie décroit progressivement du nord vers le sud, passant d'altitudes d'environ 3500 mètres à des reliefs de faible altitude, d'environ 1000 m. Ce segment se divise en sous domaines, entre 35°S et 42°S, d'ouest en est : la Cordillère Côtière, la Dépression centrale, la Cordillère Principale, la zone sub-andine et localement le plateau de Somuncara. Puis, au sud de 46°12'S, latitude du point triple du Chili, la Cordillère comprend la Cordillère de Patagonie, le massif de Deseado à l'est et la Cordillère de Darwin au sud. Ce segment entre le point triple du Chili et la Terre de Feu présente des dépressions transverses à la chaîne occupées par des lacs postglaciaires (Scalabrino et al., 2011).

I.3. Les zones volcaniques andines

Une autre segmentation des Andes, fondée sur l'activité volcanique, a été définie par Thorpe et al. (1981) qui distingue les trois segments suivants : la zone volcanique du Nord (Northern Volcanic Zone : NVZ) entre 5°N et 2°S, la zone volcanique centrale (Central Volcanic Zone : CVZ) entre 15°S et 28°S, la zone volcanique du sud (Southern Volcanic Zone : SVZ) de 35°S à 46°S et la zone volcanique australe (Austral Volcanic Zone: AVZ) au sud de 48°S. Les différents segments andins sont décrits plus loin dans ce chapitre.

La chaîne andine et le volcanisme qui lui est associé forment un archétype de zone de subduction. La subduction de la plaque océanique Nazca sous la plaque continentale sud-américaine entraîne la déshydratation de la plaque plongeante puis sa fusion lorsque le pendage du slab est suffisamment important, les magmas ainsi formés alimentent alors les arcs volcaniques (Aubouin et al., 1984). Le volcanisme et l'évolution tectonique de toute la marge andine sont fortement dépendants des caractéristiques de la subduction : autant en termes de géométrie, suivant le pendage et l'obliquité de la plaque plongeante, que de morphologie des plaques concernées. En effet, la présence d'hétérogénéités thermiques et d'anomalies topographiques sur la plaque plongeante peuvent modifier les forces de friction entre les deux plaques et augmenter le couplage entre celles-ci.

La répartition spatiale ainsi que les variations géochimiques des magmas produits par les arcs volcaniques en surface reflètent en grande partie les caractéristiques et la géométrie du slab. Il a été montré en effet qu'une plaque en subduction horizontale (dont le pendage est inférieur à 10°) appelée « flat slab » ne plonge pas assez profondément pour entrer en fusion et produire du magma. Cela s'exprime sur la plaque sus-jacente par une zone sans volcanisme, comme c'est l'exemple du segment des Andes centrales du Nord entre 5 °S et 14°S. La subduction horizontale a lieu lorsque la plaque en subduction comporte une croûte jeune et chaude dont la densité est trop faible pour permettre son plongement. En outre, la présence de reliefs, comme des rides asismiques (Juan Fernandez, Nazca) sur la surface de la plaque plongeante, augmente la friction et le couplage entre les deux plaques, ce qui peut diminuer l'angle de la subduction qui est normalement de 30°. On observe alors un élargissement anormal de l'arc volcanique sus jacent, comme entre 2,5 °N et 1°S dans les Andes du Nord.

Les arcs volcaniques se forment lorsqu'a lieu l'hydratation du coin de manteau par la plaque plongeante, qui abaisse alors son point de fusion. La fusion du coin de manteau péridotitique métasomatisé devient la source du volcanisme d'arc observé en surface. Les régions où l'angle de la subduction est de 30° environ présentent un arc volcanique actif comme dans les quatre zones volcaniques andines du nord, centrale, du sud et australe (voir figure 2.2).

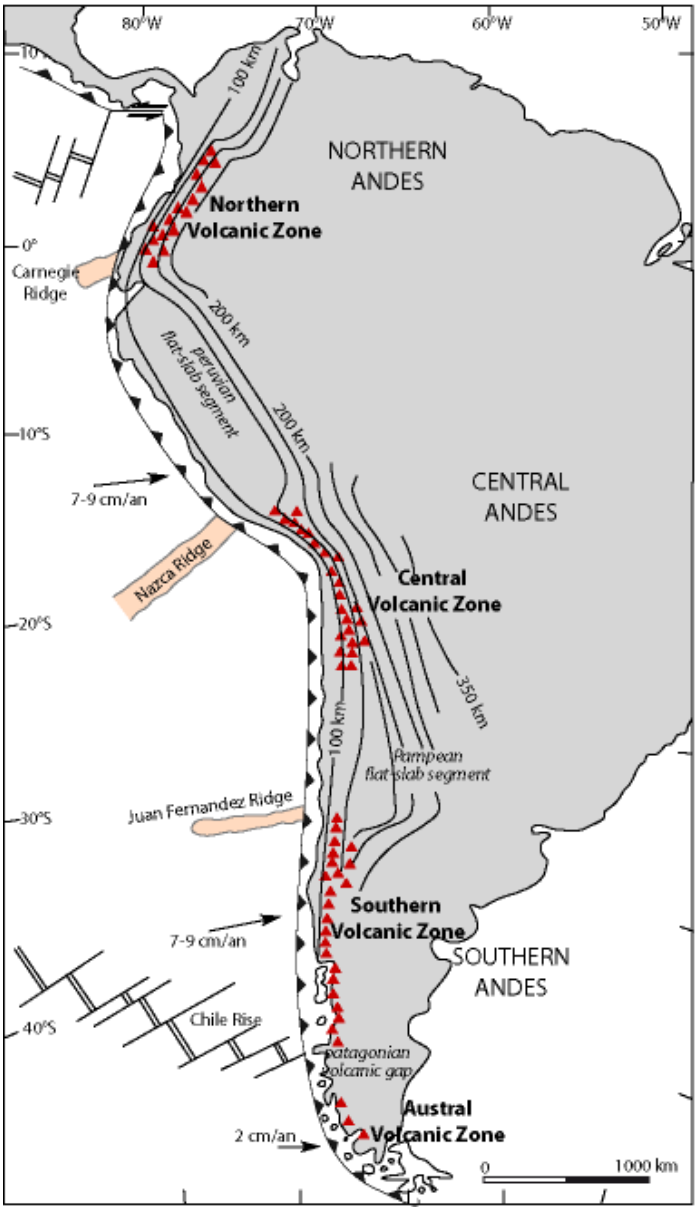


Figure 2.2.

Segmentation du volcanisme actuel des Andes. Les triangles sont les volcans du Quaternaire. La profondeur du toit de la plaque en subduction est indiquée par des lignes isobathes continues, avec des profondeurs en kilomètres. La fosse de subduction est représentée par une ligne avec des indentations triangulaires sur la plaque chevauchante. Les zones d'accrétions des rides océaniques du Pacifique sont indiquées par des doubles traits, avec les transformantes perpendiculaires en traits simples (ride du Chili et des Galapagos). Les rides sous-marines de Juan Fernandez, Nazca et Carnegie sont également indiquées, et limitent localement les zones de subduction normale des zones de subduction plate. D'après Stern (2004).

La marge andine active présente une alternance d'arcs volcaniques actifs, surplombant les zones de subduction de la plaque océanique Nazca ayant un pendage normal (30°) et de zones sans volcanisme, localisées là où la subduction de la plaque Nazca est subhorizontale.

Les secteurs où la subduction est subhorizontale sont caractérisés par l'émission de magmas à signature adakitique ou alcalins, provenant de la fusion de la croûte océanique plus jeune et plus chaude comme au niveau de la subduction de la dorsale active du Chili (Espinoza et al., 2005, 2006, Scalabrino et al., 2009) comme l'illustre la figure 2.3. L'absence de volcanisme associée à la subduction horizontale s'explique par le déplacement du prisme asthénosphérique vers l'Est et son éloignement de la fosse, donc à la superposition directe du slab et de la croûte continentale (Barazangi et Isacks 1976) ne permettant pas sa fusion.

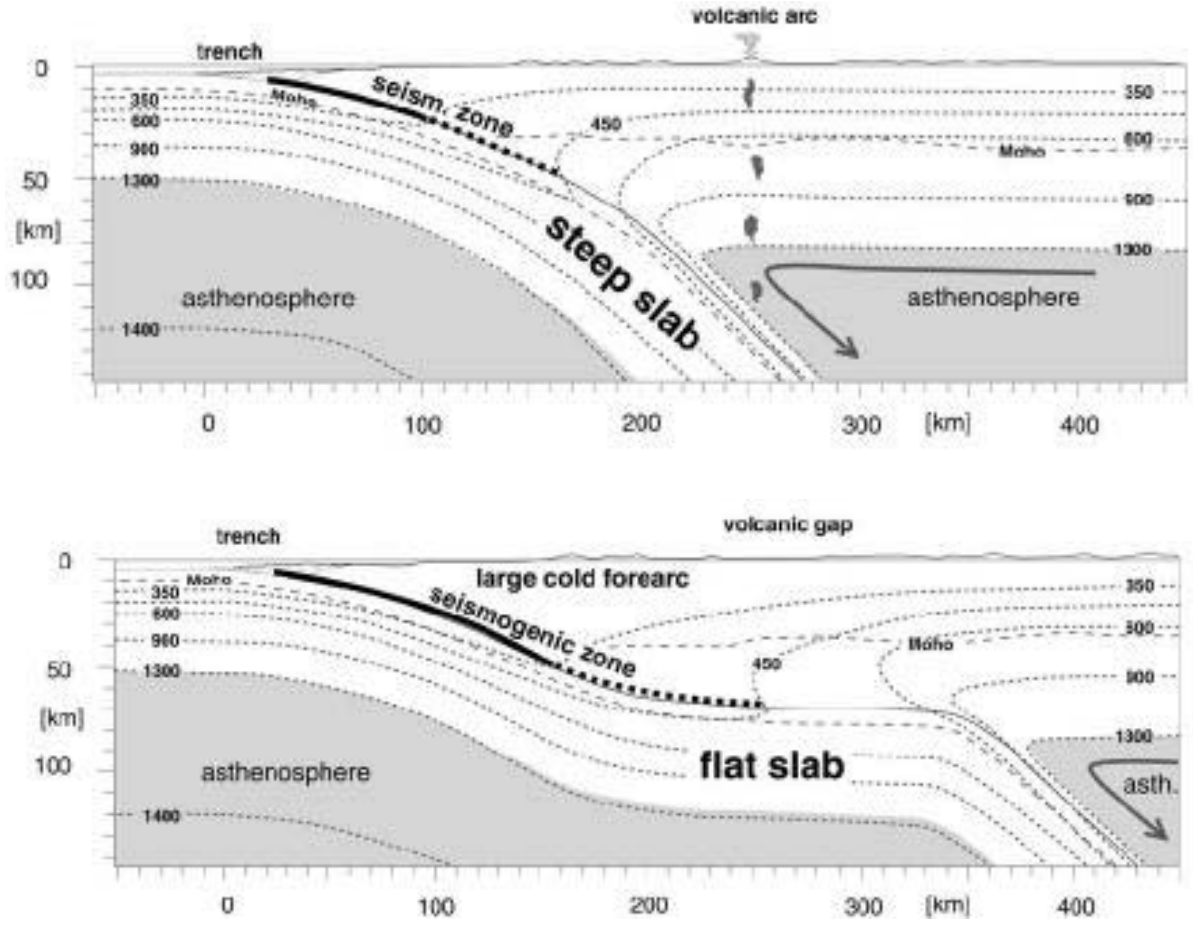


Figure 2.3. Coupes schématiques de la structure sismogénique et thermique de la subduction selon la pente de la plaque subduite : En haut, fort pendage de la plaque en subduction, et développement d'un arc magmatique classique bien défini. En bas : faible pendage et subduction plate, avec formation d'une large zone sismogénique et absence de volcanisme (d'après Gutscher et al., 2000).

I.3.1. La zone volcanique septentrionale

La zone volcanique du nord, Northern Volcanic Zone NVZ, est formée par une série de volcans actifs qui s'étendent dans les Cordillères Occidentale et Centrale de Colombie au

sud de 5° N (Méndez Fajury, 1989), puis dans la dépression interandine d'Equateur jusque vers 2°S (Hall et Beate, 1991 ; Robin et al., 1997). Les roches issues de l'activité volcanique de la NVZ ont des compositions allant des andésites basaltiques aux andésites, et sont plus primitives que les produits de la zone volcanique centrale (CVZ) (Thorpe et al., 1984).

I.3.2. La zone volcanique centrale

La zone volcanique centrale, ou Centrale Volcanic Zone CVZ (figure 2.4) est largement développée le long de la Cordillère Occidentale d'Arequipa jusqu'au nord du Chili. Des centaines de volcans, répartis dans toute la région, sont caractérisés par le fait qu'ils sont formés au dessus d'une croûte continentale épaisse de plus de 70 km, et les produits de leur activité sont fortement différenciés. Les édifices sont majoritairement des stratovolcans produisant des laves andésitiques à dacitiques.

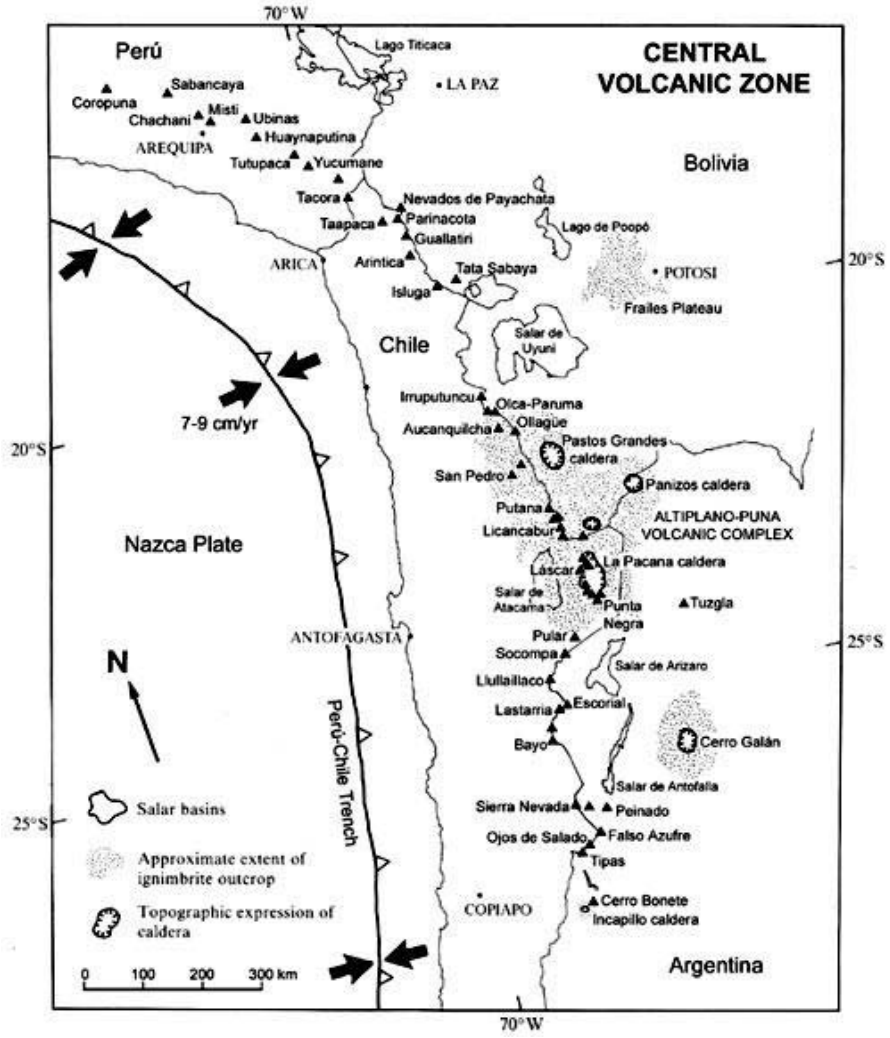


Figure 2.4.

Carte de la zone volcanique centrale des Andes montrant les grands systèmes ignimbritiques à calderas en grisé et les principaux édifices volcaniques quaternaires en triangles. D'après de Silva et Francis, 1991.

L'activité magmatique de cet arc et dans le sud du Pérou est contrôlée par la vitesse de convergence de la plaque Nazca. Entre 60 et 30 Ma le taux de convergence était lent, environ 5 cm/an et accompagnait une période de quiescence magmatique. Puis la convergence s'est accélérée jusqu'à atteindre 15 cm/an vers 30-25 Ma, et concorde alors avec une période de forte activité magmatique (Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Sébrier et Soler, 1991 ; Somoza, 1998). Depuis 3 Ma, ce taux aurait de nouveau diminué au niveau des latitudes des Andes centrales selon Somoza (1998), Norabuena et al. (1999) et Gagnon et al. (2005).

I.3.3. La zone volcanique méridionale

La zone volcanique méridionale ou Southern Volcanic Zone SVZ, est située entre 33°30'S et 46°30'S et forme la partie sud des Andes centrales. Les volcans la constituant ont été actifs depuis la fin du Cénozoïque et sont localisés du côté chilien de la Cordillère andine. La moitié nord de la SVZ présente les traces d'une influence crustale dans la composition des magmas, andésitiques et dacitiques (López Escobar et al., 1995). Les produits magmatiques issus de la zone située au sud de 37° S, ont des compositions s'échelonnant des basaltes à des rhyolites, mais ce sont majoritairement des basaltes et des andésites basaltiques. Cette province volcanique est fortement contrôlée par de grands décrochements comme le système Liquiñe-Ofqui (Hervé, 1994). L'augmentation de l'angle de la subduction au sud de 35° S, qui passe de 30° à 40° sous l'arc volcanique, de même que la migration de l'arc vers la fosse depuis le Pliocène révèlent le faible couplage entre les plaques Nazca et Amérique du Sud, et expliquent la prédominance de magmas faiblement différenciés (Stern, 1990).

I.3.4. La zone volcanique australe

La zone volcanique australe, Australe Volcanic Zone AVZ, définie par Stern et Kilian (1996) comprend les volcans des Andes du sud ou de Patagonie, qui sont associés à la subduction de la dorsale du Chili, au sud de la lacune volcanique (Stern et al., 1976).

II. GÉOLOGIE DES ANDES CENTRALES

II.1. Les grands domaines morpho-structuraux

Les Andes centrales se divisent en plusieurs domaines morpho-structuraux, plutôt parallèles à la zone de subduction, présentés ici d'ouest en est (figure 2.5).

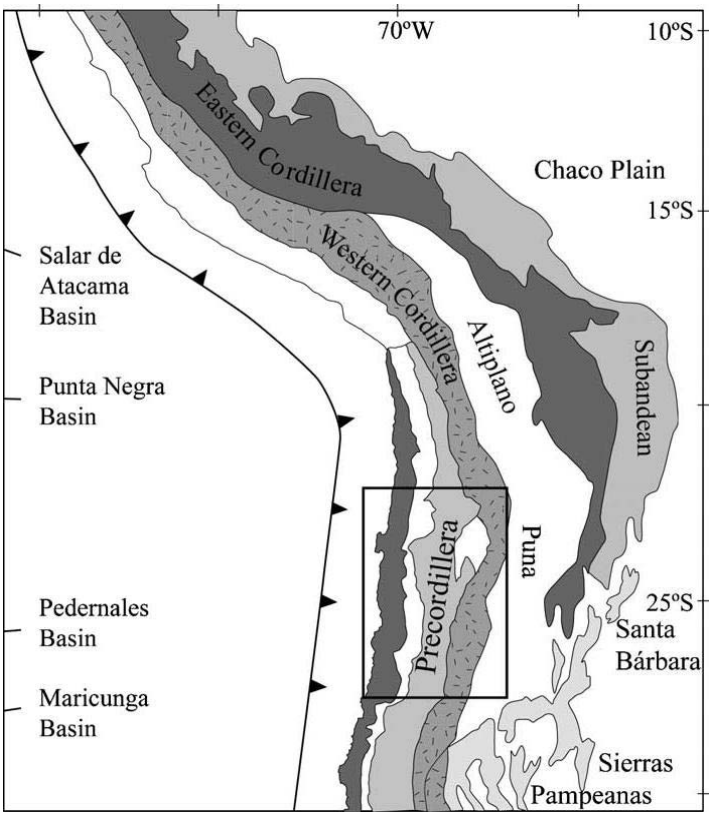


Figure 2.5.

Schéma structural de la zone des Andes centrales, montrant l'organisation des Cordillères principales et de l'Altiplano dans la région du Pérou et du nord Chili et Bolivie. D'après Mpodozis et al. (2005).

II.1.1. La zone avant-arc ou Piémont pacifique

Le substrat du piémont pacifique est constitué principalement des granites de la Cordillère Côtière, injectés dans le socle précambrien. Ces granites sont les restes plutoniques de l'arc volcanique mésozoïque. Durant le Mésozoïque de grands bassins marginaux profonds en extension se sont formés dans l'avant-arc. Les zones entre le batholite côtier et la fosse Pérou – Chili comprennent des bassins recouvrant, orientés ESE-WNW, remplis par des sédiments éocènes à récents (voir la figure 2.6).

II.1.2. La Cordillère Côtière

La Cordillère Côtière de 1500-2000m d'altitude, est formée d'un socle métamorphique précambrien à paléozoïque, le Massif d'Arequipa (Ramos, 2008). Ce dernier est recouvert par des sédiments cénozoïques d'avant-arc. Les gneiss précambriens affleurent là où les conglomérats métamorphiques et les grès du Paléozoïque inférieur sont absents (Gunnell et al., 2010).

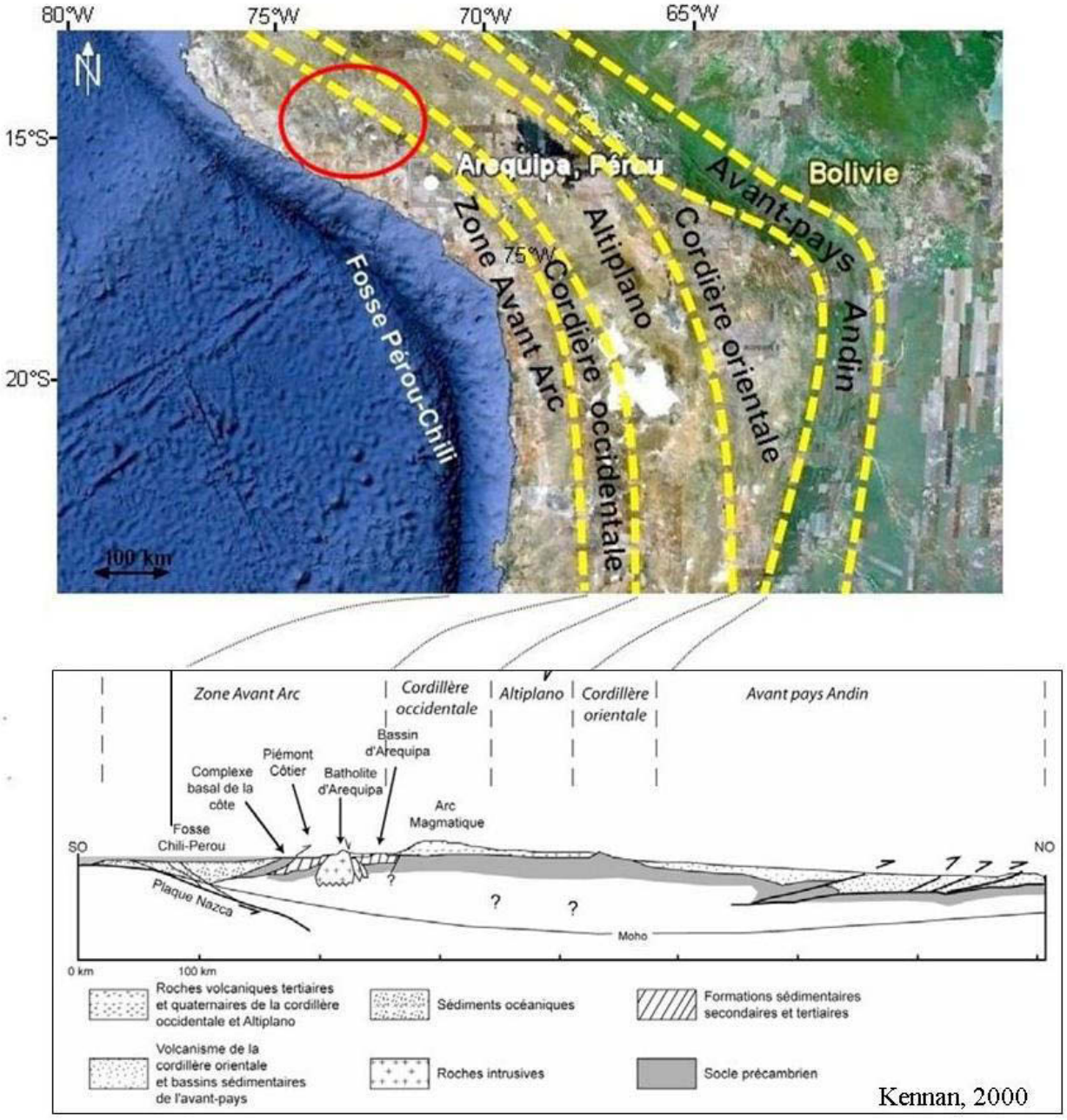


Figure 2.6. En haut : image GoogleEarth des domaines morpho-structuraux des Andes centrales, avec la zone de Cotahuasi indiquée dans l'ellipse rouge (d'après Bréard, 2011). En bas : coupe géologique synthétique simplifiée de la zone sud du Pérou (d'après Kennan, 2000).

II.1.3. La Cordillère Occidentale

Elle est constituée de séries sédimentaires mésozoïques (Jurassique et Crétacé) qui ont été intrudées par des batholites dioritiques et tonalitiques du Crétacé, dits "andins". Le substratum sédimentaire plissé et faillé est recouvert par des roches volcaniques éocènes à holocènes, qui sont surtout des produits de volcans andésitiques et des grandes nappes ignimbritiques rhyolitiques (décrites dans la partie §II.3.). Les générations successives de volcans reposent en grande partie sur l'Altiplano, plateau de très haute altitude : 3700 m en moyenne.

II.1.4. L'Altiplano

Le plateau de l'Altiplano est un bassin endoréique qui s'étend sur 1500 km entre Cuzco (14°S) et le plateau de la Puna en Argentine (27°S). Sa largeur moyenne est de 150 km. Ce plateau est très remarquable puisqu'avec une altitude moyenne de 3700 m et une épaisseur crustale de 60-65 km (Isacks, 1988 ; Beck et al., 1996) il est l'un des plus hauts de monde après le plateau du Tibet. Mais, contrairement à ce dernier, il ne s'est soulevé ni en contexte de collision continentale, ni à la suite d'accrétion de terrains (Allmendinger et al., 1997). Des systèmes de chevauchements opposés contrôlent l'Altiplano sur ses bordures est et ouest. De plus, il est bordé à l'ouest et à l'est par les Cordillères Occidentale et Orientale.

L'Altiplano est composé de salars très étendus, de remplissages sédimentaires quaternaires, et localement de produits volcaniques oligocènes à holocènes, dont des nappes ignimbritiques de grand volume. Le socle ordovicien à crétacé affleure par endroits. Des séries continentales très épaisses (plusieurs kilomètres) remplissent différents bassins cénozoïques au sein de l'Altiplano (Lavenu, 1986). Ces sédiments sont intercalés avec des dépôts volcaniques dans la partie ouest de l'Altiplano.

Selon les études de la paléo-végétation (Gregory-Wodzicki, 2000), des isotopes de l'oxygène sur les carbonates (Garzione et al., 2006) l'Altiplano avait déjà atteint son altitude et sa topographie actuelles il y a 10 Ma. Différents processus parmi d'autres sont invoqués comme étant les principaux moteurs de la croissance du plateau andin: l'addition magmatique (Thorpe et al., 1981; Kono et al., 1988), le raccourcissement distribué (Isacks, 1988; Sheffels, 1995; Kley et Monaldi, 1998; McQuarrie, 2002b; Riller et Oncken, 2003), les variations spatio-temporelles des propriétés de la plaque supérieure, de l'interface entre les plaques et de

la géométrie de la subduction (Jordan et al., 1983 ; Isacks, 1988 ; Gephart, 1994 ; Allmendinger et Gubbels, 1996 ; Kley et al., 1999 ; McQuarrie, 2002a ; Lamb et Davis, 2003; Hoke et Lamb, 2007), la subduction ablative avec délamination et fluage crustal (Kay et al., 1994 ; Lamb et Hoke, 1997; Pope et Willett, 1998; Husson et Sempere, 2003 ; Garzione et al., 2006 ; Schildgen et al., 2007), le charriage cratonique (Lamb et Hoke, 1997), et les gradients d'érosion spatio-temporels (Masek et al., 1994 ; Horton, 1999 ; Montgomery et al., 2001 ; Barnes et Pelletier, 2006 ; Strecker et al., 2007 ; McQuarrie et al., 2008 ; Strecker et al., 2009).

II.1.5. La Cordillère Orientale

La Cordillère Orientale orientée nord-sud marque la limite entre le plateau Altiplano-Puna et le bouclier brésilien à l'Est. Elle est surtout constituée de sédiments paléozoïques et précambriens, ainsi que de roches métamorphiques dans les ceintures de chevauchement. Des volcans boucliers ignimbritiques, sources de produits de compositions peralumineuses, affleurent de façon irrégulière le long de la bordure ouest de la Cordillère Orientale. Ils sont datés de ~12 à 4 Ma. Contrairement à l'arc principal, ces roches sont plus issues de la fusion de matériel crustal que des conséquences de la subduction (Carlier et al., 2005).

II.1.6. L'Avant-pays andin

La zone subandine, large de 100-200 km, est formée d'une ceinture de plis et de chevauchements superficiels, ainsi que d'un bassin actif d'avant-pays (Jordan et al., 1983a; Baby et al., 1992 ; Christophoul et al., 2002). Ces reliefs de basse altitude constituent le flanc est des Andes de Bolivie et de l'extrême nord de l'Argentine. Les épisodes de déformation compressive ont affecté des strates du Paléozoïque supérieur et du Tertiaire. Les plissements et chevauchements n'ont pas affecté la zone subandine avant la fin du Miocène et ont été actifs au moins jusqu'au Pléistocène. Ces plis à vergence est et les chevauchements à pendage ouest ont accommodé entre 30 et 80 km de raccourcissement horizontal (Martinez et al., 1997; Mingramm et Russo, 1972 ; Martinez et Tomasi, 1978 ; Mingramm et al., 1979).

II. 2. Les grands ensembles chrono-stratigraphiques

II.2.1. Le socle précambrien métamorphique

Le massif d'Arequipa appartient au bloc crustal Protérozoïque d'Arequipa-Antofalla (Loewy et al., 2004). Ce socle précambrien, appelé complexe basal côtier, constitue l'encaissant des roches et dépôts décrits par la suite. Ce socle est constitué de roches métamorphiques du Protérozoïque, essentiellement des gneiss à faciès granulitique datés entre 2 et 1,9 Ga (Wasteneys et al., 1995 ; Wörner et al., 2000b), mais aussi des amphibolites et méta-sédiments. Ces roches sont recoupées par des intrusions mésozoïques (granodiorites et pegmatites) du Batholite d'Arequipa. Ce substratum précambrien métamorphique est caractéristique de la CVZ dans le sud du Pérou (Wilson, 1989), puisqu'il est inexistant dans la NVZ et la SVZ où la croûte mésozoïque à cénozoïque est plus récente.

Le Batholite côtier du Pérou s'étend sur plus de 1600 km de long et 65 km de large, et comprend plus de 1000 plutons (Wilson, 1989). Ce batholite est découpé en « super-unités » qui représentent chacune un évènement magmatique calco-alcalin différent, avec une composition allant des gabbros aux leucogranites, les termes intermédiaires (tonalites et granodiorites) étant majoritaires (Vargas, 1970). La branche orientale du Batholite côtier, représentée par le Batholite d'Arequipa, s'est mise en place dans une zone de décollement datée du Mésozoïque supérieur (Vicente, 1990 dans Mering et al., 1996) formée dans le socle précambrien, entre le Piémont pacifique et la Cordillère Occidentale. Les plutons sont intrusifs dans les sédiments du Groupe Yura. Les « super-unités » se sont mises en place entre le Jurassique et le Paléocène de 190 à 61 Ma (Boily et al., 1989). Localement, la fin de l'activité magmatique liée à la formation du Batholite d'Arequipa a été datée à ~62 Ma à la mine du Cerro Verde (Quang et al., 2003), et des âges compris entre 59 et 67 Ma ont été publiés concernant la branche orientale du Batholite côtier dans la région d'Arequipa (Beckinsale et al., 1985 ; Mukasa, 1986a,b). Une étude plus récente portant sur l'origine et la construction du batholite côtier a été publiée par S. Demouy (thèse 2012).

II.2.2. Les sédiments mésozoïques

Plusieurs séries de sédiments marins d'eau peu profonde se succèdent du Jurassique inférieur au Crétacé inférieur. La Formation Socosani est formée de calcaires, de grès,

d'ardoises, de fossiles ainsi que d'intrusions andésitiques. Le Groupe Yura du Jurassique supérieur est constitué à sa base de calcaires, grès et lutites, d'andésites et granitoïdes intrusifs puis il comporte des brèches volcaniques et des andésites, et enfin, des grès recristallisés, des siltites et calcaires limoneux qui varient latéralement en quartzites et grès (Benavides, 1962, 1999). Les formations du Crétacé inférieur puis du début Paléocène comme Murco, Arcurquina, Huanca et Sotillo, succèdent au Groupe Yura. Elles se composent de lutites et grès, excepté Arcurquina qui comprend des calcaires (Jenks, 1948).

II.2.3. La sédimentation cénozoïque du Piémont pacifique

Le Piémont pacifique est constitué d'un bassin sédimentaire d'avant arc qui s'est formé durant le Cénozoïque entre les Cordillères Côtière et Occidentale. Ce bassin de subsidence appelé bassin Moquegua dans le sud du Pérou, est rempli par les dépôts sédimentaires du Groupe Moquegua (~50 à 4 Ma) (Steinmann, 1929). Ces séries alluviales détritiques continentales comprenant des argilites, des grès et des conglomérats ont une épaisseur de plusieurs centaines de mètres. Dans la stratigraphie péruvienne la formation Moquegua comprend deux unités, une inférieure et une supérieure, séparées par une faible discordance angulaire.

Les travaux récents de Roperch et al. (2006), Decou et al., (2011) ont permis de distinguer quatre unités dans la formation Moquegua, nommées A, B, C et D. L'unité inférieure de la formation Moquegua, Moquegua A (MoqA), recouvre les roches intrusives du Batholite côtier vers l'ouest (vallées Caraveli et Ocoña) et affleure dans un sub-bassin au nord-ouest et plus à l'Est (vallée du rio Vitor). La sédimentation débute à 50 Ma (Roperch et al., 2006) et est graduelle et variée, allant de boues de coulées de débris ainsi que d'argiles rarement gypsifères vers l'ouest, à des gypses primaires massifs et des argiles secondaires. Aucun dépôt volcanique n'est intercalé dans l'unité sauf vers Caraveli où un niveau blanchâtre tufacé remanié de ~15 m d'épaisseur apparait dans la partie supérieure de l'unité. L'activité volcanique à l'origine de ce dépôt est assez éloignée et correspond à l'arc Andahuaylas-Anta. Son âge stratigraphique maximal est de ~ 44 ± 1 Ma (Roperch et al., 2006), donc la limite entre MoqA et Moquegua B (MoqB) est estimée à 40 Ma (voir la figure 2.7, Decou et al., 2011).

L'unité MoqB se dépose entre 40 et 30 Ma dans les deux sub-bassins NW et SE. Elle est composée d'argiles, siltites et grès rougeâtres à sa base. En remontant vers sa partie

supérieure, de plus en plus de grès et de conglomérats sont intercalés, mais elle ne comporte pas de niveaux volcaniques. La limite MoqB-MoqC se situe vers 30 Ma selon les datations ^{40}Ar-^{39}Ar effectuées par Roperch et al. (2006). L'unité Moquegua C (MoqC) se dépose entre 30 et 15-10 Ma et contient une grande variété de dépôts clastiques allant de conglomérats à des grès et argiles. Les auteurs Decou et al. (2011) divisent MoqC en deux sous-unités C1 à sa base, puis C2. Entre 30 et 25 Ma, C1 est constituée de sables et sédiments fins et ne contient pas de niveaux volcaniques, à l'instar de MoqB. La sous-unité supérieure C2, comporte des sédiments grossiers, conglomérats et beaucoup de matériel tufacé et d'ignimbrites intercalées, notamment une ignimbrite datée 16,25 ± 0,10 Ma (Thouret et al., 2007) dans le rio Majes. La limite MoqB-MoqC vers 30 Ma marque le début d'une activité volcanique régionale, puis la limite C1-C2 témoigne d'un pulse majeur du volcanisme, avec la mise en place d'ignimbrites volumineuses (Decou et al., 2011).

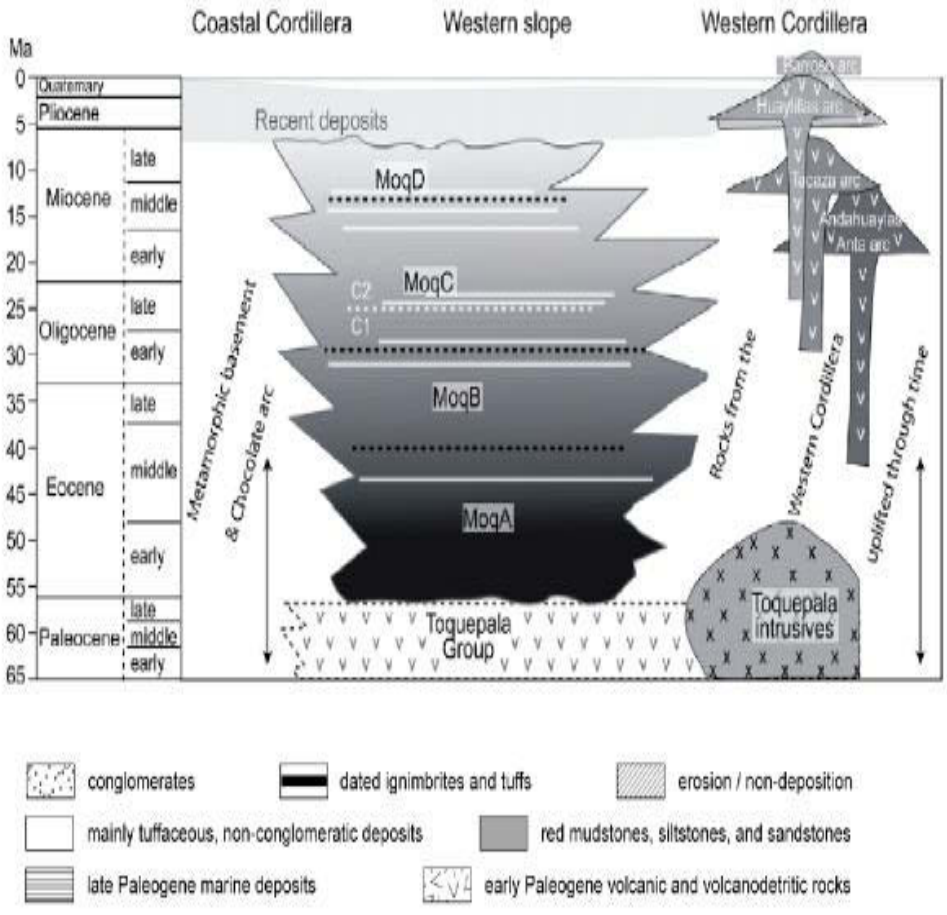


Figure 2.7. Schéma chronostratigraphique de la formation Moquegua déposée entre les Cordillères Côtière et Occidentale, dans la région de Caraveli depuis l'Eocène. Les arcs volcaniques successifs de la Cordillère Occidentale sont aussi représentés ainsi que les intrusifs. Decou et al. (2011).

L'unité supérieure Moquegua D (MoqD) est formée surtout de conglomérats volcanoclastiques grossiers et inclut quelques niveaux volcaniques (ignimbrites et retombées de ponces) intercalés dans sa partie supérieure. Cette unité repose généralement sur une surface d'érosion. Un niveau ignimbritique d'environ 10 m d'épaisseur s'est mis en place dans l'accumulation épaisse de conglomérats grossiers dans sa partie sommitale (Tosdal et al., 1981). Par endroits cette ignimbrite montre des variations rapides d'épaisseur sur une base irrégulière indiquant qu'elle repose alors sur la même surface d'érosion que les sédiments. Son âge permet donc d'évaluer l'âge de la limite entre MoqC et MoqD. Cependant les âges ^{40}Ar–^{39}Ar sur feldspaths trouvés par différents auteurs indiquent une gamme assez large d'âges : Thouret et al. (2007) ont trouvé 14,25 ± 0,08 Ma dans la vallée de Sihuas et 16,25 ± 0,1 Ma dans la vallée du rio Majes pour une ignimbrite équivalente stratigraphiquement. Les âges de Schildgen et al. (2009) quant à eux, s'étendent de 16,34 Ma, à 14,06 Ma. L'hypothèse qu'il s'agisse en fait de deux nappes ignimbritiques successives a été émise pour expliquer ces différences d'âges. Ainsi, un pulse volcanique mettant en place deux nappes ignimbritiques entre 16 et 14 Ma représente la limite entre les deux unités MoqC et Moq D.

III. TECTONIQUE ET GÉOMORPHOLOGIE DES ANDES DU SUD DU PÉROU

III.1. Evolution tectonique

III.1.1. Historique des phases tectoniques

Dans les Andes Centrales, Steinman (1929) a distingué trois phases principales de tectonique compressive lors du cycle orogénique andin : Péruvienne, Inca et Quechua, datées respectivement du Crétacé supérieur, Eocène supérieur et Miocène supérieur (Aubouin et al., 1973 ; Audebaud et al., 1973 ; Mégard, 1973, 1978 ; Dalmayrac et al., 1977, 1980 ; Martinez, 1978 ; Maksaev , 1978 ; Noble et al., 1979). Cependant, la suite de leurs travaux ainsi que ceux d'autres auteurs (Mortimer, 1973 ; Soulas, 1975, 1977; Kussmaul et al., 1977 ; Sébrier et al., 1979, 1980, 1982 ; Coira et al., 1982 ; Lahsen, 1982 ; Mégard, 1984 ; Mégard et al., 1984) ont permis de distinguer neuf pulses compressifs distincts, ayant des amplitudes et des localisations variables. Ils ont eu lieu pendant l'Albien, le Santonien, Le Crétacé supérieur-Paléocène, Eocène supérieur, Oligocène supérieur, Miocène inférieur, Miocène moyen,

Miocène supérieur, Pliocène-Quaternaire. A l'Eocène supérieur (42 Ma), une phase de compression majeure dans les Andes centrales a eu lieu, selon une direction de raccourcissement NE-SW, parallèle à la direction de convergence de la plaque Farallón vers la plaque sud-américaine (Pilger, 1983). Une discordance entre la formation Toquepala et Moquegua inférieure dans le Piémont témoigne de cet épisode.

L'évolution tectonique depuis l'Oligocène est sujette à débat, puisque cette période inclut l'orogenèse et le soulèvement des Andes centrales, qui sont l'objet de nombreuses études. L'épaississement crustal des Andes a été expliqué par un modèle selon Isacks (1988), qui stipule qu'il s'est formé majoritairement par raccourcissement tectonique, bien plus que par addition magmatique dans la croûte. Ce paradigme a probablement influencé et biaisé les observations et les interprétations de la tectonique régionale dans les travaux ultérieurs. Par exemple, des structures extensives ont été négligées, étant considérées comme non pertinentes dans le cas de l'orogénèse andine. Or, il s'avère que des structures ayant des géométries issues de contraintes compressives s'observent aussi dans des contextes extensifs, comme des failles cachées qui forment des flexures évoluant en failles normales. Donc après avoir revu les types de structures tectoniques selon ces nouvelles informations, il se vérifie que l'avant-arc, l'arc et le sud-ouest de l'Altiplano ont été dominés par de la transcurrence, dont de la déformation transpressive et de l'extension depuis ~30 Ma (Sempere et al., 2004 ; Sempere et Jacay, 2006, 2007). Au contraire, le nord-est de l'Altiplano, la Cordillère de l'Est et la ceinture sub-andine ont subi un raccourcissement très significatif. Dans la région de l'arc, l'orogénèse est en concurrence avec de l'extension, avec peu ou pas de contraction, donc cela semble confirmer l'idée selon laquelle la plupart de l'épaississement crustal de la région s'est fait par accrétion magmatique (James, 1971b ; Kono et al., 1989 ; James et Sacks, 1999).

III.1.2. Processus tectoniques à l'Est: l'arrière-arc et l'avant-pays.

L'arrière-arc andin est généralement une ceinture de plis et chevauchements à vergence est comme dans les modèles théoriques d'arrière-arc (Allmendinger et al., 1983 ; Roeder et Chamberlain, 1995). Cependant, la vergence, la quantité de raccourcissement et le style de déformation varient longitudinalement (Jordan et al., 1983 ; Kley et al., 1999). L'évolution de l'avant-pays dépend de la subsidence flexurale qui est générée par la croissance de l'orogène et de l'apport sédimentaire provenant de l'érosion.

Dans les Andes centrales, le raccourcissement s'exprime dans l'arrière-arc, surtout dans la Cordillère Orientale et dans la ceinture sub-andine, mais certaines zones ont aussi subi de l'extension (Folguera et al., 2008). On observe que souvent le raccourcissement s'est propagé par inversion de structures extensionnelles préexistantes. Le régime de contraintes prédominant dans l'avant-arc andin est principalement extensif. Cependant, on observe dans l'avant-arc des structures témoignant de déformations en compression et en transpression, ainsi que des bassins associés (Hartley et al., 2000 ; Gonzalez et al., 2003, 2006a,b ; Victor et al., 2004 ; Mpodozis et al., 2005).

La Cordillère Côtière se distingue par une série d'escarpements topographiques orientés est-ouest entre 19°S et 21,6°S. Ils sont associés à des failles inverses à pendage vers le sud, qui sont des chevauchements purs pour la plupart. Ce régime produit du raccourcissement parallèle à la limite des plaques. (Allmendinger et al., 2005a)

III.2. L'épaississement crustal des Andes du Sud du Pérou

III.2.1. Mise en évidence d'un fort épaississement crustal

Le relief remarquable des Andes centrales s'explique en partie par une épaisseur crustale très importante, qui caractérise l'Altiplano – Puna, et qui permet de supporter un tel relief. Cette croûte particulièrement épaisse a d'abord été mise en évidence par James (1971a), puis les études ultérieures de Wigger et al. (1994), Beck et al. (1996), Zandt et al. (1996), Dorbath et Masson (2000) et Yuan et al. (2002) ont permis d'estimer sa valeur sous l'Altiplano et les Cordillères Orientale et Subandine. Elle varie entre 40 et 70 km (Figure 2.8), atteignant plus du double de l'épaisseur classique d'une croûte continentale. Sous l'Altiplano, l'épaisseur de la croûte de ~75km varie et s'amenuise vers le Sud et vers le Nord jusqu'à atteindre 50 km. Ehlers et Poulsen (2009) proposent différents scénarios impliquant le manteau lithosphérique, ou le coin de manteau lors de la subduction, pour expliquer l'origine de la surrection du plateau de l'Altiplano – Puna.

III.2.2. Mécanismes de l'épaississement crustal

Différents mécanismes permettent d'expliquer que l'épaisseur crustale de la Cordillère Occidentale dépasse 70 km (Allmendinger et al., 1997). Le modèle décrit par Isacks (1988)

explique l'évolution des Andes centrales ainsi: tout d'abord, un épisode de raccourcissement tectonique intense a formé la majeure partie de l'épaississement crustal, puis de l'adjonction magmatique a contribué légèrement à cet épaississement. Cependant, après un nouvel examen des structures des Andes centrales dans leurs parties orientale (nord-est de l'Altiplano, la Cordillère Orientale, la ceinture sub-andine) et Occidentale (l'avant-arc, l'arc ainsi que le sud-ouest de l'Altiplano), Sempere et al. (2008) ont défini deux types d'orogenèses andines.

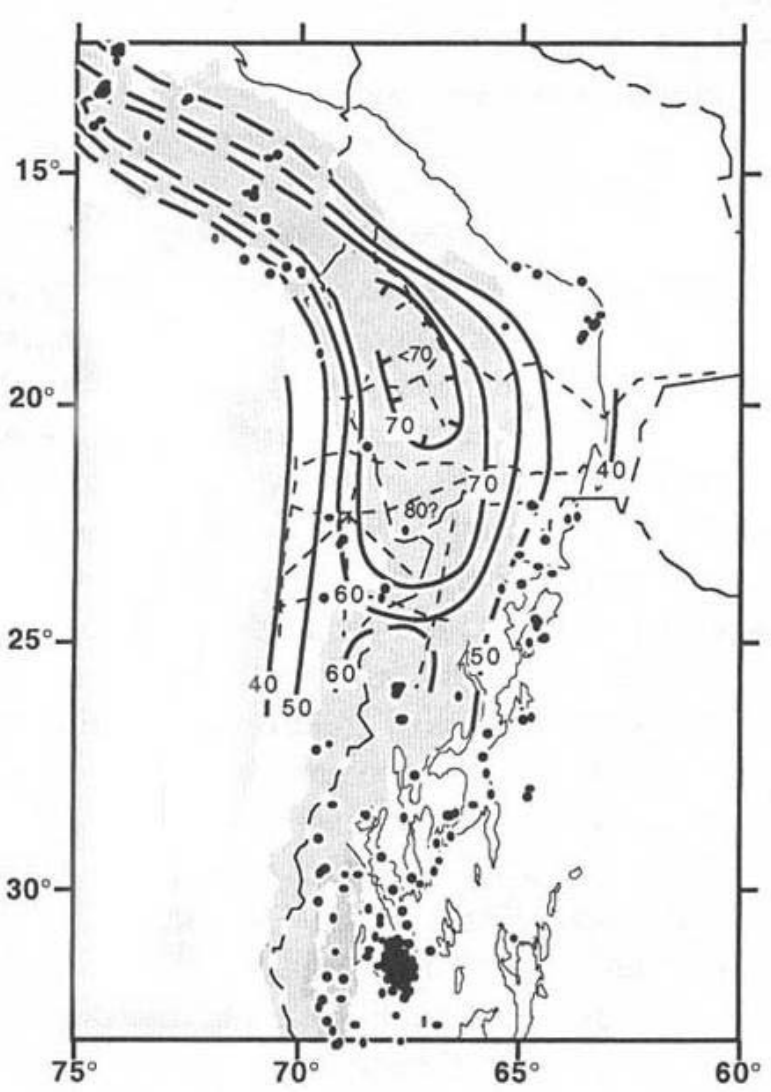


Figure 2.8.

Carte schématique des Andes centrales et du Sud du Pérou (en grisé) montrant les courbes isobathes du Moho sous la chaîne. On observe que les valeurs maximales de 70 km d'épaisseur de croûte se trouvent sous l'altiplano du nord du Chili et de la Bolivie, et que l'épaisseur crustale du sud du Pérou est également très élevée, de l'ordre de 60-65 km. Kennan (2000).

Ainsi, la partie occidentale des Andes a subi de la déformation en transpression et en extension depuis environ 30 Ma (Sempere et Jacay, 2006, 2007). Au contraire, les Andes centrales orientales présentent des structures caractéristiques d'épisodes compressifs, comme l'illustre la ceinture de plis et chevauchements de la zone sub-andine. Or, il apparait peu probable que la croûte réponde à des contraintes transpressives en s'épaississant. La partie la plus épaisse de la croûte dans les Andes centrales se situe au niveau de l'arc volcanique (James 1971a ; Kono et al., 1989), de ce fait, Sempere et Jacay (2008) soulignent que le

magmatisme semble être la cause principale la plus évidente de l'épaississement de la croûte. Ces auteurs définissent ainsi dans le cas du Pérou, les Andes occidentales « magmatiques », et les Andes orientales « tectoniques ». En comparant le calendrier des émissions volcaniques et des phases et taux de raccourcissement entre 19 et 22 °S, Trumbull et al., (2006) montrent que la phase intense de déformation à l'Oligocène précède le volcanisme de 10 Ma.

Les interprétations initialement exposées expliquant l'épaississement des Andes centrales (et du sud du Pérou en particulier) par l'ajout de grands volumes de magmas ne permettent pas d'expliquer le volume global très important de la croûte observé dans ces secteurs. De fait, il y aurait de un à deux ordres de grandeur de différence entre les deux volumes, à moins que l'épaississement crustal n'ait débuté dès le Jurassique. Ce constat est en contradiction avec l'idée couramment proposée qui consiste à initier le soulèvement des Andes centrales vers 25-15 Ma. Depuis cette période, le magmatisme n'aurait guère contribué à plus de 1,5% du volume nécessaire pour construire cette partie de l'orogène Andin.

Bien que le magmatisme ne soit plus considéré comme la source principale de l'épaississement crustal dans les interprétations actuelles, il est important d'évaluer la participation des phénomènes magmatiques, compte tenu de leur importance sur les transferts de chaleur et, par conséquent, sur la rhéologie et le comportement mécanique de la croûte. De façon plus générale, il est aujourd'hui considéré que le raccourcissement crustal est le processus majeur contrôlant l'épaississement considérable de cette région des Andes. Toutefois, une part de l'ordre de 10-20 % de l'épaississement demeure mal expliquée par du raccourcissement seul. L'origine de cet écart est donc attribué à l'un des mécanismes d'apport magmatique, ou par des effets de sous-placage possible de matériaux provenant de l'érosion de l'avant-arc.

III.3. Géomorphologie du Sud du Pérou et des grands canyons

III.3.1. Organisation des systèmes de drainages

Les Andes centrales ont développé une structure géomorphologique remarquable par rapport aux Andes du nord et aux Andes du sud. Il s'agit de l'Orocline bolivien, caractérisé par un changement brutal d'orientation des reliefs topographiques qui sont orientés NE-SW au Pérou, et qui s'orientent N-S au nord de l'Argentine et du Chili. La partie centrale de l'Orocline comprend le plateau central andin (de 11°S à 28°S), large de plus de 500 km et qui

a une altitude moyenne de ~4000 m. La largeur du plateau diminue vers le nord-est et le sud. Les altitudes moyennes sont plus élevées au niveau des marges est et ouest du plateau, certains sommets avoisinent 7000 m d'altitude. Le plateau central andin est occupé par l'Altiplano (Pérou et Bolivie) et la Puna (Argentine). Le plateau Altiplano-Puna est un bassin endoréique complexe, interrompu par les reliefs faibles du socle. Les surfaces planes observées sont des sommets de remplissage de bassins récents. Les régions adjacentes du plateau sont montagneuses mais de relief très faible, et se découpent dans le socle paléo – mésozoïque.

Les bordures du plateau ont un gradient topographique élevé et sont incisées par les rivières qui drainent vers le Pacifique et l'Atlantique. Cependant, la dissection se limite aux bordures du plateau, sa partie interne n'étant incisée que de façon superficielle. La bordure orientale du plateau est plus disséquée au nord de 18°S, en raison des gradients de précipitations actuels. Les régions nord et sud du plateau sont beaucoup plus étroites et ont une altitude moyenne bien plus faible que la zone centrale du plateau : vers 5°N et 45°S l'altitude moyenne est d'environ 500-1000 m et les sommets peuvent atteindre 2000-3000 m d'altitude. La bordure occidentale du plateau andin central est constituée majoritairement de dépôts volcaniques. Les principaux sommets de la Cordillère Occidentale sont des stratovolcans pléistocènes espacés assez régulièrement d'environ 50 km.

La morphologie de la région côtière des Andes centrales s'exprime par plusieurs séquences discontinues de terrasses marines et de levées de plage, témoignant d'un soulèvement progressif de ces terrains, précédemment submergés. Cette zone côtière expose aussi un escarpement le long de la côte, marquant la limite d'une topographie faiblement pentée vers l'océan, appelée rasa que l'on observe depuis Nazca au Pérou jusqu'à Valparaiso au Chili (Paskoff, 1970 ; Regard et al., 2010).

III.3.2. Caractéristiques et origines des canyons

Les versants de l'Ouest de la chaîne andine au sud du Pérou sont caractérisés par une série de canyons, qui drainent les secteurs d'altitude, principalement ceux de la Cordillère Occidentale et de l'Altiplano (voir la figure 2.9). Le creusement de ces canyons résulte de mécanismes multiples et complexes, qui combinent notamment les processus tectoniques (surrection), l'incision par le système de drainage, et l'érosion par évacuation de produits solides depuis les zones en relief vers les zones basses du Piémont pacifique et vers le

Pacifique. L'intensité de ces processus a varié au cours du temps sur l'ensemble de la zone sud du Pérou. En effet, malgré l'hyperaridité de la zone occidentale des Andes du sud du Pérou, l'instabilité climatique à long terme et divers régimes locaux de précipitations ont contribué aux différents styles d'incision et d'érosion observés dans la région. De plus, le soulèvement progressif des Andes du sud du Pérou a conduit à la formation de nouvelles barrières orographiques, modifiant en retour le régime des précipitions et les systèmes de drainage, et accroissant localement les gradients topographiques. A l'échelle de plusieurs millions d'années, ces mécanismes combinés ont conduit à la formation d'un drainage préférentiel spectaculaire, marqué par des systèmes diffus dendritiques ou en rills sur les plateaux ignimbritiques d'altitude et par des chenaux très profonds (2 à 3,5 km), correspondant aux rios Colca, Cotahuasi, Maran etc.

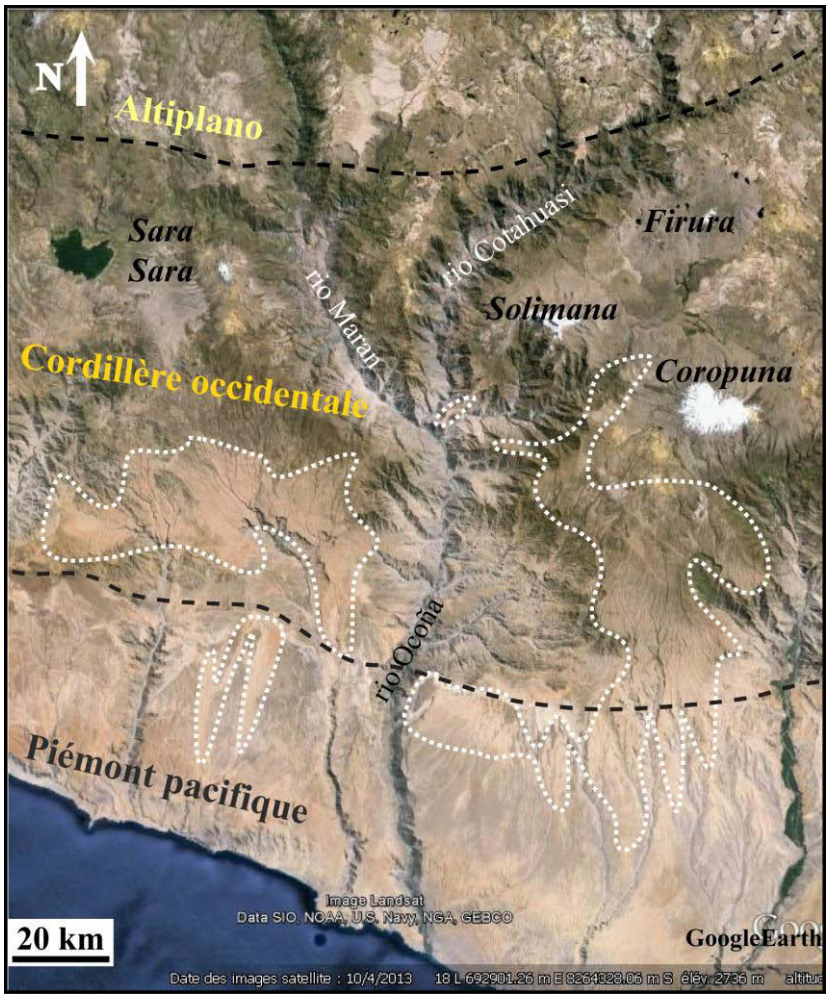


Figure 2.9: Carte de localisation des rios Ocoña – Cotahuasi – Maran et des vallées qui incisent transversalement les trois domaines morpho-structuraux suivants (pointillé noir): l'Altiplano, la Cordillère Occidentale et le Piémont pacifique. Les principales surfaces pénéplanées recouvertes par des ignimbrites sont délimitées par le pointillé blanc.

Ces structures ont récemment retenu l'attention des tectoniciens et géomorphologues car les canyons sont des sites privilégiés d'enregistrement des processus d'incision, d'érosion, de surrection et de dénudation, qui permettent d'analyser les mouvements verticaux à l'échelle de vastes régions. Certaines formations géologiques, dont les isochrones d'origine volcanique (retombées, ignimbrites), déposées de façon contemporaine à l'évolution des canyons, peuvent servir de marqueurs pour qualifier et quantifier les processus indiqués précédemment. Ainsi, de telles études ont montré l'intérêt de cette approche pour analyser les soulèvements cénozoïques de la région du sud du Pérou (Thouret et al. 2007, Regard et al., 2010). Bien que l'objectif de notre travail ne soit pas spécifiquement focalisé sur l'utilisation des ignimbrites d'Ocoña-Cotahuasi pour mesurer ces phénomènes, nous abordons succinctement dans la discussion du mémoire (chapitre 6) l'apport de l'étude du volcanisme ignimbritique pour la caractérisation des mécanismes locaux de surrection et d'érosion.

IV. LE VOLCANISME DE LA ZONE VOLCANIQUE CENTRALE

La zone volcanique centrale notée CVZ (Centrale Volcanic Zone) s'étend de 15°S à 28°S, et comprend 44 édifices volcaniques actifs, 18 centres ou champs d'émission mineurs actifs et au moins six grandes provinces quaternaires potentiellement actives, centres d'émission d'ignimbrites siliceuses ou systèmes caldériques (de Silva, 1989a,b; de Silva et Francis, 1991 ; Stern, 2004). Toutes ces structures sont situées dans les régions de haute altitude (> 4000 m) dans le sud du Pérou, nord du Chili, au sud-ouest de la Bolivie et au nord-ouest de l'Argentine. L'ensemble de ces édifices forme une chaîne presque continue le long du front volcanique de la Cordillère Occidentale, mis à part la lacune volcanique entre les volcans Isluga (19°S) et Urruputuncu (21°S) (Stern, 2004). La déflection d'Abancay sépare la croûte Paléozoïque accrétée au nord, des roches protérozoïques du Massif d'Arequipa, marquant ainsi la limite nord de l'Altiplano. Elle est située à la transition entre la zone de subduction horizontale entre 5°S-15°S avec la limite nord des Andes centrales à partir de 15°S et plus au sud, où le pendage de la plaque en subduction est normal, d'environ 30° (Norabuena et al., 1994 ; Gutscher, 2002). Au cours de l'évolution de la marge active des Andes centrales du nord, le pendage de la plaque en subduction a varié, modifiant l'activité de l'arc volcanique, ainsi que sa localisation et le type de magmatisme produit en surface.

IV.1. Evolution et migration des arcs volcaniques du Crétacé à l'Actuel

Entre la fin du Crétacé et l'Oligocène moyen, la croûte continentale commence à s'épaissir, en réponse à la subduction de la plaque Farallón sous la plaque sud-américaine. La succession des arcs magmatiques a été retracée par Mamani et al., 2009 (voir la figure 2.10).

IV.1.1. L'arc Toquepala

Les roches du groupe Toquepala ne se trouvent qu'au sud de 16°40'S, et ce groupe a une épaisseur de plus de 1,5 km. Il est constitué principalement de roches volcaniques mais aussi de dépôts volcanoclastiques et clastiques à grains-fins. Au nord de 16°40'S, l'arc Toquepala est formé de plutons dans le Batholite côtier. Les produits d'éruptions contemporaines de cet arc affleurent au nord-est, où leur épaisseur peut dépasser 1,5 km. La construction de l'arc Toquepala débute avec la mise en place brutale de dépôts volcanoclastiques grossiers et continentaux qui recouvrent la plateforme carbonatée de l'Albien-Turonien située dans le bassin arrière-arc (Sempere et al., 2002 ; Callot et al., 2008).

Ce changement net dans l'enregistrement stratigraphique a été accompagné de l'inversement de la polarité du bassin. Cela reflète la formation d'un relief émergé en continu qui coïncide avec l'arc, et suggère ainsi que la croûte commence à s'épaissir au niveau de l'arc (Mamani et al., 2009). Cet épisode coïncide aussi avec la mise en place des unités les plus volumineuses dans le Batholite côtier, datées entre 91 et 70 Ma (Mukasa, 1986). De plus, d'importantes nappes ignimbritiques se sont mises en place entre 75 et 65 Ma (Martinez et Cervantes, 2003). L'activité de l'arc a diminué après 50 Ma, les âges mesurés les plus jeunes sont antérieurs à 45 Ma (Clark et al., 1990). Dans l'actuel avant-arc, les roches plutoniques du Batholite côtier de la région de Caraveli sont recouvertes par les strates continentales à grains fins de l'unité Moq A datées entre 50 et 45 Ma (Roperch et al., 2006), ce qui montre que le batholite était déjà en partie exhumé à cette époque.

IV.1.2. L'arc Andahuaylas – Anta

La période comprise entre 45 et 30 Ma est marquée par la migration vers le Nord de l'arc volcanique Andahuaylas – Anta, dans la portion large d'environ 150 km, située entre ~71,3°W et ~74,5°W (Perello et al., 2003 ; Mamani et al., 2009). Ce déplacement est expliqué

par la diminution du pendage de la plaque en subduction dans cette région (Sandeman et al., 1995 ; James et Sacks, 1999), cependant, cela n'entraîne pas de diminution de l'activité volcanique. L'arc est constitué du batholite Andahuaylas – Yauri et des roches volcaniques Anta. Le dépôt de conglomérats grossiers à partir de 44,5 Ma dans l'ouest de l'avant-arc marque le début de la construction du relief andin (Roperch et al., 2006).

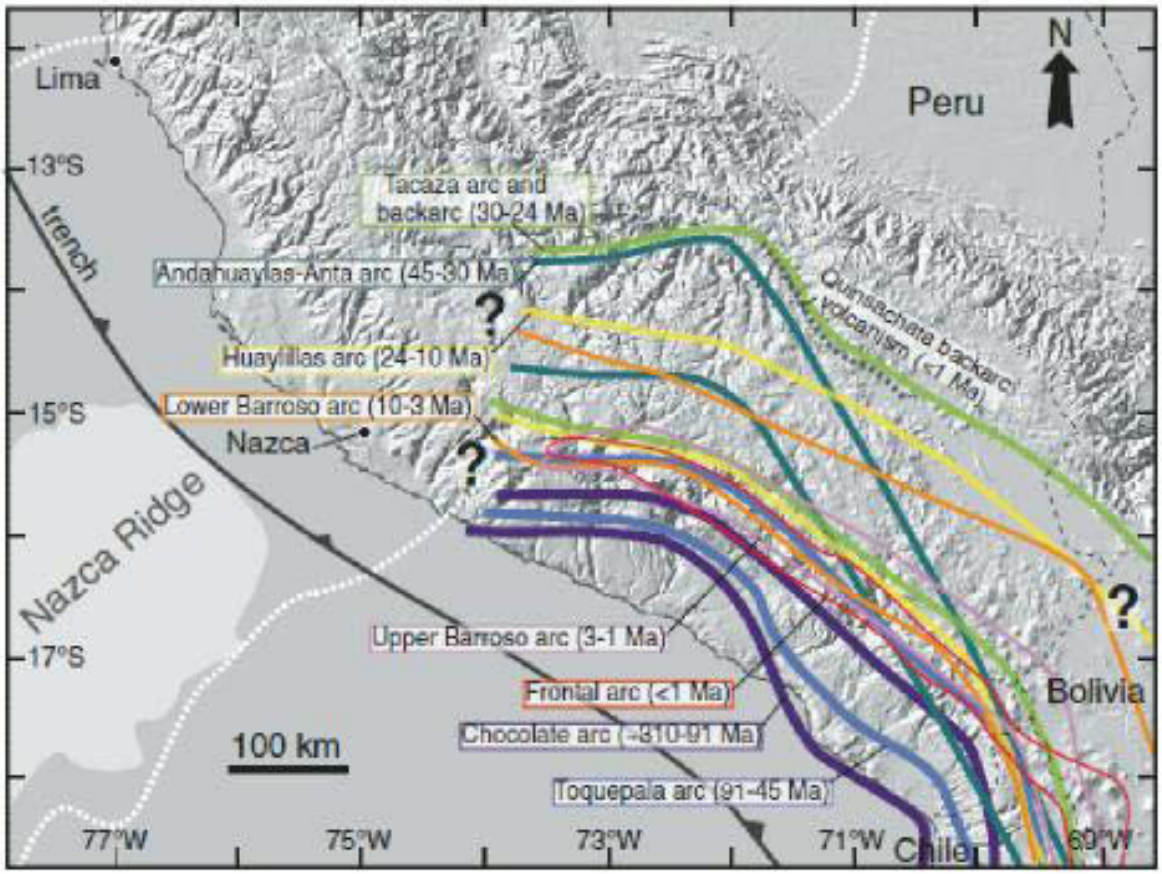


Figure 2.10. Carte de la localisation des différents arcs volcaniques au cours du temps depuis le Crétacé supérieur. Chaque ligne en couleur correspond à un arc dont la période d'activité est notée dans l'encadré de même couleur. D'après Mamani et al. (2009).

L'épaississement crustal initié jusqu'alors s'est développé et est devenu majeur après 30 Ma. Il s'est exprimé en surface par la succession de cinq arcs volcaniques : Tacaza, Huaylillas, Barroso inférieur, Barroso supérieur et l'arc actuel. Ils se sont déplacés peu à peu vers la fosse de subduction, mais leurs frontières géographiques se recouvrent et sont plutôt confondues, et la nature de leurs produits volcaniques ne varie pas systématiquement (Mamani et al., 2009).

IV.1.3. L'arc Tacaza

Entre 30 et 24 Ma, l'activité magmatique mafique de grande ampleur de l'arc Tacaza marque la première étape de la migration de l'arc vers la fosse de subduction (Klinck et al., 1986 ; Wasteneys, 1990 ; Sandeman et al., 1995 ; Fornari et al., 2002 ; Mamani et al., 2004). Le magmatisme débute au sud-ouest de l'Altiplano et dans la Cordillère Occidentale, puis il s'étend jusqu'à couvrir une zone de 320-350 km de large (Mamani et al., 2009) atteignant la frontière bolivienne. Durant cette période, quelques ignimbrites se sont mises en place au sud du Pérou, en Bolivie et au nord du Chili (Jimenez et al., 1993 ; Wörner et al., 2000a ; Roperch et al., 2006 ; Trumbull et al., 2006 ; Charrier et al., 2007).

Les produits de l'arc Tacaza sont majoritairement des laves mafiques riches en potassium, produits non différenciés de la fusion mantellique (Wasteneys, 1990 ; Sandeman et al., 1995). On trouve dans une moindre mesure des magmas calco-alcalins andésitiques, témoins d'une contribution crustale lors de leur genèse. Une discordance sédimentaire majeure relevée dans les bassins d'avant-arc et d'arrière-arc, contemporaine des premières laves Tacaza vers 30 Ma, témoigne de la migration de l'arc vers la fosse océanique. Cette période d'activité de l'arc Tacaza marque la fin des rotations tectoniques le long de la marge sud du Pérou qui ont lieu entre ~35 et 25 Ma (Roperch et al., 2006) et le début d'épisodes tectoniques compressifs à transpressifs dans la Cordillère Orientale à partir de la fin de l'Oligocène jusqu'au début du Miocène moyen (Sempere et al., 1990).

IV.1.4. L'arc Huaylillas

L'arc Huaylillas, actif entre 24 et 10 Ma, se situe principalement le long et au nord-est de la Cordillère Occidentale actuelle et sur la bordure ouest de l'Altiplano (Mamani et al., 2009). La position de l'arc Huaylillas sur la bordure sud-ouest de l'arc Tacaza montre que sa migration a progressé vers le sud-ouest. Entre 26 et 18 Ma, de grandes nappes ignimbritiques, les plus étendues et volumineuses du sud Pérou et nord Chili se sont mises en place et forment de grands plateaux en inversion de relief (Wörner et al., 2000, 2002 ; Farias et al., 2005 ; Charrier et al., 2007). Ces ignimbrites (voir la figure 2.11) appelées Huaylillas, regroupent plusieurs grandes nappes et ont un âge qui varie dans la CVZ, allant de 22,8-17,6 Ma (Tosdal et al., 1981, 1984 ; Quang et al., 2005) ou 22,7-19,4 Ma dans la Formation Oxaya au nord du Chili jusqu'à 20°S (Wörner et al., 2002), à 14,3-12,7 Ma au sud du Pérou pour l'ignimbrite

Huaylillas vers 16°S (Thouret et al., 2007). Elles ont recouvert ou se sont intercalées dans la formation sédimentaire Moquegua C au sud du Pérou et dans la formation Azapa au nord du Chili (Mamani et al., 2009). Ensuite, la période entre 18 et 10 Ma, après la mise en place de ces ignimbrites, est marquée par la construction de grands volcans-boucliers andésitiques situés à l'ouest de l'arc actuel.

IV.1.5. L'arc Barroso inférieur

A partir de 10 Ma, les arcs se sont édifiés dans une zone étroite (d'une largeur de 100 km puis de 50 km environ) le long de la Cordillère Occidentale. Ils ont été actifs alors que le taux de convergence de la plaque Nazca a diminué, passant de ~12,5 cm/an à ~10,6 cm/an entre 16 et 10,8 Ma ce qui a pu entraîner un retrait de la plaque en subduction ou slab – pull, et faire diminuer la production magmatique à la surface (Pardo-Casas et Molnar, 1987; Somoza, 1998). Entre 10 et 3 Ma, l'arc volcanique Barroso inférieur se trouve dans la partie ouest ou front actif de la Cordillère Occidentale et comporte surtout des strato-volcans. Cependant, des roches volcaniques du même âge affleurant plus à l'est indiquent que l'arc miocène s'est élargit (Trumbull et al., 2006). Plusieurs nappes d'ignimbrites d'assez faible volume (50-100 km^3) se sont mises en place, dans la formation sédimentaire MoqD, pour l'ignimbrite Caraveli datée entre 9,5-8,9 Ma (Thouret et al., 2007), puis entre les laves Barroso inférieur et supérieur pour l'ignimbrite Sencca inférieure datée entre 4,9 et 3,6 Ma (Thouret et al., 2007), qui est donc synchrone de l'émission des laves Barroso. Les dépôts ignimbritiques sont localisés entre la Cordillère Occidentale et le nord-ouest de l'Altiplano, remplissant les bassins et les vallées incisées.

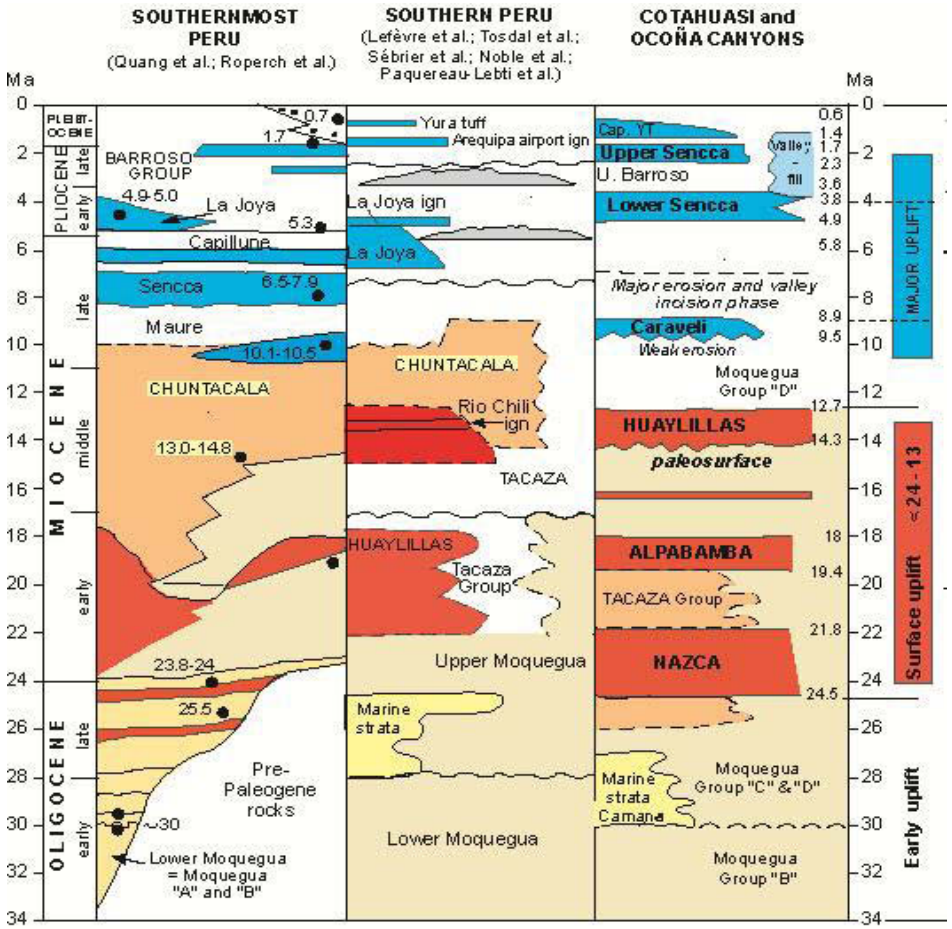


Figure 2.11. Schéma des successions stratigraphiques néogènes du Sud du Pérou. D'après Thouret et al., 2007. Les épisodes de volcanisme contemporains du soulèvement andin majeur sont indiqués en bleu, ceux qui le précèdent sont en rouge. La région des canyons Ocoña-Cotahuasi est comparée au sud du Pérou et à l'extrême sud du Pérou.

IV.1.6. L'arc Barroso supérieur

L'arc Barroso supérieur édifié entre 3 et 1 Ma est composé d'édifices volcaniques de différents types structuraux situés le long de la Cordillère Occidentale. Leurs structures vont de stratovolcans à flancs raides à de petits champs de laves mafiques et certains de ces stratocones n'ont été actifs qu'au Pliocène et Pléistocène (Mamani et al., 2009).

IV.1.7. L'arc volcanique actuel

L'arc volcanique actif depuis 1 Ma se situe à environ 230 km au NE de la fosse et à 115 ± 5 km au dessus du plan de Wadati-Benioff (England et al., 2004). Les édifices qui le composent (voir la figure 2.12) sont des stratovolcans récents avec un cratère central, des

groupes de stratocones et de dômes. La majorité des magmas sont calco-alcalins et riches en potassium, avec des compositions majoritairement andésitique et dacitique, atteignant parfois les pôles plus extrêmes que sont les andésites basaltiques ou les rhyolites (Delacour et al., 2007).

D'autre part, on observe l'abondance inhabituelle de petits centres d'émission, de coulées de laves et de cônes de scories, formant des champs de petits centres monogénétiques comme les champs Andahua, Orcopampa et Huambo (Delacour et al., 2007). Ils présentent des compositions shoshonitiques, signant une origine magmatique de réservoirs profonds n'ayant pas subit de modifications par les magmas plus superficiels. Ils ont été actifs entre l'Holocène et la période historique (de Silva et Francis, 1991 ; Delacour et al., 2007 ; Ruprecht et Wörner, 2007). Ces volcans monogénétiques permettent d'identifier les magmas les plus primitifs, issus des zones de MASH présentes en profondeur dans la croûte, qui alimentent ensuite les gros édifices composites des Andes centrales au sud du Pérou, et ainsi, de définir leurs gammes de composition. Ces produits remontent rapidement des niveaux crustaux profonds, à travers des zones de failles à racines crustales (Delacour et al., 2007).

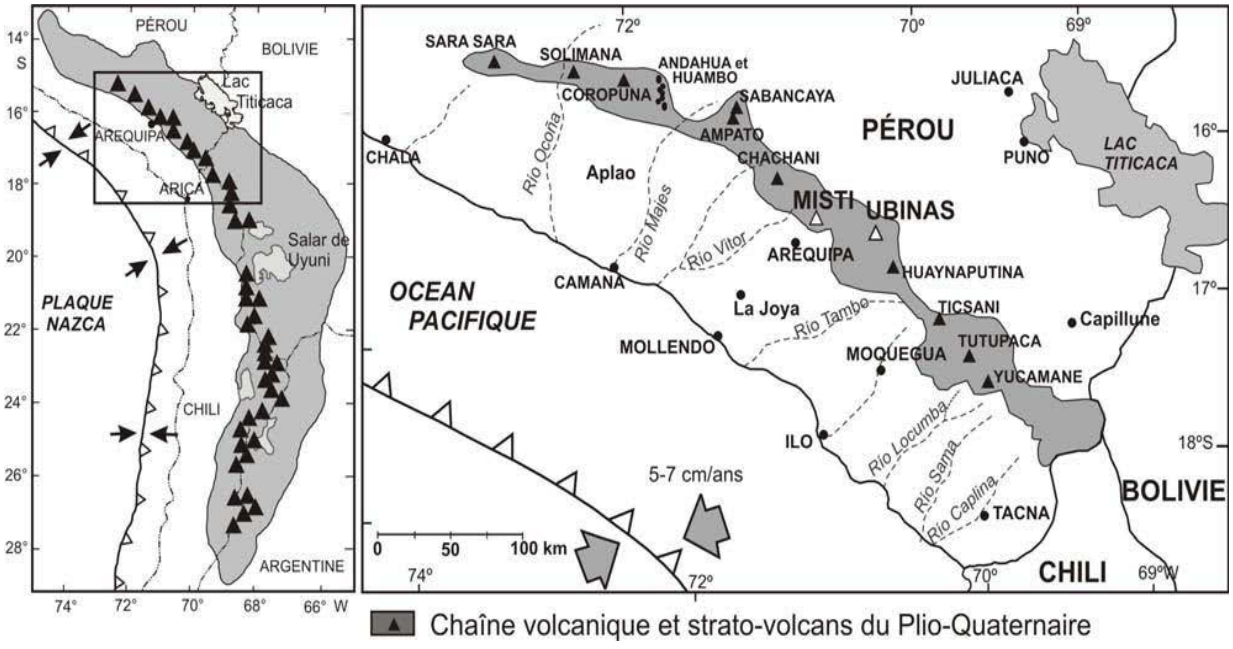


Figure 2.12. A gauche : carte de la zone volcanique des Andes centrales en gris, avec les principaux volcans quaternaires représentés par des triangles pleins. A droite, carte de détail de l'arc volcanique quaternaire du Sud du Pérou (zone grisée) montrant les principaux volcans actifs et potentiellement actifs (avec activité holocène), depuis le Sara Sara au NW (proche de Cotahuasi-Ocoña) au Yucamane au SE.

IV.2. Quelques caractéristiques du volcanisme néogène à quaternaire

Les grands champs ignimbritiques miocènes à quaternaires se trouvant dans le plateau central andin de l'Altiplano – Puna, constituent l'une des plus grandes provinces ignimbritiques terrestres. Ils s'étendent dans la partie arrière-arc de la CVZ, entre 14° S et 28° S. Ils sont composés de complexes de dômes et ignimbrites volumineuses, de composition andésitique à rhyodacitique et peuvent être reliés à des calderas géantes qui se trouvent sur le plateau de l'Altiplano – Puna (Kay et al., 2010).

IV.2.1. Le volcanisme ignimbritique miocène à pliocène

Au cours du Miocène inférieur, vers 26 Ma, la convergence de la plaque Nazca s'est accélérée et orientée quasiment perpendiculairement à la fosse, la plaque en subduction devenant moins profonde, ce qui a entraîné une migration de l'arc volcanique vers l'est. L'activité volcanique a augmenté dans le centre et le sud du Pérou. Entre 24,6 et 21,8 Ma (Thouret et al., 2007), de grandes nappes ignimbritiques se mettent en place sur le Batholite Côtier et le Piémont pacifique, appelées groupe Nazca par Noble et al. (1979). Ce groupe est intercalé dans la formation Moquegua, dans l'unité C2. Leur mise en place est simultanée avec celle de petits batholites, donc cet épisode magmatique est majeur dans l'évolution cénozoïque de la CVZ. Les zones sources présumées sont situées vers la bordure orientale du Batholite Côtier (exemple : Caldera Pampa Galeras). Les ignimbrites Alpabamba, qui succèdent au groupe Nazca, sont d'âge miocène inférieur (Lefèvre, 1979), et elles sont aussi intercalées avec les sédiments de la formation MoqC, sur le Piémont pacifique.

Le flanc ouest de la Cordillère Occidentale présente un relief dominé par des crêtes plutôt rectilignes et des paléosurfaces recouvertes par les nappes ignimbritiques de la formation Huaylillas (Wilson et Garcia, 1982). Cette formation repose de façon discordante sur la formation Moquegua et par endroits elle est en discordance sur des strates de la fin du Crétacé au Paléogène (Bellido et Landa, 1965 ; Jaen, 1965 ; Wilson, 1963).

La formation Huaylillas est composée principalement d'une série ignimbritique de composition rhyodacitique, qui sont localement intercalées avec des lits de conglomérats et

des tufs remaniés (Tosdal et al., 1981). Dans la zone avant-arc, ces ignimbrites recouvrent les dépôts de la formation MoqD (Tosdal et al., 1981, 1984 ; Sébrier et al., 1988, Decou et al., 2011). Les ignimbrites de la formation Huaylillas s'étendent de 15°S à 20°S, au sud de la Vallée des Camarones au Chili où elles correspondent stratigraphiquement aux ignimbrites de la formation Oxaya (Wörner et al., 2002). Au nord du Chili, ces ignimbrites Oxaya recouvrent tout l'escarpement ouest andin, et s'étendent de la Cordillère Occidentale jusqu'à la Cordillère Côtière, sur une distance de 13 km (Wörner et al., 2002).

Etant donnée la surface que ces ignimbrites occupent, entre le nord du Chili et le sud du Pérou, et leur épaisseur allant de plusieurs centaines de mètres à 1100 m lorsqu'elles sont canalisées, on estime leur volume à 3000 km^3. Ce volume très important prouve qu'elles constituent une formation volcanique majeure des Andes centrales, au même titre que l'Altiplano Puna Volcanic Complex ou APVC. En effet, l'ignimbrite du Cerro Galan en Argentine datée à 2,2 Ma a un volume de 1000 km^3 (de Silva et Francis, 1991 ; Mahlburg Kay et al., 2011), et les ignimbrites du complexe Los Frailes en Bolivie, mises en place entre 20 Ma et 7 Ma (Grant et al., 1977 ; de Silva et Francis, 1991, Schurr et al., 2007) présentent une épaisseur atteignant 1000 m à différents endroits du plateau. Son volume a été estimé à 500 km^3, au niveau des dépôts intra-caldériques, puisque l'érosion alentour a été trop importante.

IV.2.2. Le volcanisme explosif quaternaire

Le volcanisme quaternaire est principalement marqué par la formation Capillune et Yura tuffs. Sur le flanc ouest du complexe volcanique du Chachani, les dépôts de coulées de ponces, datés à 1,02 ± 0,09 Ma (Paquereau – Lebti et al., 2006) appartiennent à la formation appelée Yura Tuffs. De plus, au nord et nord-est du Chachani, sur l'Altiplano, se situe la formation Capillune, un équivalent probable des Yura Tuffs. Celle-ci comprend des sédiments lacustres, des dépôts de retombées de téphras, ainsi que deux niveaux de dépôts de coulées de ponces et de cendres non soudés (Guevara, 1969).

IV.3. Présentation du volcanisme du secteur Ocoña - Cotahuasi

IV.3.1. Situation du système des canyons Ocoña-Cotahuasi

L'Orocline andin central est caractérisé par sa croûte continentale, la plus épaisse de toutes les marges de convergence actives. Elle atteint 70 km d'épaisseur au centre de l'arc volcanique. De plus, la largeur de l'Orocline bolivien atteignant 850 km, il constitue la région la plus large de la Cordillère des Andes (James, 1971a, b ; Kono et al., 1989 ; Beck et al., 1996 ; Yuan et al. , 2002). Située à l'ouest de l'Orocline central, notre région d'étude marque la limite nord de la CVZ et se trouve sur la bordure sud-est de la ride Nazca, en subduction sous la plaque sud-américaine. Cette zone correspond aussi à la transition entre la zone de subduction horizontale de la ride Nazca et la subduction à pendage normal plus au sud (Hampel, 2002). Ces caractéristiques déterminent en grande partie le comportement de la plaque continentale sus-jacente, pour la formation des reliefs, l'évolution géomorphologique (figure 2.13), ainsi que pour l'existence, la nature et l'abondance du volcanisme sus jacent.
Le système des canyons des rios Ocoña et Cotahuasi est orienté perpendiculairement à la fosse de subduction suivant une direction nord-sud de 15°S jusqu'à 16,5°S à son embouchure. Il se situe à la limite nord de la CVZ et s'étend depuis la bordure ouest de l'Altiplano jusqu'à l'Océan Pacifique (figures 2.9 et 2.14).



Figure 2.13.

Vue du canyon de Cotahuasi - Ocoña depuis Charcana.

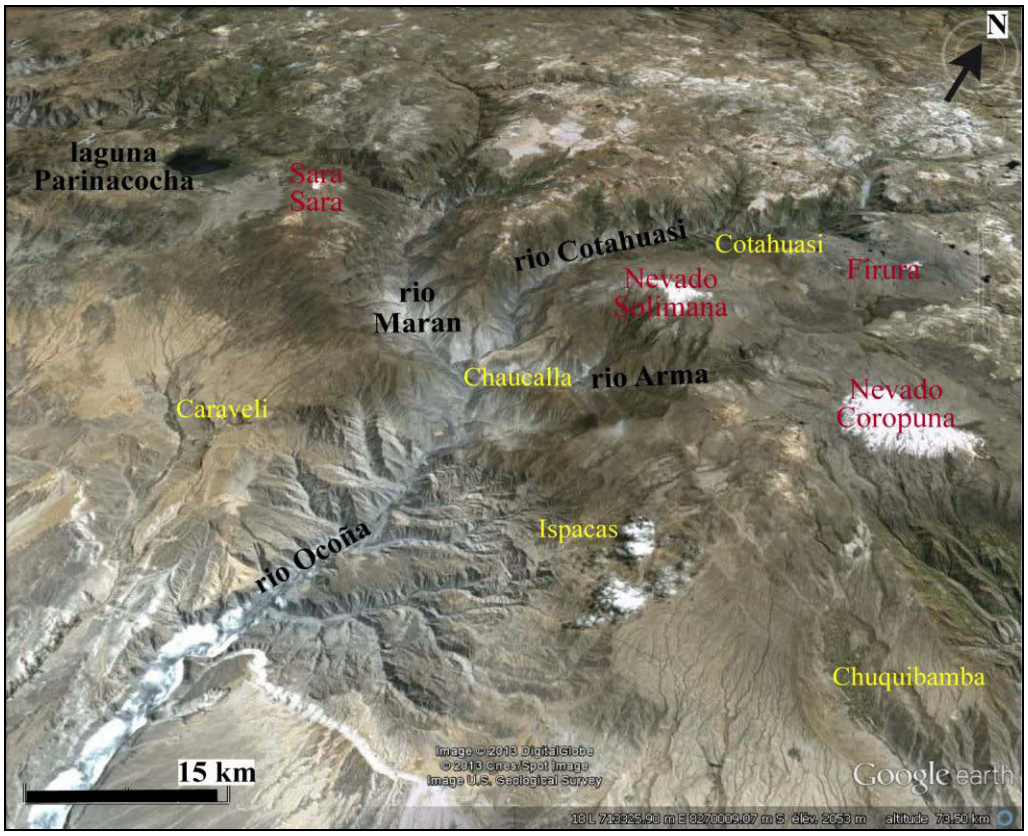


Figure 2.14. Vue en perspective des canyons Ocoña-Cotahuasi (GoogleEarth), avec une altitude de vue virtuelle de 66 km environ. On distingue le volcan Coropuna (englacé, à droite) et les divers affluents du rio Ocoña (voir la légende de la figure 2.9).

IV.3.2. Etudes antérieures sur le volcanisme du secteur de Ocoña - Cotahuasi

Les travaux antérieurs portant sur le volcanisme ignimbritique dans la région des canyons Ocoña-Cotahuasi sont peu nombreux. L'ignimbrite de Caraveli, décrite par Huaman (1985) a été datée à 9,0 ± 0,1 Ma (Roperch et al., 2006), puis entre 9,4 – 8,8 Ma par Thouret et al. (2007). Cette dernière étude a permis d'établir une chronologie de la mise en place des nappes ignimbritiques dans cette zone depuis 20 Ma (voir carte géologique, figure 2.15). Les ignimbrites Alpabamba (19,4 – 18,0 Ma) et Huaylillas (14,3 – 12,7 Ma) sont distinguées par Thouret et al. (2007), alors qu'elles étaient considérées auparavant comme appartenant à la formation nommée « Huaylillas » (Pecho-Gutierrez, 1983; Olchauski et Davila, 1994; Quang et al., 2005). Les ignimbrites Sencca, d'âge Pliocène selon Sébrier et al. (1988), ont été séparées en deux nappes datées entre 4,9 – 3,6 Ma pour la première nommée « Sencca inférieure», et entre 2,3 – 1,4 M pour la seconde, « Sencca supérieure » selon Thouret et al. (2007).

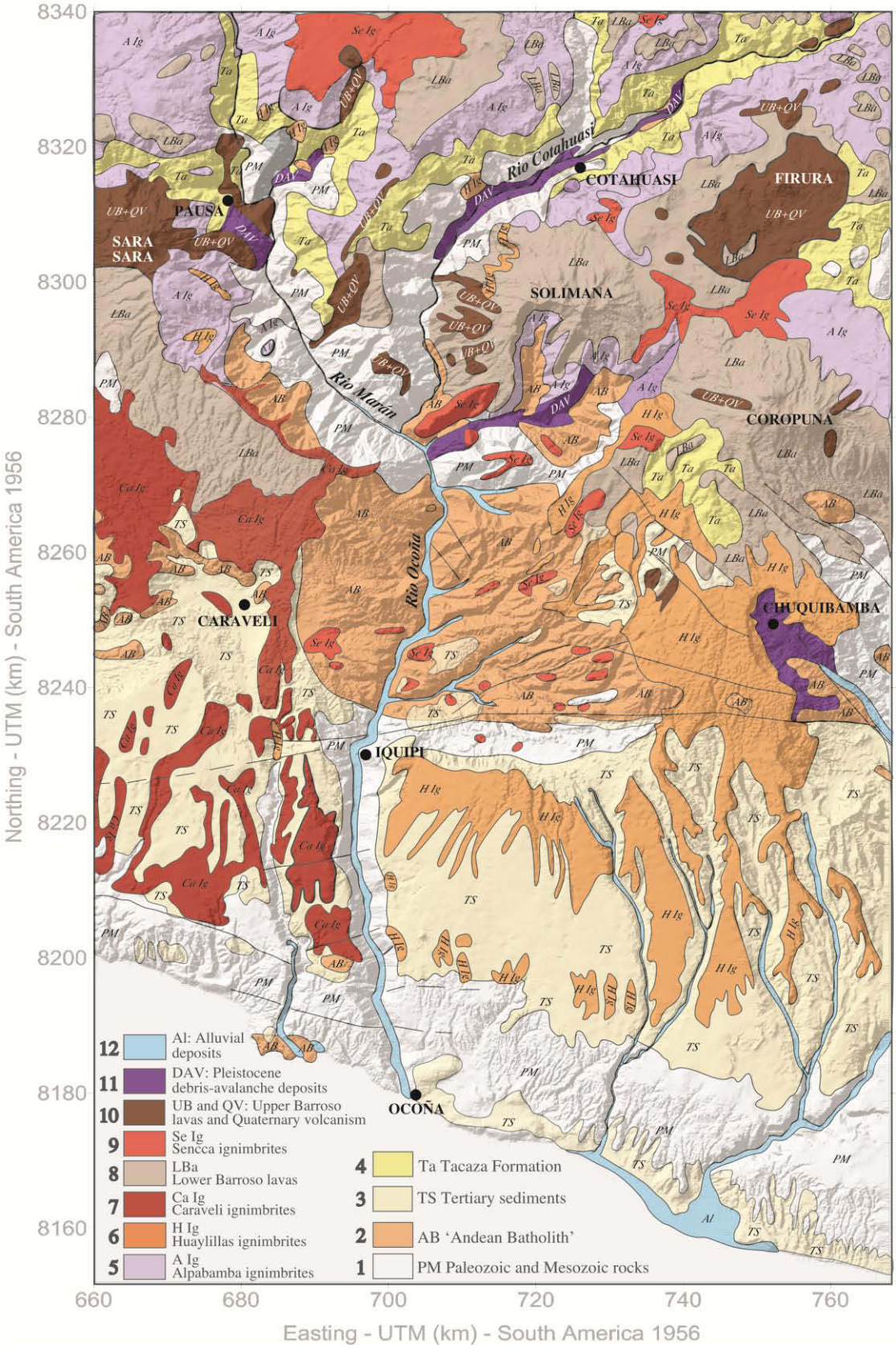


Figure 2.15. Carte géologique de la région des canyons Ocoña - Cotahuasi (d'après Thouret et al. 2009).

L'ignimbrite Sencca inférieure est ainsi contemporaine des laves Barroso inférieur datées entre 6 et 5 Ma. En grande majorité les ignimbrites Sencca précèdent le volcanisme pléistocène de cette région. A l'est des rios Ocoña – Cotahuasi, les champs monogénétiques Andahua–Orcopampa et Huambo, situés entre les volcans composites du Nevado Coropuna et du Nevado Sabancaya, ont été actifs par intermittence depuis la fin du Pléistocène jusqu'à la période historique. Ils ont la particularité de concentrer de nombreux centres volcaniques mineurs et d'avoir produit des laves ayant un spectre assez large de composition, allant d'andésites basaltiques mafiques riches en olivines à des dacites (Delacour et al., 2007). Les études se sont focalisées sur la source et les processus pétrogénétiques de ces laves, sans toutefois porter une attention particulière aux produits acides de la région.

Ces études antérieures offrent par conséquent une vision limitée et incomplète du volcanisme acide exposé dans les canyons de Cotahuasi et Ocoña. En effet, ces travaux indiquent que la succession ignimbritique est mal connue et que la série est nettement plus complexe que ce qui était connu précédemment. Ceci a justifié un programme de recherche destiné à améliorer la connaissance de cette série ignimbritique, en focalisant sur la chrono-stratigraphie, les zones sources, et les implications en termes d'érosion-incision et surrection dans ce secteur des Andes centrales.

CHAPITRE 3

LE VOLCANISME IGNIMBRITIQUE

ET LES CALDERAS ASSOCIEES

I. GÉNÉRALITÉS SUR LE VOLCANISME IGNIMBRITIQUE

I.1. Les écoulements pyroclastiques

Le terme *ignimbrite* – formé des termes latins *ignis* (feu) et *imber* (pluie) – a été utilisé dès les années 1930 pour décrire des dépôts de cendres et ponces de grand volume de diverses régions volcaniques de la planète (Rittmann, 1963). Les multiples débats concernant la nature, la classification et l'origine de ces produits ont alimenté une littérature très abondante dont on trouvera les principales synthèses dans les ouvrages de Fisher et Schmincke (1984), Cas et Wright (1987), Druitt (1998), Sigurdsson et al. (2000), Branney et Kokelaar (2002), parmi bien d'autres. Il n'est guère envisageable de récapituler dans ce mémoire de thèse l'ensemble des discussions au sujet des produits pyroclastiques acides de grand volume. Toutefois, afin de replacer les notions essentielles et les principaux termes utiles pour la description des unités (chapitre 4) et pour la discussion (chapitre 5), nous présentons ci-dessous quelques éléments destinés à replacer le type de volcanisme d'Ocoña-Cotahuasi-Maran dans le cadre des grands systèmes volcaniques acides.

I.1.1. Définitions et nomenclature

Les ignimbrites sont les produits des coulées pyroclastiques, issues d'éruptions volcaniques de type explosif et de grande magnitude, typiquement dans la gamme de VEI de 5 à 8. Ce sont des écoulements granulaires volumineux de gaz et particules chauds, plus ou moins dilués et fortement mobiles, dont la propagation est influencée par les reliefs topographiques lors de leur mise en place (Wright et Walker, 1981). Les particules qui les composent sont des pyroclastes formés par la fragmentation du magma et des roches encaissantes de l'édifice ou du conduit volcanique. Dans ce type d'écoulement la phase continue entre les pyroclastes est constituée de gaz chaud.

Le terme de *écoulement pyroclastique* ou *courant de densité pyroclastique*, qui regroupe écoulement dense et écoulement dilué (déferlantes ou « surges »), est utilisé pour définir les mélanges de particules volcaniques chaudes et de gaz qui s'écoulent sur le sol dans des proportions et des vitesses variées (Bourdier, 1994 ; Sigurdsson et al., 2000).

Les coulées pyroclastiques sont composées de particules volcaniques vésiculées de faible

densité issues du magma juvénile (ponces ou scories selon la nature rhyolitique, andésitique ou basaltique du magma) qui ont des tailles allant des cendres aux lapilli ou aux blocs, de cristaux ainsi que d'éléments xénolithiques qui sont portés par l'écoulement fluidisé. Ce type de dépôt est appelé « ash flow tuff » lorsque plus de 50% des particules ont une taille inférieure à 2 mm (Wright, 1981). Dans le cas où les cendres ou lapilli sont assez chauds après sédimentation pour se souder, les roches ainsi formées sont des tufs ou ignimbrites soudés. Cependant, il faut bien noter que les tailles de particules et les degrés de soudure peuvent varier verticalement ou horizontalement au sein d'un même dépôt (Bourdier, 1994 ; Schmincke, 2004). La typologie des dépôts issus d'écoulements pyroclastiques est fondée sur le degré de vésicularité des éléments juvéniles et sur le mécanisme éruptif principal qui les génère. La classification généralement utilisée (Tableau 3.1) est celle proposée par Wright et al. (1980), qui positionne les ignimbrites comme un terme extrême d'écoulement pyroclastiques à produits très vésiculés.

Fragmentation	**mécanismes éruptifs**		**coulée pyroclastique**	**dépôts**	**commentaires**	**Ref.**	**Composition**
vésiculé							
densité moyenne décroissante des clastes juvéniles	effondrement colonne éruptive ou débordement		coulée de ponces ou cendres	Ignimbrites: dépôts de coulées de cendres et de ponces	Dépôts de volume intermédiaire ou élevé formés par effondrement continu de colonne éruptive Plinienne	Sparks et al., 1978	acides
					dépôts de petits volumes venant probablement d'effondrement de colonne interrompu		Intermédiares à acides
			coulée de scories	dépôts de scories et cendres	dépôts de petits volumes probablement formés par effondrement interrompu de colonne éruptive, produite par une courte explosion	Nairn et Self, 1978	basaltes à andésites
	effondrement de dôme ou lave, ou projection latérale	explosif	écoulement de débris de lave; nuée ardente	dépôts de blocs et cendres	dépôts de petit volume		andésites à dacites
		gravitationnel	écoulement de débris de lave; nuée ardente	dépôts de blocs et cendres	dépôts de petit volume	Francis et al., 1974	andésites à dacites
dense							

Tableau 3.1. Classification génétique des écoulements pyroclastiques montrant la position des ignimbrites. D'après Wright et al. (1980).

I.1.2. Origine des écoulements pyroclastiques

Une ignimbrite est issue d'un écoulement pyroclastique qui résulte soit de l'effondrement gravitationnel d'une colonne éruptive associé à l'éruption plinienne d'un stratovolcan composite (Sparks et al., 1985), soit de l'écoulement soutenu de colonnes éruptives (débordantes) dont la mise en place s'accompagne généralement de la formation de calderas (Cas et Wright, 1987 ; Druitt, 1998). Dans le premier cas, les volumes mis en place sont faibles et le matériel pyroclastique reste confiné dans les vallées entre les édifices volcaniques ne parcourant que quelques kilomètres. Au contraire, les volumes produits lors des éruptions formant les calderas sont beaucoup plus conséquents et les distances parcourues par les écoulements sont supérieures de plusieurs ordres de grandeur (Demant, 2005).

Une colonne pyroclastique se divise verticalement en trois parties, une base riche en particules et propulsée par un « jet » de gaz à vitesse supersonique, puis une zone convective dans la partie médiane et le sommet de la colonne en forme de « parapluie » (Sparks, 1997). La formation d'une colonne éruptive est liée directement à sa densité et à la vitesse d'éjection à l'évent, car elle peut s'élever et entrer en convection si elle est moins dense que l'atmosphère environnante. En considérant que les colonnes éruptives sont des courants turbulents, Sparks et Wilson (1976) Sparks et al. (1978), Wilson et al. (1980), ont montré que la convection des gaz magmatiques chauds est favorisée par les transferts de chaleur entre les pyroclastes chauds et l'air incorporé. D'après ces mêmes auteurs, deux paramètres indépendants sont essentiels dans le contrôle de la quantité de masse émise et donc, de la densité et la stabilité de la colonne éruptive (figure 3.1). Il s'agit de la teneur en volatils du magma et du diamètre de l'évent. Pour un diamètre d'évent donné, la rapidité d'éruption calculée augmente nettement quand la quantité de volatils augmente. Si la quantité de volatils dans le magma est fixe, la vitesse d'éruption augmente avec le diamètre de l'évent. L'augmentation de ces deux paramètres provoque, du moins au début de l'éruption, l'augmentation de la hauteur de la colonne éruptive.

Le débit de l'éruption augmente lorsque le diamètre de l'évent est plus grand, mais le système est limité quand la convection ne peut plus être maintenue. Il s'ensuit alors l'effondrement de la colonne. C'est-à-dire que lorsque l'évent a un diamètre donné une

convection stable dans la colonne peut être maintenue, et lorsque l'évent est plus large, la convection n'est plus supportée, donc une coulée pyroclastique se forme, ce qui n'empêche pas l'effondrement d'être maintenu, car il est alimenté en continu (figure 3.2). En fait, si l'on regarde la taille de l'évent et la quantité de volatils, une colonne éruptive ne peut se trouver que dans l'un de ces deux états: soit en régime stable, en formant une colonne éruptive plinienne convective puis un dépôt de retombée de tephras, ou alors, le système est en régime instable et s'effondre pour former des coulées pyroclastiques (figure 3.1 ; Wilson et al., 1980).

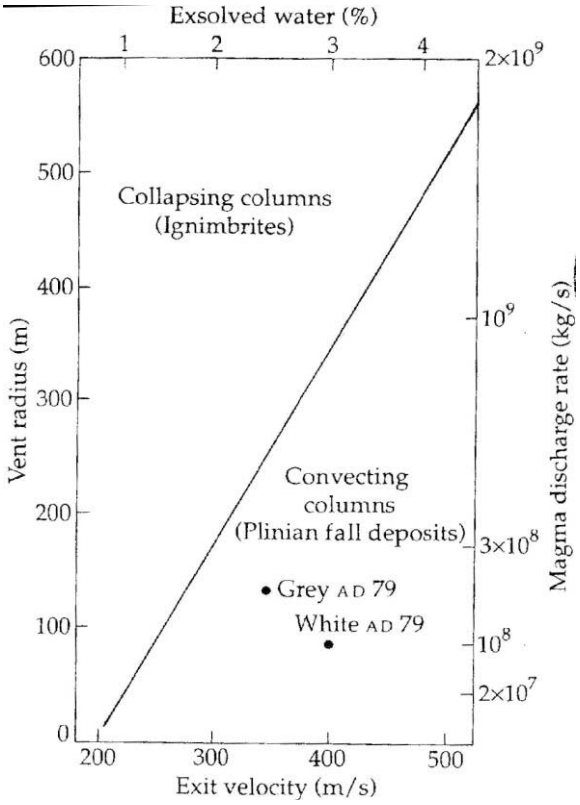


Figure 3.1.

Relations entre le diamètre à l'évent, le taux d'émission de magma, la vitesse d'éjection et la fraction de fluide (eau) dans le magma, avec implications sur le comportement de la colonne éruptive (convection ou effondrement). L'exemple des produits blancs et gris (*white and gray pumice*) de l'éruption du Vésuve en 79 AD est indiqué pour illustration. On observe que les ignimbrites correspondent à des diamètres élevés de conduit et des teneurs fortes en eau.
D'après Wilson et al., (1980).

Deux facteurs modifient l'état de ces deux régimes, d'une part le diamètre de l'évent a tendance à s'agrandir au cours de l'éruption par érosion du conduit et effondrement des parois. D'autre part, au cours d'une éruption les magmas proviennent des niveaux de plus en plus profonds de la chambre magmatique, qui sont de fait de plus en plus pauvres en volatils. Le système passe de nouveau d'un régime de convection stable à son effondrement et à la formation de coulées pyroclastiques. Cela explique l'observation faite que les dépôts de grandes coulées pyroclastiques recouvrent souvent des dépôts de retombées pliniennes.

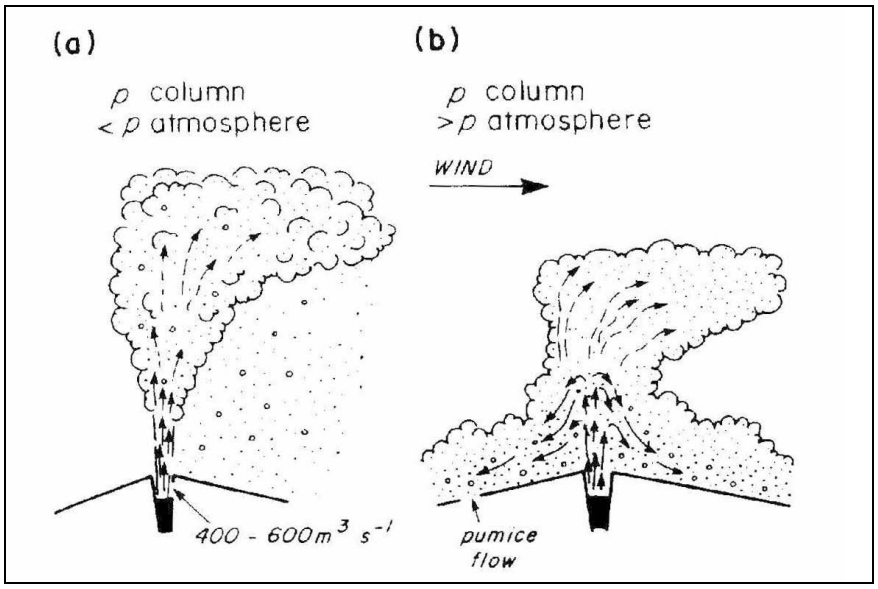


Figure 3.2. Modèle de colonnes éruptives formées lors des éruptions ignimbritiques, avec (a) colonne plinienne aboutissant à la formation de dépôts pliniens et (b) effondrement de colonne avec développement de courants de densité supérieure à celle de l'atmosphère et écoulements pyroclastiques de type coulées cendro-ponceuses. D'après Cas et Wright (1987).

I.1.3. Mécanismes de l'écoulement

L'effondrement d'une colonne instable transforme l'énergie potentielle en énergie cinétique qui se propage latéralement. Plus la hauteur de la colonne et donc de l'effondrement est importante, plus l'énergie cinétique des coulées augmente et plus elles se propagent rapidement et loin.

Un autre facteur explique aussi les très grandes vitesses de propagation des écoulements ignimbritiques par la manière dont elles se déplacent. Le déplacement d'une coulée pyroclastique est généralement traité comme celui d'un fluide. Les écoulements pyroclastiques formés de gaz et de particules sont fluidisés. Ce mélange dynamique de gaz et particules a une densité très inférieure à celle du mélange de particules originel. Les particules ne flottent pas sur le flux de gaz, mais elles sont en contact intermittent les unes avec les autres, et seule une partie de leur poids est supportée par le gaz. L'état de fluidisation est atteint lorsqu'il n'y a plus de friction entre les particules. En fait, seules les particules les plus fines sont fluidisées car leur petite taille le permet : elles servent alors de lubrifiant, favorisant le déplacement de l'écoulement (Sparks, 1976 ; Wilson, 1984). Par conséquent, les écoulements pyroclastiques peuvent être décrits comme étant une dispersion de petites particules fluidisées contenant de plus grosses particules. Dans les écoulements pyroclastiques

naturels, la distribution des tailles de grains présente environ 40% de grains suffisamment petits (< 2mm) pour être fluidisés (Roche, 2000).

I.1.4. Modalités de mise en place

L'unité de base dans la construction d'une nappe ignimbritique est l'unité d'écoulement. Sparks (1976) émet l'hypothèse d'un arrêt en masse lorsque la vitesse devient inférieure à un certain seuil. Dans ce cas, l'épaisseur de l'unité d'écoulement et de l'écoulement parent sont relativement proches (Druitt, 1998).

Les travaux de Branney et Kokelaar (1992) ont réuni différents arguments indiquant que l'écoulement parent se dépose en fait de façon progressive au cours d'une durée finie. En effet, la zonation compositionnelle de certaines unités d'écoulement montre que les sédimentations de la base et du sommet ne sont pas synchrones. Cela signifie que des unités qui se transforment latéralement en dépôt de 'veneer' (placage sur les reliefs d'interfluve d'un dépôt peu épais de 10 mètres maximum) se sont mises en place lits après lits à partir d'un écoulement beaucoup plus épais (Wilson, 1985 ; Scott et al., 1996). De même, la fabrique d'orientation préférentielle des particules des unités d'écoulement peut s'expliquer par l'aggradation progressive de bas en haut des unités d'écoulement (Mimura, 1984 ; Hughes et Druitt, 1998).

L'aggradation progressive est un processus de mise en place cohérent avec le mode de sédimentation des mélanges polydisperses concentrés, qui contiennent des composants denses et légers (Druitt, 1995). En effet, dans ce cas la sédimentation est progressive et part de la base, tandis que les grosses particules légères flottent au sommet du dépôt (granoclassement normal des éléments denses, et granoclassement inverse pour les éléments légers).

I.2. Les dépôts ignimbritiques

I.2.1.Distribution et caractéristiques

Les dépôts ignimbritiques sont issus d'écoulements gravitaires et se retrouvent canalisés dans les vallées et dépressions topographiques lorsqu'ils sont de petit volume. Cette caractéristique les distingue très clairement des dépôts de retombées qui vont recouvrir

uniformément la topographie, sauf lorsque les pentes sont trop raides. L'épaisseur des ignimbrites est donc maximale dans les vallées, alors qu'elles sont très fines ou inexistantes sur les reliefs (Cas et Wright, 1987).

Lorsque l'écoulement est très puissant, il peut aller au-delà de reliefs et surmonter des barrières topographiques, même à des dizaines de kilomètres de leur source, comme dans le cas de l'ignimbrite de Taupo (Wilson, 1985). Quand il n'y a pas de reliefs marqués sur le passage de l'écoulement, il se dépose en formant plusieurs lobes et différentes branches, similaires à ceux que forment les laves dans les mêmes conditions.

Les distances parcourues par les ignimbrites varient de quelques centaines de mètres à plusieurs centaines de kilomètres, comme pour les dépôts très volumineux des Andes centrales (Cerro Galan, Los Frailes, de Silva et Francis, 1991). Les surfaces qu'elles recouvrent vont de quelques centaines de km^2 à plus de 45 000 km^2 et leurs volumes s'échelonnent entre quelques km^3 et 5000 km^3 (e.g. Fish Canyon Tuff, USA, tableau 3.2).

I.2.2 Aspect ratio et notion d'unités simple et composite

La forme générale d'une ignimbrite (figure 3.3) peut également être décrite quantitativement par son rapport de forme ou « aspect ratio » (Walker, 1983; Freundt et al., 2000). Il s'agit du rapport de l'épaisseur moyenne sur le diamètre d'un cercle d'aire égale à celle du dépôt. Les rapports de forme varient de $<10^{-5}$ (faible rapport de forme, LAR pour « low aspect ratio ») à $>10^{-2}$ (rapport de forme élevé, HAR pour « high aspect ratio »).

Les ignimbrites qui se mettent en place en suivant la topographie et restent confinées dans les vallées ont des rapports de forme plutôt élevés (Walker, 1983). Au contraire, les ignimbrites qui ne rencontrent pas d'obstacles topographiques lors de leur passage ont des rapports de forme faibles, comme l'ignimbrite de Taupo qui a une distribution quasi-circulaire autour de sa source.

I.2.3. Morphologie et stratification des dépôts

En général, une ignimbrite n'est pas une masse homogène et on peut observer des limites subhorizontales au sein du dépôt. Elles délimitent des unités d'écoulement ou des unités de refroidissement et séparent des faciès de dépôt distincts ou semblables.

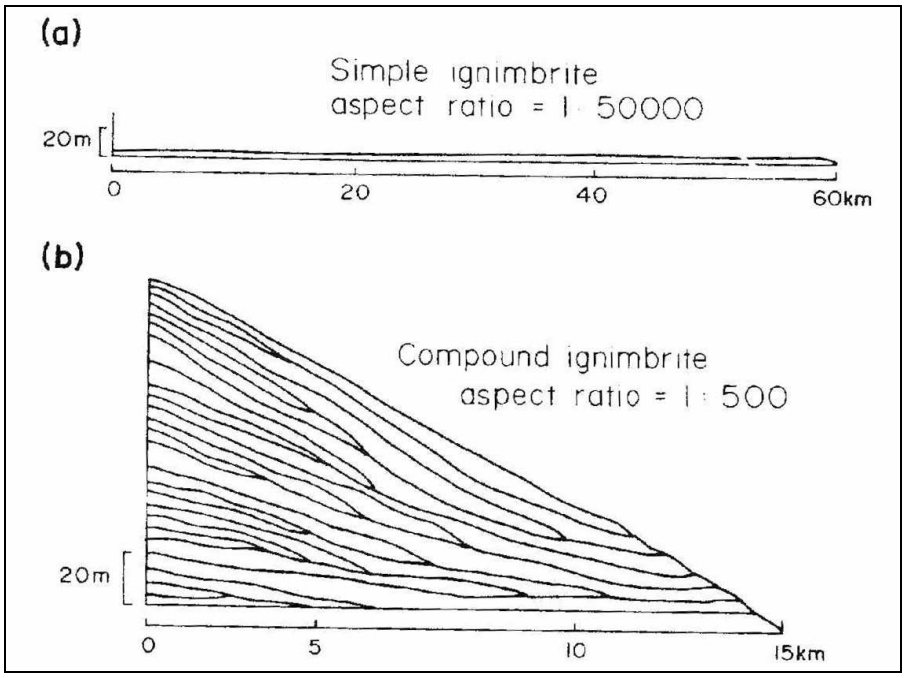


Figure 3.3. Schéma illustrant les notions d'ignimbrites simples et composées. Les relations entre épaisseur, nombre d'unités d'écoulements et distance parcourue sont montrées pour deux ignimbrites avec des volumes similaires mais des rapports de forme (*aspect ratio*) très différents (d'après Cas et Wright 1987).

a) Les unités d'écoulement

La première définition des unités d'écoulement les décrit comme étant le matériel mis en place par une unique coulée pyroclastique (Smith 1960a ; Sparks et al., 1973). S'il y a un laps de temps suffisant entre deux coulées individuelles successives, une telle démarcation épaisse de quelques dizaines de centimètres jusqu'à quelques mètres peut se former dans le dépôt.

Cependant, les travaux ultérieurs modifient cette définition puisque différents faciès de dépôt et couches dans le dépôt peuvent aussi se former au sein d'une unique coulée pyroclastique (Sparks et al., 1973 ; Fischer, 1979 ; Wilson et Walker, 1982 ; Wilson, 1985 ; Freundt et Schmincke, 1986). De plus, dans le cas où aucune limite d'unité d'écoulement n'est visible, s'agit-il d'ignimbrites constituées d'une seule unité d'écoulement, ou bien mises en place par aggradation progressive ? (Fisher, 1966 ; Branney et Kokelaar, 1992).

Si l'on considère que la présence de limites entre les unités d'écoulement témoigne de la mise en place discontinue de l'ignimbrite, doit-on considérer que leur absence montre que la mise en place de l'ignimbrite a été continue (Branney et Kokelaar, 1992), ou bien qu'elle a été discontinue mais n'a pas laissé de démarcations entre les unités ? (Wilson et Hildreth, 2003).

Nom	Secteur	Pays	Age / date (ka/Ma)	Volume brut (km^3)	Note
Toba	Sumatra	Indonésie	74 ka	2800	VEI 8, formation du lac Toba, et résurgence
Whakamaru	Zone Volcanique Taupo	Nouvelle-Zélande	254 ka	2000	VEI 8
Lac Taupo	Zone Volcanique Taupo	Nouvelle-Zélande	26,5 ka	1170	VEI 8, éruption dite de *Oruanui*
Lava Creek	Yellowstone	USA	640 ka	1000	VEI 8
La Garita	Colorado	USA	27,8 Ma	5000	VEI 8, origine du *Fish Canyon Tuff*
Tambora	Île Sumbawa	Indonésie	AD 1815	160	VEI 7, éruption historique
Lac Taupo	Île Nord	Nouvelle-Zélande	1,8 Ka	120	VEI 7, éruption dite de *Hatepe*
Aira	Kyushu	Japon	22 ka	110	VEI 7
Champs Phlégréens	Région de Naples	Italie	40 ka	500	VEI 7
Aso	Kyushu	Japon	300-80 ka	600	VEI 7, quatre événements explosifs
Rotorua	Île Nord	Nouvelle-Zélande	240 ka	280	VEI 7, ignimbrite de *Mamaku*
Long Valley	Californie	USA	760 ka	600	VEI 7, ignimbrite de *Bishop Tuff*
Valles	Nouveau-Mexique	USA	15 Ma	600	VEI 7
Pastos Grandes	Altiplano–Puna, Potosi	Bolivie	2,9 Ma	820	VEI 7, Ignimbrite de *Pastos Grandes*

Tableau 3.2. Tableau de données concernant quelques systèmes ignimbritiques, avec indication de l'âge de l'évènement ignimbritique principal et des volumes correspondants. Nota : la plupart des calderas de cette liste ont été le siège de plusieurs événements explosifs avec formation d'ignimbrites et effondrements associés (Rose et Chesner, 1987 ; Knight et al., 1986 ; Spinks et al., 2004 ; Izett, 1981 ; Ort et al., 2009).

Une unité d'écoulement (figure 3.4) peut se diviser en 3 couches appelées « layer 1 », « layer 2 » et « layer 3 » décrites ci-dessous d'après (Sparks et al., 1973).

« Layer 1 »: cette unité est sujette à controverse, elle n'est en général que de très faible épaisseur par rapport au dépôt entier, de l'ordre de quelques centimètres, et il est donc souvent

difficile de l'observer.

« Layer 2 » : elle compose la partie principale de l'ignimbrite et peut être assimilée à une unité d'écoulement individuelle. Son épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres. Une fine couche basale appelée « layer 2a », à grains fins et souvent épaisse de 20-30 cm, peut se trouver en contact direct avec le sol lorsque la « layer 1 » n'existe pas. La limite entre la « layer 2a » et « layer 2b » est souvent peu définie et se fait progressivement, par grano-classement inverse de la taille des clastes lithiques et des ponces dont la taille augmente vers le haut du dépôt. La partie principale du dépôt ignimbritique appelé « layer 2b » est composée d'un mélange non trié de clastes de ponces et de cendres, avec des fragments non-juvéniles et des cristaux libres en quantité variables. Cette couche peut présenter un grano-classement inverse des ponces, les plus grosses se concentrant vers la partie supérieure du dépôt et des unités d'écoulement en général, et un grano-classement normal des lithiques, les plus gros se trouvant dans le bas du dépôt.

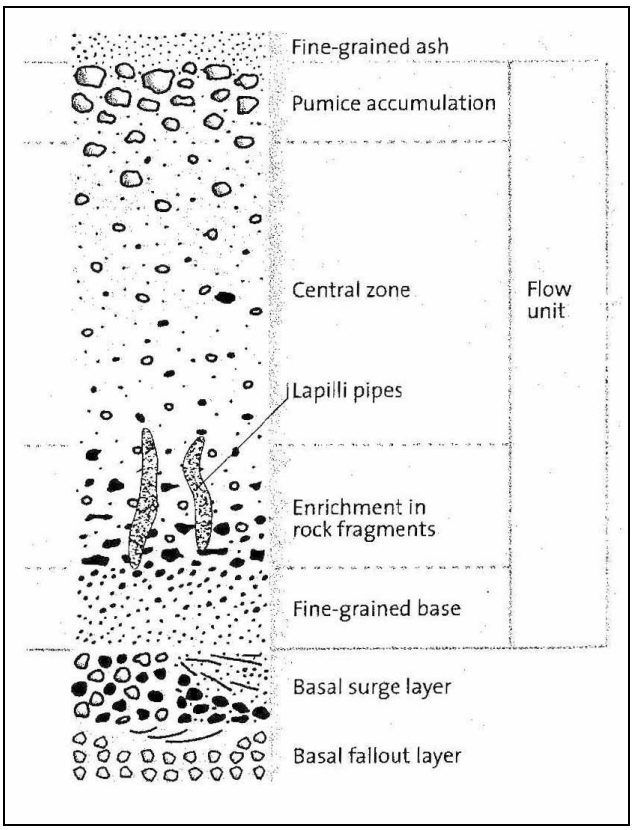


Figure 3.4.

Schéma d'une unité d'écoulement montrant la séquence-type des dépôts et des structures généralement observables (en totalité ou en partie) dans les produits d'écoulements cendro-ponceux, et notamment dans les dépôts ignimbritiques. D'après Sparks et al. (1973) in Schmincke (2004).

« Layer 3 » : Les dépôts de ce niveau sont rarement préservés, ils sont peu épais, composés de cendres très fines et recouvrent la topographie contrairement aux layers 1 et 2. Ces dépôts contiennent des échardes de verre venant des ponces très fragmentées, et des cristaux libres.

Le niveau « layer 2a » à grains très fins est le résultat du cisaillement intense qui a lieu entre la base de l'écoulement pyroclastique et le sol. L'augmentation de la taille des grains en allant vers le haut de la layer 2a résulte plus des forces mécaniques, dispersant les grains, que de phénomènes de fluidisation. Dans la couche « layer 2b » la fluidisation est le moteur principal dans la ségrégation des clastes en fonction de leur densité.

La « layer 3 » se forme suite à la remontée des gaz fluidisés au travers de l'ignimbrite, les particules de cendres les plus fines sont alors transportées très loin de l'ignimbrite et se déposent comme une retombée aérienne de cendres fines. Elles sont souvent appelées cendres co-ignimbritiques puisqu'elles viennent compléter le dépôt ignimbritique à partir de la sédimentation des grains en suspension dans le nuage dilué qui surmonte l'écoulement de base. En effet, durant les processus d'élutriation des particules fines, les cristaux les plus denses comme le quartz et le plagioclase venant des ponces restent dans l'ignimbrite qui s'enrichit en cristaux, alors que la matrice des ponces faite de poussières, plus légère, est emportée et constitue ensuite les dépôts de la « layer 3 », riches en éléments vitreux.

b) Les unités de refroidissement

Une unité de refroidissement désigne un corps ignimbritique d'épaisseur allant de plusieurs mètres à plusieurs centaines de mètres. Elle est composée d'une ou plusieurs unités d'écoulement, qui ont subit un refroidissement en continu après sa mise en place, les premiers écoulements étant encore chauds lors de la mise en place des suivants (dans le cas de plusieurs unités d'écoulement) (Smith 1960a, 1960b, Wilson et Hildreth 2003). La soudure suit le schéma suivant : les parties basales et sommitales de l'unité sont faiblement soudées alors que la soudure maximale se trouve dans la moitié inférieure du dépôt. Il n'y a pas d'irrégularités dans la variation verticale de l'intensité de la soudure. On parle alors d'unité de refroidissement simple.

Les unités de refroidissement composées présentent des variations irrégulières verticales de l'intensité de la soudure, en rupture avec le schéma décrit pour les unités simples. De plus, lorsque l'on observe des lacunes marquant un temps d'arrêt au cours de la mise en place (e.g. sédiments, coulées de lave, surface d'érosion entre deux zones très soudées, on peut employer l'expression « d'unités de refroidissement composite » (Smith, 1960b). Ces variations peuvent témoigner soit d'arrêts de dépôt assez longs durant la mise en place soit de variations de température des coulées successives (Freundt et al., 2000).

Les vitesses de mise en place des écoulements étant bien supérieures aux vitesses de refroidissement qui contrôlent la soudure (Riehle, 1973), les unités de refroidissement (simples ou composées) sont bien plus épaisses que les unités d'écoulement. En effet, les unités de refroidissement (simples ou composées) sont généralement de grande épaisseur comparativement aux unités d'écoulement, puisque dans un même laps de temps, plusieurs unités d'écoulement peuvent se mettre en place alors même qu'une unité de refroidissement ne sera pas entièrement refroidie.

I.3. Les processus postérieurs à la mise en place

Au cours de son refroidissement et après sa mise en place, le dépôt ignimbritique subit des modifications physiques. L'évacuation des gaz piégés dans le dépôt peut avoir lieu, et laisser des témoins comme des *gaz-pipes* (Figure 3.4). Egalement, sous l'effet de sa propre charge lithostatique le dépôt est compacté et peut devenir moins poreux et plus dense. La température de l'ignimbrite une fois mise en place s'associe à la compaction mécanique et permet la soudure à différents degrés au sein du dépôt.

I.3.1. La soudure des ignimbrites

Le processus de soudure d'un dépôt pyroclastique passe par l'aplatissement des composants juvéniles ou pyroclastes vitreux (ponces et échardes de verre) sous une charge de compaction, à des températures supérieures à la température de transition solide-liquide du verre. Les principaux facteurs produisant la soudure du dépôt sont une température et une pression lithostatique élevées (Smith 1960b; Ross et Smith 1961 ; Riehle 1973).

De plus, la présence de gaz résiduels dans la phase vitreuse peut abaisser la viscosité du verre (Schmincke, 1974). Ce processus permet au dépôt ignimbritique de devenir une roche dense et cohérente, après que les composants juvéniles vitreux aient été déformés, agglomérés et aient coalescés. Lorsque la soudure atteint un degré extrême, l'ignimbrite a une texture dite rhéomorphique, et c'est une roche massive, dense et vitreuse comme de l'obsidienne, souvent confondue avec des laves vitreuses. Plus la température de mise en place est élevée et la viscosité des clastes faible, plus la compaction est intense même sous une pression faible (Freundt et al., 2000).

La température à laquelle la soudure des verres rhyolitiques commence dépend de plusieurs facteurs, comme la composition, la viscosité, la teneur en gaz et la pression. Les degrés de soudure les plus élevés s'observent dans les magmas les moins visqueux, donc dans les ignimbrites alcalines (par exemple l'ignimbrite hyperalcaline 'TL' de Grande Canarie, Sumner et Wolff, 2003). Les températures minimales permettant la soudure ont été mesurées au cours de plusieurs études expérimentales : 535°C sur des perles de verre (Quane et Russell, 2005) et, sur des cendres rhyolitiques, respectivement 590-620 °C (Boyd, 1961), 585°C (Yagi, 1966) et 600°C (Grunder et al., 2005).

La soudure ne peut avoir lieu que si l'ignimbrite reste suffisamment longtemps à haute température et sous une pression élevée. C'est pourquoi ce sont généralement les parties inférieures des ignimbrites (hormis la semelle) qui sont les plus densément soudées puisque la pression due à la charge augmente vers le bas du dépôt (Figure 3.5). Pour une certaine température de mise en place, la zone la plus soudée s'élargit avec l'épaisseur du dépôt, alors que pour une épaisseur donnée de dépôt, la proportion de l'ignimbrite la plus soudée augmente avec la température de mise en place (Freundt et al., 2000).

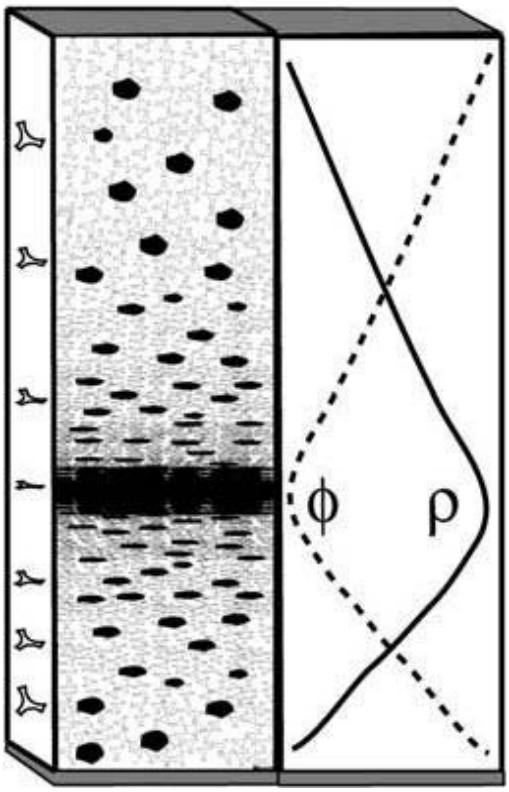


Figure 3.5.

Schéma d'un profil de compaction par soudure, montrant la déformation par aplatissement des fragments juvéniles (éléments en noir) et des clastes cendreux en Y (profil sur la gauche). Les variations verticales relatives de la porosité (ϕ, en pointillé) et de la densité (ρ, en trait plein) sont également indiquées, et correspondent au profil typique d'une unité de refroidissement unique (d'après Quane et Russell, 2005).

Cependant, le fait que toutes les ignimbrites très épaisses ne soient pas systématiquement soudées est attribué à l'importance de la hauteur de la colonne éruptive qui est associée aux ignimbrites de gros volume. Donc dans ce cas, les échanges et la diffusion de température entre les pyroclastes et l'air environnant (atmosphère) durent plus longtemps, et refroidissent la colonne au cours de sa descente.

Les ignimbrites les plus soudées ne contiennent que du verre et des cristaux. Les ponces deviennent plus vitreuses lors de la soudure. Les ponces vésiculées souvent blanches au départ s'aplatissent en petites galettes noires et vitreuses, appelées *fiamme* (ou fiammes) sous de fortes contraintes (Figure 3.6). De même, les fines échardes de verre s'aplatissent et se moulent les unes sur les autres ou autour des cristaux et éléments lithiques du dépôt. Cette texture dite eutaxitique est exclusive aux ignimbrites et constitue donc un critère distinctif des ignimbrites très soudées par rapport aux laves vitreuses.

Lorsque les ignimbrites denses restent épaisses et chaudes lors de l'écoulement, elles acquièrent une texture rhéomorphique correspondant à un degré extrême de soudure. La déformation subie pendant l'écoulement à l'état visqueux ou plastique a alors fait disparaître les *fiamme*. Dans certains cas où l'ignimbrite n'est pas complètement rhéomorphique, il est possible d'observer des *fiamme* très effacées, ressemblant en sections subverticales 2D à des filaments.

Le degré de soudure s'évalue selon les modifications de densité et de fabrique des dépôts (Quane et Russell, 2005). Les modifications dans la fabrique se traduisent par l'aplatissement des ponces et la présence ou non de fiammes (Figure 3.6), l'apparition d'une orientation ou foliation de la micro-fabrique, le degré de contact et de coalescence entre les échardes de verre et leur déformation éventuelle (e.g. foliation).

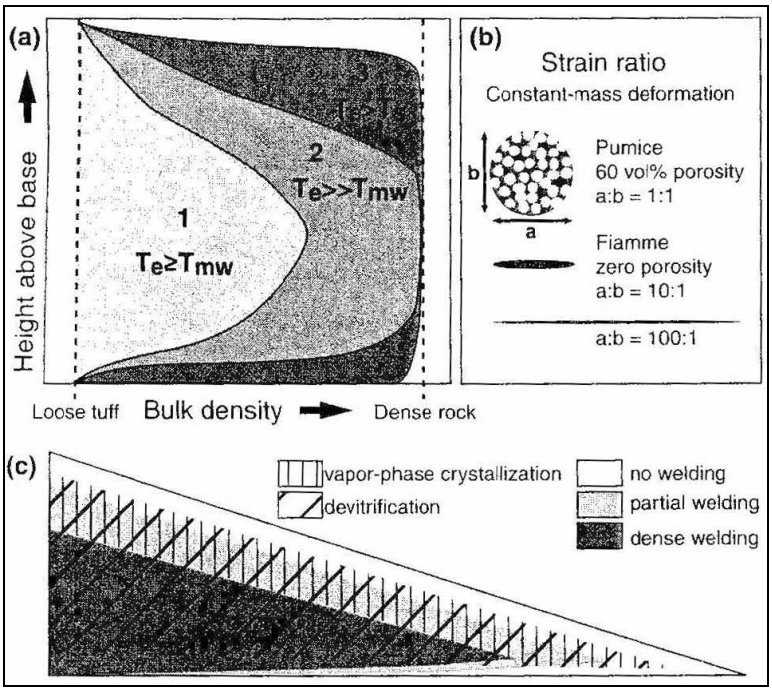


Figure 3.6. (a) Schéma de la variation verticale de densité brute dans les dépôts d'ignimbrites soudées mises en place à différentes températures T_e, au-dessus de la température minimale de soudure T_{mw} (courbe 1 et 2). Les ignimbrites qui sont densément soudées peuvent avoir été mises en place à des températures supérieures à celles du solidus T_s (courbe 3, zone très sombre), surtout si elles sont fines. (b) Illustration de la géométrie des fiammes selon le degré de compaction par perte pure de volume à masse constante. Les rapports de forme a/b très élevés nécessitent un fluage (ex : rhéomorphisme) en plus de la seule compaction visqueuse. (c). Schéma montrant, avec une échelle verticale très exagérée, l'organisation des zones de soudure et de cristallisation dans une nappe d'ignimbrite soudée. D'après Freundt et al. (2000).

I.3.2. Les processus et textures secondaires

a) L'altération en phase-vapeur

L'altération ou cristallisation en phase-vapeur d'une ignimbrite et sa dévitrification sont des processus qui ont lieu lorsque l'ignimbrite est déjà mise en place, mais qu'elle a encore une énergie thermique assez importante. La cristallisation en phase-vapeur a lieu lorsque les gaz très chauds remontent au travers de l'ignimbrite. Ces gaz peuvent être juvéniles, résiduels dans la phase vitreuse, ou bien provenir d'eau souterraine ou libre réchauffée par l'ignimbrite.

Ce phénomène entraine des modifications lithologiques comme la transformation de la texture des grandes ponces, auparavant spongieuses en ponces grisâtres friables, ou comme la texture de la matrice qui devient dure, compacte et plutôt blanchâtre. Les ponces ont en fait recristallisé et les espaces auparavant vacants dans les ponces ou la matrice sont remplis de petits cristaux de tridymite et cristobalite, variétés de quartz de haute température, ainsi que

de feldspaths alcalins. Cette génération de cristaux agit comme un ciment qui joint les éléments auparavant meubles pour former une roche compacte mais légère.

Les gaz résiduels exsolvés lors de la soudure peuvent être piégés dans le matériel très soudé et s'accumulent pour former des cavités pseudo-sphériques où cristallisent des espèces minérales de « phase-vapeur » dites lithophysae (McPhie et al., 1993).

b) La dévitrification

La dévitrification est une conséquence du refroidissement lent d'ignimbrites généralement épaisses. En effet, dans les ignimbrites fortement soudées et vitreuses, le verre est remplacé par des microcristaux de cristobalite et de feldspaths alcalins (Francis, 1993). Cependant, dans les dépôts anciens, il est difficile de distinguer la dévitrification mineure post-éruptive de la dévitrification diagénétique qui a lieu sur un long terme (Freundt et al., 2000). La dévitrification a des conséquences très variables sur la texture des dépôts, allant de la simple cristallisation microscopique qui préserve la texture pyroclastique originelle, jusqu'à la remplacer par une texture granophyrique grossière. Un stade très avancé de recristallisation produit une texture grenue similaire à celle de roches intrusives (Freundt et al., 2000).

I.3.3 Conséquence pour l'étude des séries ignimbritiques complexes

Les développements précédents relatifs aux nombreux processus et faciès de dépôts issus du volcanisme explosif ignimbritique impliquent qu'il est essentiel d'adapter les techniques d'études géologiques et volcanologiques pour rendre compte de la diversité des situations chrono-stratigraphiques, lithologiques, pétrologiques ; elles conduisent à l'assemblage de séries ignimbritiques complexes. De telles adaptations sont illustrées dans les chapitres suivants, notamment pour la méthodologie (chapitre 4) et l'exploitation des résultats (chapitres 5 et 6). Un point important concerne la nécessité de hiérarchiser les niveaux de produits cendro-ponceux (soudés ou non) de la manière suivante :

a) Les *unités ignimbritiques* : elles-mêmes composées d'une ou plusieurs unités d'écoulement et/ou refroidissement, mais sans autres produits intercalaires, mise en place dans un temps très bref, cf. plus haut) ;

b) Les groupes ignimbritiques : association de plusieurs unités ignimbritiques montrant une certaine conformité de compositions lithologique et pétrologique, mais avec des produits

sédimentaires ou volcaniques intercalaires entre les unités. La mise en place s'effectue sur un temps assez bref au sens géologique atteignant quelques centaines de milliers d'années. Généralement les méthodes radiométriques les plus modernes peinent à atteindre la résolution chronologique de ce type de successions.
Les cas a) et b) définissent un « événement (ignimbritique) » dont les dépôts sont décrits par le terme de « nappes (ignimbritiques) », qui se superposent au cours des centaines de milliers ou millions d'années pour former des « successions ou séries (ignimbritiques) ».

II. LES CALDERAS DES COMPLEXES IGNIMBRITIQUES

II.1. Définitions et typologie

Les calderas sont de vastes structures d'effondrement de forme plus ou moins circulaire ou elliptique. Elles sont généralement limitées par des falaises de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres de hauteur, correspondant à une ou plusieurs fractures bordières en forme de segment de cirque ou de croissant. Le diamètre des calderas varie typiquement de quelques kilomètres à 20 ou 30 km, voire plus dans certains cas. Elles se forment en contexte basaltique, andésitique, rhyolitique, en domaine d'extension ou de convergence, en domaine océanique, continental ou intermédiaire. De nombreux processus peuvent être à l'origine de la formation de calderas. Le mécanisme de loin le plus courant consiste en l'évacuation rapide d'un grand volume de magma lors d'une éruption effusive ou explosive, provoquant l'effondrement du toit de la chambre selon diverses modalités ; effondrement de type piston-cylindre, de type chaotique, de type asymétrique, par avalanche latérale sur flanc de volcan etc. (Bourdier, 1994 ; Lipman, 2000). D'abord classées selon des cas d'études issus d'éruptions récentes (e.g. type Krakatoa, type Katmaii, type Valles, type Hawaii, type Galapagos…etc, e.g. Williams et McBirney, 1979), on considère actuellement, en simplifiant, que les calderas peuvent être divisées en trois grands groupes.

Les calderas basaltiques se forment sur les volcans boucliers, généralement dans la partie sommitale, en contexte intraplaque insulaire (e.g. La Réunion), continental (e.g. Nyamuragira au Rwanda), ou en contexte intermédiaire (ex. des nombreuses calderas islandaises ou de l'Afar).

Les calderas des stratovolcans (généralement en contexte calco-alcalin) incluent des calderas sommitales de diamètre modeste (quelques km au maximum), et les calderas d'avalanches, qui se forment à la suite d'effondrement de flancs.

Les calderas des grands systèmes acides se présentent en contexte de croûte intermédiaire et surtout de croûte continentale. Elles se caractérisent par des dimensions élevées, avec des diamètres de l'ordre de 10 à 40 km. De plus, elles sont généralement polygéniques (i.e. plusieurs événements d'effondrement), avec des durées de fonctionnement se comptant typiquement en millions d'années.

Ces trois grands groupes constituent des termes extrêmes qu'il est commode de distinguer pour classer les structures. Cependant, dans la nature les structures sont composites ou intermédiaires dans de nombreux cas (par exemple une caldera d'effondrement partiellement reprise par un glissement de flanc). Dans la présente étude, nous n'avons abordé que le troisième cas, qui correspond aux calderas des grands systèmes acides. Ces systèmes, aujourd'hui qualifiés de « supervolcans », sont la source de grandes éruptions explosives produisant de volumineux épanchements de cendres et ponces, et formant des dépôts de type ignimbrites.

De par leur caractère polygénique, les complexes caldériques (comprenant plusieurs calderas plus ou moins coalescentes), se présentent généralement sous forme de structures larges, festonnées, avec éventuellement certaines bordures peu marquées voire indécelables dans la topographie actuelle. Les exemples de la zone volcanique de Taupo et de Yellowstone illustrent ce cas de figure (Tableau 3.2).

Les calderas des grands systèmes acides et les ignimbrites forment des associations volcanologiques et structurales caractérisées par une certaine organisation géomorphologique dont les traits principaux se retrouvent dans un très grand nombre d'exemples à travers le monde. Pour illustrer cette organisation, nous avons choisi de décrire l'exemple bien étudié de la caldera de Valles aux USA (Figure 3.7).

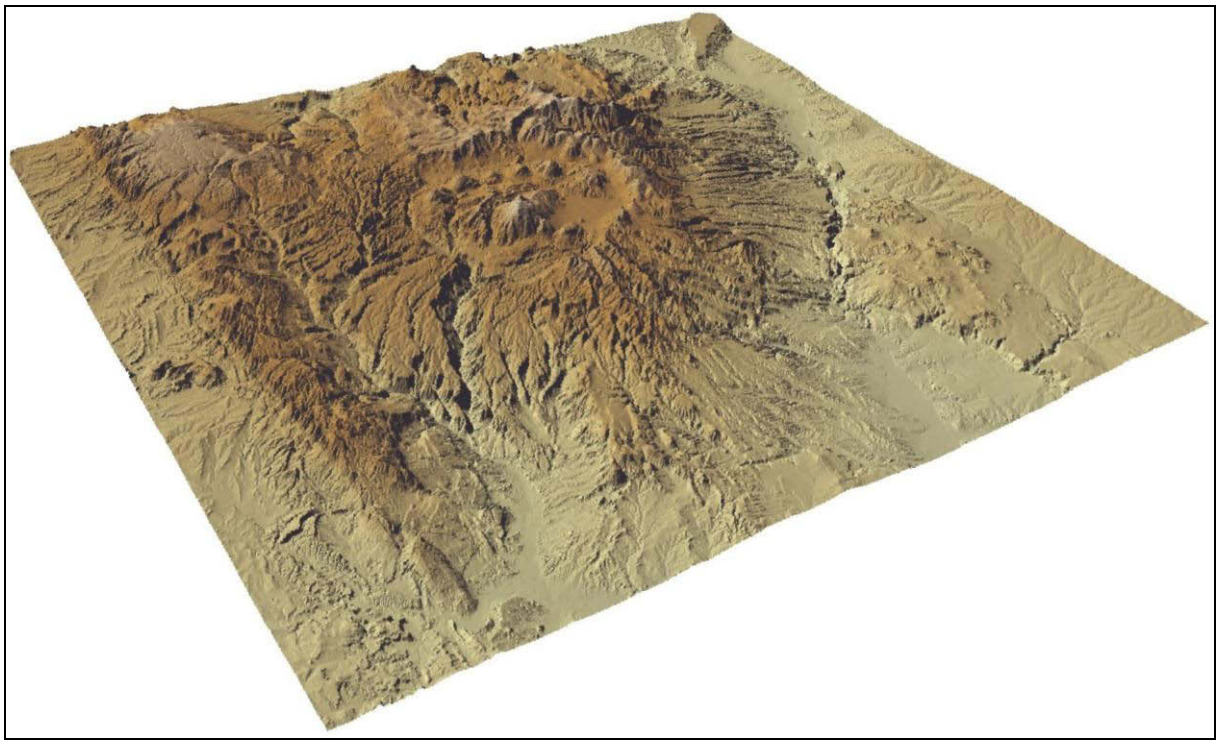


Figure 3.7. Vue oblique depuis le Sud-Ouest des monts de Jemez dans la sierra Nacimiento, et de la caldera quaternaire de Valles au Nouveau Mexique, USA (voir le texte ci-dessous). Image du New Mexico Bureau of Geology and Mineral Resources (accessible à geoinfo.nmt.edu/faq/volcanoes/valles_caldera.html).

L'exemple de Valles montre clairement la structure de surface commune à la plupart des calderas et ignimbrites de contexte continental. On observe une dépression d'environ 20-24 km de diamètre, limitée par un rempart d'environ 100-300 m de hauteur selon les endroits, qui forme la faille bordière de la caldera. Cette dernière est occupée par des extrusions et des dômes de laves postérieurs à l'effondrement. La nappe ignimbritique externe (tuff de Bandelier, 1,14 Ma, 300 km^3) forme une série de plateaux disposés plutôt radialement, avec une inclinaison régulière vers l'aval, depuis la caldera. Le toit des nappes externes est incisé par un système de drainage de géométrie typique (plus ou moins « dendritique »), et un grand canyon principal au sud-ouest permet le drainage de l'intérieur de la caldera. Ce type de géomorphologie et de configuration structurale est très classique dans la plupart des grandes calderas en contexte continental. Pour ces raisons, la caldera de Valles est considérée comme un « spécimen type » de volcan à caldera ou « super-volcan ».

Dans les archives géologiques, le magmatisme acide de grande échelle qui alimente les systèmes caldériques acides est généralement observé sous la forme de plutons et intrusions

différenciées. Les processus qui contrôlent la formation de ces chambres magmatiques acides sont toujours activement débattus. Les études géophysiques et les forages effectués sur des grandes calderas récentes, notamment aux USA, ont permis d'établir un schéma structural pour ces grands complexes acides. A titre d'exemple, nous prenons ici le cas de la caldera de Long Valley aux USA (Figure 3.8, Hill et al., 1985).

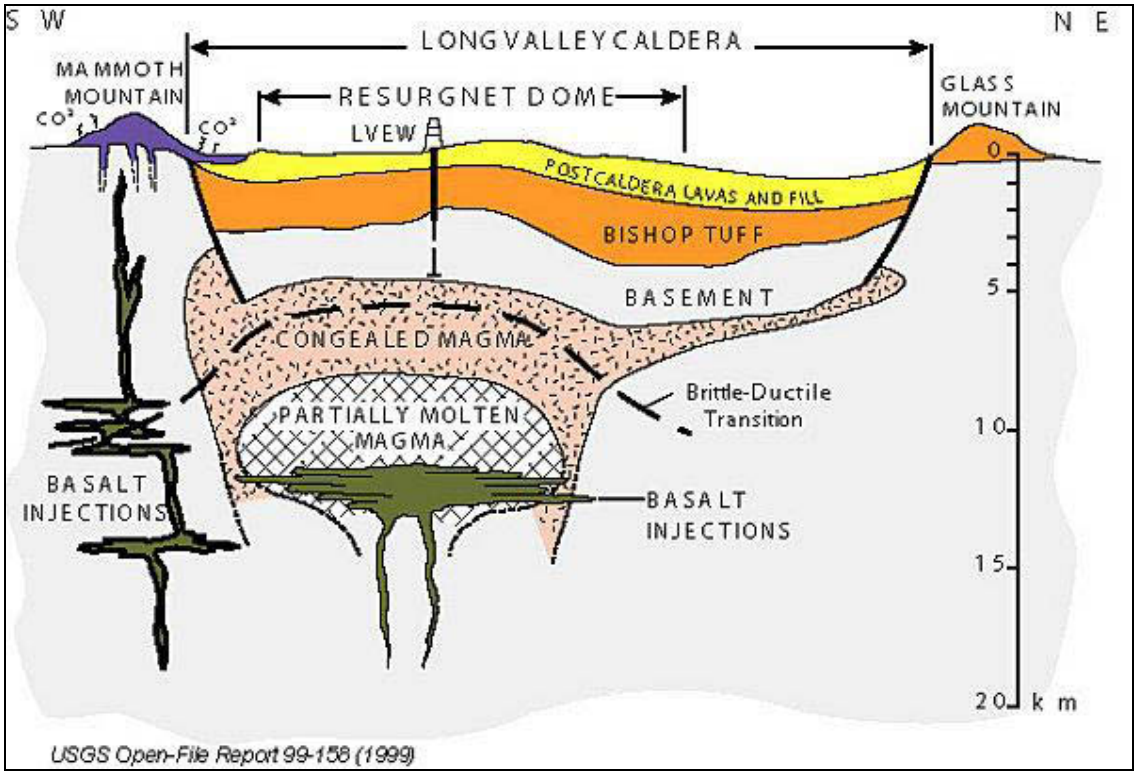


Figure 3.8. Coupe schématique Sud-Ouest – Nord-Est de la caldera de Long Valley et représentation de la chambre et des systèmes d'alimentation sous-jacents. D'après USGS Open File Report 1999 (document de l'USGS du domaine public).

La structure caldérique de Long Valley fait environ 32 x 18 km de dimensions maximale et minimale, respectivement. Cette caldera s'est formée lors de l'éruption du Bishop Tuff, vers 760 ka (Tableau 3.2), qui correspond à ~600 km^3 de produits ignimbritiques répandus tout autour de la structure d'effondrement. Au sein de la caldera, l'épaisseur des produits atteint localement 1500 m, mais la nappe ignimbritique externe (« outflow sheet ») est nettement plus fine, moins de 100 m généralement. La caldera de Long Valley héberge des produits de volcanisme ultérieur (dômes et dômes-coulées), ainsi qu'un dôme résurgent, de 400-500 m de hauteur maximale, intensément fracturé. Les dômes de laves post-caldera migrent progressivement au cours du temps, du centre vers le bord de la caldera. Cette

migration est accompagnée d'un changement de la composition des laves depuis 75 % de SiO_2 au centre à 64 % à la périphérie (Hill et al., 1985). Cette évolution a été interprétée comme le résultat de l'extraction de magmas depuis des zones de plus en plus profondes au sein d'une chambre zonée dont la partie supérieure se serait refroidie progressivement. La figure 3.8 illustre schématiquement cette situation, qui correspond à un cas relativement simple. On distingue, d'une part la zone principale de stockage de magmas acides, dont une grande partie est plus ou moins cristallisée (formant une « bouillie » cristalline), et dont la forme contrôle la géométrie de la structure d'effondrement caldérique sus-jacente. D'autre part, des injections de magmas plus basiques sont produites pour recharger la chambre (avec interactions, émulsions, et mélange avec les magmas acides préexistants), ou transitent directement vers la surface à l'extérieur du système en produisant des éruptions plus basiques (e.g. Mammoth Mountain du coté sud-ouest sur la figure 3.8).

Le consensus actuel tend à représenter de nombreuses « chambres » magmatiques sous les calderas comme des enchevêtrements complexes de systèmes intrusifs avec coexistence, à diverses profondeurs sous la surface, de sills et dykes plus ou moins basiques interagissant avec les amas sub-cristallisés et différenciés antérieurs, et les remobilisant pour produire de nouvelles éruptions explosives ou de nouveaux dômes en surface (e.g. Bachmann et Bergantz, 2004).

En contexte de convergence, les calderas de petite et moyenne taille sont généralement directement associées à des édifices polygéniques de type stratovolcans. Elles coïncident donc avec l'arc volcanique actif et participent à son évolution. Les grands systèmes différenciés montrent une répartition différente ; en effet, des études indiquent que les grandes calderas acides en milieu continental ont tendance à se situer préférentiellement à l'arrière de l'axe volcanique actif principal (Hughes et Mahood, 2008). Ce type d'information est important à prendre en compte dans le contexte de recherche des points de sortie des ignimbrites.

II.2. Les grands systèmes à calderas des Andes centrales

L'origine géodynamique et la structure orogénique des Andes (voir le chapitre 2) est particulièrement propice à la formation de grands systèmes volcaniques acides. En effet, l'épaississement crustal et l'abondance des termes dacitiques à rhyolitiques dans les séries

calco-alcalines de la chaîne andine ont produit de nombreuses provinces acides dans lesquelles le volcanisme de type ignimbritique est très présent. Les calderas associées peuvent être simples, mais les structures complexes, polyphasées en essaims ou emboitées, sont répandues.

Ainsi, les Andes centrales concentrent un grand nombre de calderas dont certaines comptent parmi les plus grandes connues sur la planète (Tableau 3.2). Les plus vastes (de forme complexe) ont un diamètre dépassant les 50 km, et les nappes ignimbritiques associées représentent des volumes bruts qui excèdent largement 1000 km^3.

La préservation exceptionnelle des systèmes caldériques des Andes centrales (morphologie d'ensemble, failles bordières, structures résurgentes, évents ultérieurs etc.) et des affleurements spectaculaires de leurs dépôts résulte de la combinaison des conditions climatiques très arides et de l'altitude élevée de toute la région. Par conséquent, les Andes centrales sont une région privilégiée pour l'étude des grands systèmes acides en contexte continental. Cependant, l'altitude et l'éloignement des centres urbains sont autant de facteurs qui rendent plus difficiles les recherches de terrain. Ces limitations ont été partiellement contournées grâce à l'avènement des techniques d'imagerie satellitaire dans les années 1980-90 et 2000. En effet, ces images couleurs Landsat, Spot, etc. permettent de récolter depuis l'espace un grand nombre d'informations sur la nature, la structure et la chronologie relative des unités géologiques et volcanologiques. Ces données permettent d'avancer considérablement dans la connaissance et la compréhension des grands systèmes acides des Andes centrales.

Bien qu'aucune éruption ignimbritique majeure (VEI 7 et 8) ne se soit produite dans les grandes calderas des Andes centrales au cours de l'Holocène, il demeure vraisemblable – compte tenu des récurrences éruptives (Mason et al., 2004 ; Crosweller et al., 2012) – que certaines calderas soient encore susceptibles de produire de grands événements explosifs entraînant la formation de vastes nappes de cendres et ponces. En effet, les études à l'échelle globale suggère que les événements VEI 8 ont un temps de retour de l'ordre de 1,5 à 2 Ma. L'activité de ces calderas peut être organisée en cycles, en lien avec l'activité des batholites sous-jacents. Une caldera située à l'aplomb d'un batholite est donc un site privilégié d'échanges thermiques et est susceptible d'héberger des sites d'intérêts géothermiques ou épithermaux. L'activité actuelle des solfatares et celle des sources chaudes et autres geysers

sont autant de manifestations de ces échanges caloriques. Elles signalent la poursuite de processus profonds sous la surface dans certains secteurs des Andes centrales.

Afin d'illustrer quelques situations typiques des systèmes ignimbritiques représentatifs des Andes centrales (cf. chapitre 2), nous avons choisi de présenter deux exemples emblématiques dans lesquels l'ensemble des caractéristiques communes à tous les grands systèmes acides des Andes centrales sont présents. Le premier exemple concerne le système de Cerro Galan, au nord-ouest de l'Argentine. Etudié dès les années 70, ce vaste complexe a été l'objet d'études récentes dont les aboutissements ont été publiés dans un numéro spécial du *Bulletin of Volcanology* (déc. 2011, édité par R. Cas et K. Cashman). Le second exemple est celui de La Pacana, au nord du Chili, qui a également focalisé l'attention de plusieurs équipes chiliennes et nord-américaines au cours des années 90. Ici, notre objectif est d'identifier, à partir de ces deux exemples, les grands traits distinctifs du volcanisme acide de grand volume des Andes Centrales que nous pourrons réexaminer lors de l'exploitation des données sur les séries ignimbritiques de la région Ocoña-Cotahuasi-Maran.

II.2.1. Le système de Cerro Galan, Argentine

Située dans une région reculée de la province de Catamarca, au nord-ouest de l'Argentine, Cerro Galan (figures 3.9 et 3.10) est l'une des grandes calderas les mieux préservées des Andes centrales et du monde. De nombreuses études sur ce complexe se sont succédées depuis Francis et al. (1978), Sparks et al. (1985), et récemment avec les nouvelles études parues en 2011 au Bull Volcanol (Cas et Cashman, 2011).

Le cas de Cerro Galan illustre un système de longévité typique. Les premières grandes éruptions se seraient produites vers 5,6 Ma. Par la suite, une succession de 9 grandes unités ignimbritiques se sont mises en place, la dernière étant datée vers 2,1 Ma.

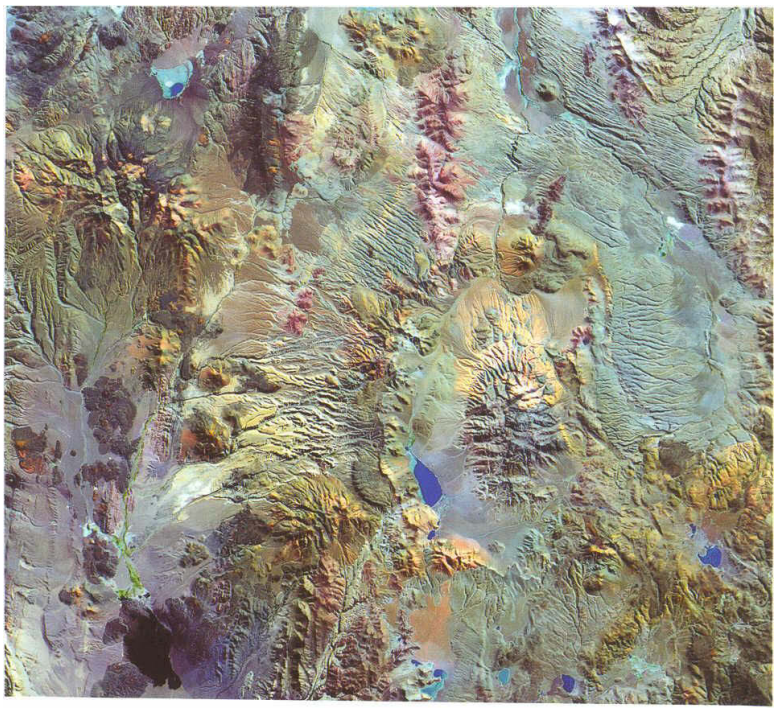


Figure 3.9.

Image Landsat TM de la région de la caldera de Cerro Galan. L'image est de type Hue en intensité saturée (Hue-Saturation-Intensity) obtenue avec les bandes 7, 4 et 2 en rouge, vert, et bleu (RGB).
Le schéma géologique et structural est présenté sur la figure 3.10.

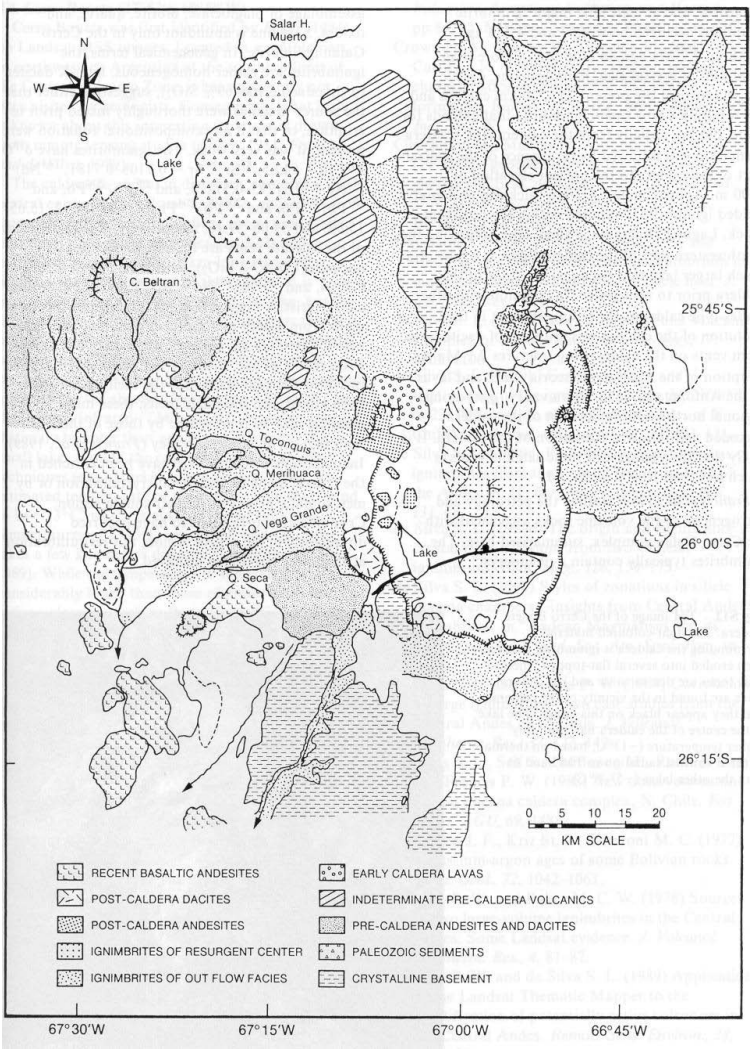


Figure 3.10.

Schéma géologique et structural de la caldera de Cerro Galan et des alentours, basé sur l'image Landsat TM et sur les études de terrain et les photos aériennes de Francis et al. (1978).
D'après de Silva et Francis (1989).

La caldera de Cerro Galan est la structure la plus récente d'un vaste système acide qui s'est développé le long de deux failles majeures d'orientation nord-sud et espacées d'environ 20 km. Le volcanisme de la région de Cerro Galan aurait débuté vers 15 Ma avec la formation de plusieurs stratovolcans andésitiques et dacitiques. Par la suite, l'activité est devenue nettement plus explosive avec des événements de magnitudes sensiblement plus élevées. Cette activité s'est produite dans la période comprise entre 7 et 4 Ma. Au moins 9 ensembles ignimbritiques majeurs ont été déposés (sous formes d'unités simples ou de groupes plus ou moins complexes). Vers 2,1 Ma, une puissante éruption a évacué plus de 1000 km^3 de magma dacitique porphyrique, provoquant la subsidence d'une vaste caldera elliptique de 35 x 20 km (figure 3.9). L'ignimbrite résultante, elle aussi nommée Cerro Galan, s'étend sur 40 km tout autour de la caldera depuis la faille bordière, mais se trouve jusqu'à 80 km de sa source du côté nord (Folkes et al., 2011). Un vaste dôme résurgent s'est progressivement érigé au sein de la caldera, quelques temps après son effondrement (figure 3.10). Le sommet de la résurgence atteint aujourd'hui 6100 m, alors que le plancher de la caldera se situe vers 4000-4500 m (Sparks et al., 1985).

Les récentes études de Folkes et al. (2011) ont apporté de nouvelles données et interprétations. Les auteurs reconnaissent toujours 9 événements, mais ils précisent que le groupe d'ignimbrites de Toconquis (~5,60–4,51 Ma d'après des âges ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotite) comprend deux nouvelles ignimbrites (nommées Pitas et Vega) qui n'avaient pas été identifiées auparavant. De plus, les nouvelles études de terrain, trois décennies après celles de Francis et al. (1978) et Sparks et al. (1985), révèlent que l'extension des unités du groupe Toconquis est sensiblement plus grande que celle qui était connue jusqu'alors. En outre, les auteurs démontrent qu'une unité ignimbritique, antérieurement considérée comme unique, est en fait constituée de deux unités dont l'âge, déterminé par les méthodes radiométriques ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotites, a permis de distinguer l'unité de Real Grande (4,68 ± 0,07 Ma) de celle de Cueva Negra (3,77 ± 0,08 Ma).

De même, le réexamen des failles bordières de la caldera a mené à certaines réinterprétations de la structure d'effondrement. Selon Folkes et al. (2011), la forme de la caldera est essentiellement contrôlée par des systèmes de failles avec localement des effets de « trap-door » le long d'une cassure nord-sud du côté oriental de la dépression caldérique. La zone effondrée, de forme grossièrement isocèle, aurait des dimensions maximales de 27 x 16 km. Les nouvelles estimations de volume indiquent que les volumes d'ignimbrites émises ont

augmenté au cours du temps, depuis environ 10 km^3 DRE pour les plus anciennes vers 5,6 Ma, à près de 400 km^3 DRE vers 4,7 Ma, puis 630 km^3 DRE pour la grande éruption de Cerro Galan à 2,1 Ma.

II.2.2. Le système de La Pacana, Nord Chili

Le secteur de la Pacana, situé au nord du Chili, est le système acide le plus vaste de la province volcanique des Andes Centrales (voir les figures 3.11 et 3.12). Il est distribué sur environ 17 000 km² et les ignimbrites associées s'étendent au sud-ouest de la Bolivie et au nord-ouest de l'Argentine. Trois systèmes ignimbritiques forment le complexe de la Pacana, dont l'activité est associée de façon complexe à l'évolution tectonique de ce secteur des Andes (Baker et al., 1981 ; de Silva 1989a,b, Lindsay et al., 2001).

La caldera de La Pacana représente le centre ignimbritique le plus important de cette province acide, et ses dimensions sont considérables. En effet, la dépression caldérique, de forme irrégulière et allongée, s'étend sur 70 km de long pour 35 km de large, et son plancher se situe vers 4000 m d'altitude (Figures 3.11 et 3.12). Les études ont montré que cette structure résulte en partie de la mise en place d'une ignimbrite appelée Atana, âgée de 4 Ma, dont le volume est de l'ordre de 1500 km^3. Les faciès externes de l'ignimbrite peuvent se suivre sur des milliers de km² tout autour de la caldera. Les dépôts sont particulièrement épais au sein de la caldera, où des manifestations d'activités hydrothermales persistent aujourd'hui. Comme à Cerro Galan, le plancher de la caldera a connu un épisode de résurgence marqué par la formation d'une antiforme allongée sur 50 km de long et 12 km de large. Le sommet du dôme résurgent culmine à 4900 m d'altitude, et présente un graben apical allongé dans la même direction que celle de l'antiforme.

Au moins trois autres ignimbrites majeures sont associées à la caldera de La Pacana (voir la figure 3.13), ce qui illustre que l'activité a duré plusieurs millions d'années, en entraînant l'évacuation de grands volumes de magmas lors d'événements très explosifs. Ainsi, l'ignimbrite plus ancienne Pujsa a été émise vers 5,6 Ma. Ensuite, l'ignimbrite de Toconao, datée entre 4,0 et 5,3 Ma, est considérée comme un précurseur du grand événement d'Atana. D'autres événements plus modestes ont eu lieu après l'événement d'Atana, principalement au sud de la caldera, à 3,2 Ma. Plusieurs dômes ou dômes-coulées sont présents dans la caldera, le dernier s'est mis en place vers 2,2 Ma (de Silva, 1989a,b, Lindsay et al., 2001).

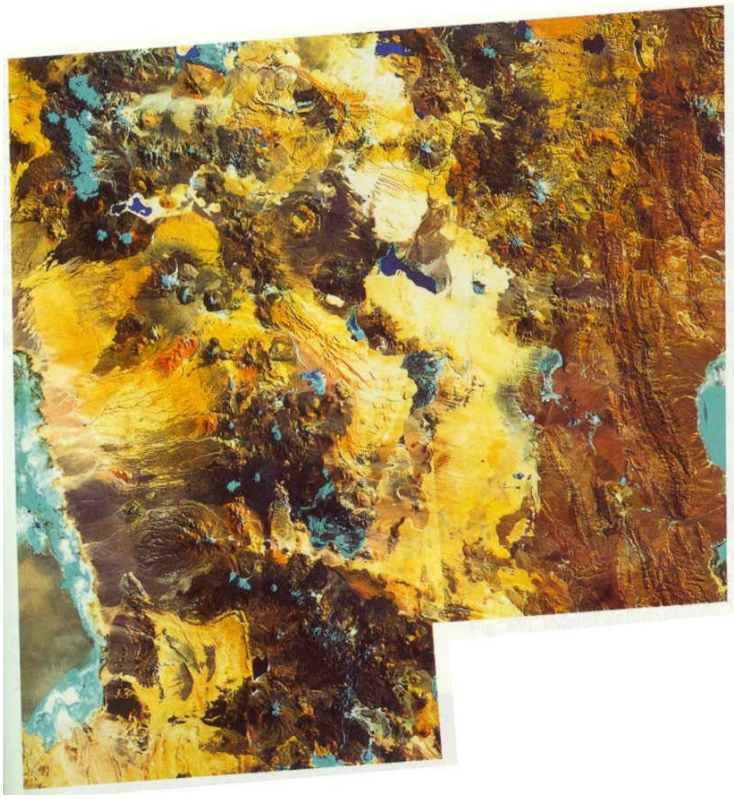


Figure 3.11.

Image Landsat TM de la région de la caldera de la Pacana. L'image est de type Hue en intensité saturée (Hue-Saturation-Intensity) obtenue avec les bandes 7, 4 et 2 en rouge, vert, et bleu (RGB). Le schéma géologique et structural est présenté sur la figure 3.12.

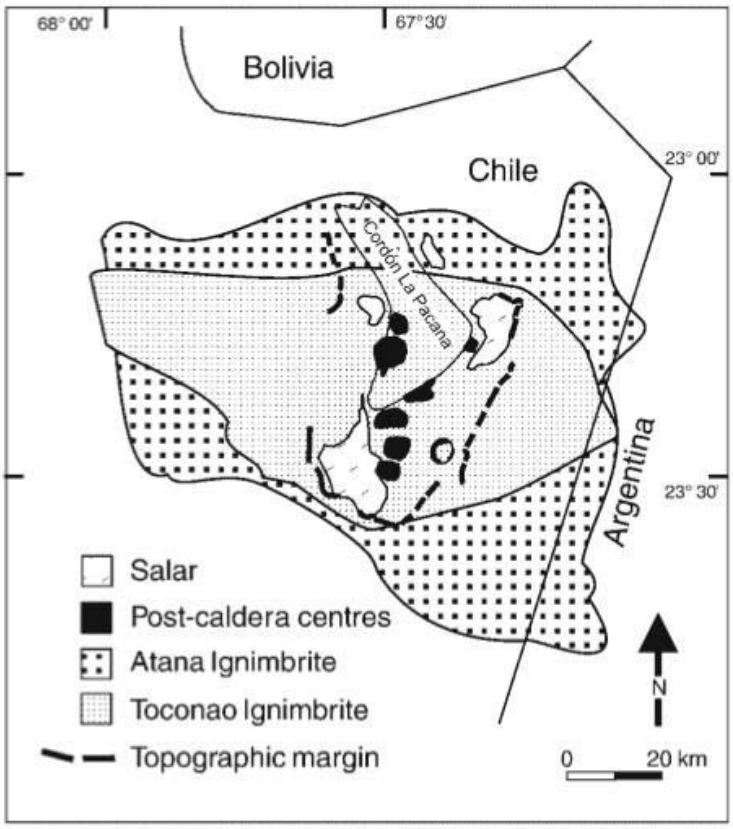


Figure 3.12.

Schéma géologique et structural de la caldera de la Pacana et des alentours, basé sur l'image Landsat TM (Figure 3.11), sur les études de terrain et les photos aériennes.
D'après Lindsay et al (2001)

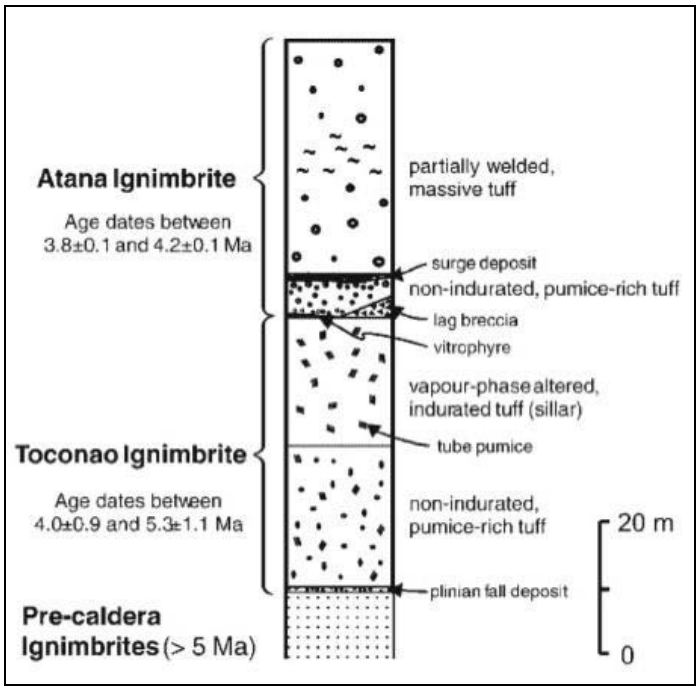


Figure 3.13.

Schéma stratigraphique synthétique (échelle approximative) des principales unités ignimbritiques du complexe de La Pacana.
D'après Lindsay et al. (2001).

II.3. Implications pour les spécificités des complexes ignimbritiques

Les deux exemples de Cerro Galan et La Pacana amènent à identifier des points communs parmi les caractéristiques du volcanisme des grands systèmes acides et conduisent également à isoler quelques problèmes spécifiques à l'étude de ces complexes.

II.3.1. Caractéristiques communes aux grands complexes acides

Une caractéristique fondamentale des grands systèmes ignimbritiques en contexte continental repose dans la longévité du volcanisme, qui s'étend généralement sur plusieurs millions d'années, typiquement de 4-5 Ma à 10-15 Ma voire plus. Ce volcanisme de longue durée est concentré sur une région restreinte et évoque la présence en profondeur de chambre de type pluton ou, pour les cas les plus grands, de type batholite (e.g. La Pacana).

Ce volcanisme est caractérisé par la mise en place de structures et constructions volcaniques très diverses : stratovolcans, édifices monogéniques dispersés ou en essaims, dômes isolés ou coulées (donc pas nécessairement liés à une structure centrée) et par l'abondance des événements ignimbritiques, de quelques événements pour La Pacana, (voir la figure 3.13), à neuf événements pour le Cerro Galan.

De plus, la magnitude très élevée des événements ignimbritiques (généralement VEI 7 ou 8) induit des aires de dispersion des nappes se comptant en milliers de km^2, et dans certains cas l'absence remarquable de retombée plinienne associée (Cerro Galan).

Ces grands systèmes présentent une organisation hiérarchisée des séries ignimbritiques en unités simples ou composées (unités d'écoulement et de refroidissement), et en groupes plus ou moins complexes (e.g. Atana à La Pacana).

Ces caractéristiques intrinsèques des grands systèmes ignimbritiques sont communes à l'ensemble des complexes acides des zones continentales d'âge Cénozoique à Quaternaire, dans les Andes (de Silva et Francis, 1991), mais aussi dans les cordillères du Mexique (e.g. Pradal, 1990 ; Pradal et Robin, 1994 ; Arce et al., 2012), aux USA (Lipman, 1997 ; de Silva et al., 2008), en Asie continentale (Turquie, Iran) et ailleurs. On retrouve également ces caractéristiques sur des croûtes intermédiaires comme au Japon (caldera d'Aira, Aramaki, 1984), en Nouvelle Zélande (zone de Taupo ; e.g. Houghton et al., 1995), à Sumatra (méga-système de Toba, Chesner et al., 1991) etc.

II.3.2. Problèmes d'études spécifiques aux grands complexes acides

Au-delà des spécificités volcanologiques, l'examen des résultats obtenus dans les études précédentes portant sur les systèmes de Cerro Galan et La Pacana amène également à identifier quelques problèmes récurrents concernant l'analyse géologique de ces ensembles acides à longue durée de fonctionnement.

L'âge des événements est difficile à déterminer précisément. Les méthodes K-Ar et Ar-Ar sont généralement utilisées, mais des problèmes d'incertitudes sur les âges (contamination atmosphérique ou autres sources de pollution) peuvent affecter les interprétations. En effet, la précision sur les âges est, dans certains cas, insuffisante pour identifier ou corréler correctement certaines unités. De fait, la fréquence éruptive peut être plus élevée que la résolution chronologique fournie par les méthodes radiométriques K-Ar et Ar-Ar. Par exemple, l'ignimbrite de Toconao à la Pacana est datée entre 4,0 ± 0,9 et 5,3 ± 1,1 Ma, mais il n'est pas clairement établi si ces âges reflètent une seule unité ignimbritique, ou si plusieurs unités se sont mises en place dans cet intervalle de temps.

Les estimations de volume des unités peuvent connaître des évolutions très significatives au fur et à mesure des différentes études. L'exemple de Cerro Galan (Folkes et al., 2011) montre que les réévaluations tendent, de façon assez systématique, à augmenter la superficie des unités, suite à la découverte de nouveaux affleurements, et par conséquent à accroitre le volume des unités. Une réduction de volume peut intervenir lorsque des réinterprétations de corrélation amènent à revoir l'extension de certaines unités, mais ce type de situation est plus rare.

La géométrie précise de la caldera et l'origine des structures bordières est souvent sujette à discussion, même dans les systèmes jeunes et bien préservés comme celui de Cerro Galan. Le caractère polygénique et la complexité de l'histoire géologique locale (volcanisme et érosion ultérieurs, modifications tectoniques) peuvent conduire à des incertitudes importantes sur la géométrie précise des effondrements correspondant à chaque événement ignimbritique.

Ces observations, déduites des travaux effectués à La Pacana et Cerro Galan, pourraient tout autant être faites sur de nombreux autres exemples (Mexique, USA, Asie Mineure, Japon, Nouvelle Zélande etc., voir les exemples cités précédemment). Il s'agit donc de problèmes communs à l'étude des grands systèmes ignimbritiques en général, auxquels nous sommes susceptibles d'être confrontés dans le cadre de nos recherches sur le système ignimbritique d'Ocoña-Cotahuasi-Maran. C'est à la lumière de ces connaissances sur les grandes calderas acides et sur ces constats que nous avons entrepris l'étude des séries ignimbritiques Ocoña-Cotahuasi-Maran, qui avaient fait l'objet de très peu d'études antérieures (cf. chapitre 2).

CHAPITRE 4

METHODES D'ETUDE

I. METHODES DE TERRAIN, GEOMATIQUES ET GEOCHRONOLOGIQUES

I.1. Etudes de terrain

I.1.1. Etablissement des logs stratigraphiques

L'étude de terrain présentée dans ce travail repose principalement sur les résultats d'une campagne réalisée pendant 4 semaines en 2008. Au cours de cette campagne, des travaux géologiques, litho-stratigraphiques, et la collecte d'échantillons ont servi de base à l'établissement de coupes stratigraphiques de références locales décrites dans le chapitre de résultats (chapitre 5). Les coupes ont été généralement levées le long de routes qui serpentent dans les canyons des rios Ocoña et Cotahuasi, qui relient les fonds de vallées aux plateaux d'altitude, sur des dénivelés de l'ordre de 2000 à 3000 m. Les épaisseurs des formations géologiques et des sections étudiées ont été estimées sur la base de relevés altimétriques obtenues par GPS. Les valeurs sont donc localement imprécises mais donnent une idée satisfaisante des ordres de grandeur pour les principales unités étudiées dans cette thèse. Bien que les affleurements soient nombreux et généralement de bonne qualité, plusieurs difficultés spécifiques se présentent pour l'analyse stratigraphique de cette région.

D'une part, la majorité des affleurements apparaît sous forme de hautes falaises (dizaines à centaines de m) qui ne sont guère accessibles pour une étude détaillée. D'autre part, des effets d'emboîtement et de canalisation des nappes d'ignimbrites relativement jeunes dans les canyons entaillés dans les nappes plus anciennes rendent les reconstitutions stratigraphiques localement délicates. En outre, de grands glissements de terrains se traduisent par endroits par des effets de duplication apparente de la stratigraphie (glissement en masse par failles listriques), ou par le camouflage des affleurements sur de grandes portions des canyons. Enfin, des fracturations, basculements, et autres rotations liés à la tectonique compliquent l'établissement d'une stratigraphie robuste dans certaines localités.

Outre les formations volcaniques elles-mêmes, les produits sous-jacents, sus-jacents, ainsi que les niveaux inter-stratifiés dans les successions ont été identifiés et reportés dans les logs stratigraphiques. De plus, nous avons indiqué les niveaux de coulées de lave, qui offrent d'excellents repères stratigraphiques et pour lesquels l'âge peut être déterminé (voir plus loin). Compte-tenu de la complexité de détail des sections sur le terrain, nous avons choisi de

simplifier les logs pour les rendre lisibles dans ce mémoire. Notamment, nous avons simplifié la représentation des contacts entre les formations lithologiques, qui sont dans de nombreux cas en discordance érosive. Pour chaque groupe ou unité ignimbritique, nous avons ensuite effectué une analyse volcanologique destinée à décrire les traits généraux des dépôts, à détecter toute particularité pouvant servir de marqueur spécifique, et à identifier toute caractéristique utile pour la localisation de la source associée. Nous rappelons brièvement ci-dessous les principaux critères en insistant sur quelques spécificités propres au système ignimbritique d'Ocoña -Cotahuasi.

I.1.2. Identification des composants des ignimbrites

Les dépôts ignimbritiques sont composés de matériel magmatique juvénile, formé de ponces, d'échardes de verre et cristaux libres dans la matrice, de fragments lithiques issus des parois du conduit, ou bien arrachés au substratum, ainsi que d'une matrice cendreuse. Les ignimbrites présentent d'importantes variations latérales et verticales de leur faciès. Elles sont beaucoup plus grossières si on se rapproche de leur source, la taille des fragments juvéniles ou lithiques qu'elles contiennent permet donc de déterminer leur source géographique.

Les ignimbrites de la série de Ocoña-Cotahuasi sont composées de matériels juvénile et énallogène de natures variées : ponces, xénoclastes, fiammes, cendres, échardes de verres et cristaux libres. Les proportions de chaque constituant varient considérablement verticalement dans chaque unité de refroidissement et d'écoulement, et latéralement d'un affleurement à l'autre. La nature des constituants peut être un critère d'identification ou de corrélation des unités, aussi nous avons tenté de décrire de façon aussi exhaustive que possible le contenu de chaque unité sur les sites d'étude. Toutefois, du fait de la grande épaisseur de la plupart des unités, et de la variabilité intrinsèque de chaque nappe ignimbritique, nos observations n'ont qu'une valeur locale et ne sont pas nécessairement extrapolables à l'ensemble de l'unité.

a) Les fragments juvéniles

Les ponces sont constituées de verre volcanique modérément à fortement vésiculé et peuvent être autant aphyriques que riches en cristaux (plus de 40% de leur volume). Elles sont produites par la désagrégation du magma vésiculé lors d'une éruption explosive et présentent différentes sortes de vésicules dont la forme peut être très allongée et tubulaire, ou sphérique. L'allongement des vésicules est la conséquence d'un épisode de cisaillement au cours de leur remontée (Marti et al., 1999) tandis que les vésicules sphériques se forment dans des

conditions de surpression plus isotropes (Formenti et Druitt, 2003).

Les échardes de verre sont les parois vitreuses des vésicules des ponces qui ont été fragmentées. Elles se présentent comme de fines branches ayant des formes aplaties, pointues, falciformes ou circulaires, ou bien elles ont encore les trois branches de la jonction entre des bulles coalescées. La forme des échardes de verre enregistre les différents degrés de compaction puis de soudure de l'ignimbrite. Elles peuvent être aplaties, puis présenter un alignement ou une orientation perpendiculaire à la direction de compaction, ou s'agglomérer puis coalescer et enfin montrer une texture fluidale dans les degrés les plus élevés de soudure où elles seront plissées et mouleront les fragments de cristaux ou de lithiques du dépôt. Les échardes de verre sont plus concentrées dans la partie distale du dépôt qui est plus appauvrie en cristaux libres.

b) Les fragments accessoires et accidentels

Les fragments lithiques peuvent avoir des origines et natures différentes. Les fragments lithiques sont des morceaux de roches du substratum entraînés dans la chambre magmatique ou bien arrachés au conduit ou au substratum lors de la mise en place de l'ignimbrite. Les lithiques cogénétiques sont des fragments « juvéniles » issus du magma éruptif cristallisé, alors que les lithiques dits accessoires, sont des fragments de la roche encaissante, et incluent donc des produits d'éruptions précédentes arrachés durant des explosions. Les lithiques accidentels peuvent venir de l'érosion du substratum volcanique durant le passage de l'écoulement. La nature et la composition des fragments lithiques sont de bons indicateurs de la localisation de la source d'une ignimbrite (e.g. les ignimbrites de Crater Lake, Suzuki-Kamata et al., 1993 et de Taupo, Cole et al., 1998). Les lithiques accessoires peuvent par exemple servir à identifier la stratigraphie sous l'évent, et à le localiser, ainsi que le système hypo-volcanique. Ces fragments lithiques peuvent avoir enregistré, selon la nature et le degré de leur altération, la présence d'un système hydrothermal. L'accumulation de lithiques dans certaines parties du dépôt peut être reliée à l'effondrement de la caldera à l'origine du dépôt ou à l'élargissement brutal de l'évent.

c) Les cristaux

Les cristaux peuvent être juvéniles, étrangers au magma (xénocristaux) ou secondaires (postérieurs à la mise en place, issus d'épisodes d'altération ou de recristallisation). Les paragénèses et l'abondance des cristaux libres au sein d'une ignimbrite peuvent permettre de la distinguer dès l'observation macroscopique effectuée sur le terrain. La matrice des

ignimbrites est généralement enrichie en cristaux libres par rapport aux ponces qu'elle contient. Cette différence d'abondance est liée à l'élutriation des particules fines et moins denses (comme les échardes de verre) lors de l'écoulement : elles sont extraites de la coulée et se concentrent dans le nuage de cendres sus-jacent, tandis que les fragments de cristaux, plus denses restent dans le corps de la coulée. Cette différence peut s'accentuer par l'incorporation de cristaux ou glomérophyres (amas de cristaux) issus du substratum. Il est donc important de tenir compte de l'origine juvénile ou accidentelle des cristaux libres de la matrice lors de leur étude.

I.1.3. Etude de la structure des dépôts et texture des produits

Afin d'améliorer la caractérisation des dépôts, nous avons également focalisé nos observations sur la présence de structures dans les formations pyroclastiques. Les produits montrent en effet une grande diversité de macrostructures, depuis l'échelle du lit fin, aux strates et aux bancs. A chaque fois que cela était possible, les relations avec les surfaces de contact à la base et au sommet de chaque unité ont été examinées. Nous avons également observé les relations entre la topographie anté-éruptive et la géométrie des dépôts ignimbritiques qui la remplissent. Une attention particulière a été portée aux différents types de stratifications dans les dépôts, en distinguant l'organisation des lits en strates et en séries, des contacts (plans ou entrecroisés) etc. Il est toutefois courant d'observer des strates, voire des unités entières, n'ayant aucune structure de stratification interne nette, qui conservent un aspect massif de la base au sommet.

Les conditions de mise en place des écoulements pyroclastiques (chapitre 2) conduisent couramment à la formation de structures de classements verticaux; la description de ces structures s'avère souvent fort utile pour identifier et corréler des unités. Ainsi, les granoclassements normaux, inverses ou symétriques d'un constituant particulier peuvent constituer un critère de reconnaissance distinctif. Les classements de densité, selon le type de constituant, sont également pertinents. Typiquement, les ponces montrent peu de granoclassement ou sont classées normalement, avec des essaims possibles à l'intérieur ou au sommet des dépôts. Les xénoclastes sont généralement classés normalement, mais peuvent aussi montrer des classements multiples, normaux, inverses, ou les deux, qui reflètent alors la mise en place de plusieurs unités d'écoulement. En conséquence, il est important de relever ces figures sédimentaires pour effectuer des corrélations. Localement, nous n'avons que rarement observé des structures de stratifications entrecroisées, avec des figures de type dunes

et antidunes. Ces figures sont très utilisées dans la littérature pour déterminer le sens et la direction de l'écoulement, mais dans notre cas elles étaient trop rares et imprécises pour être significatives.

Les dépôts ignimbritiques de la région OCM sont généralement indurés ou soudés à des degrés divers, si bien qu'il est difficilement envisageable d'effectuer des études systématiques de granulométrie totale des dépôts. Cependant, les variations de tailles maximales de ponces et de lithiques sont localement mesurables, sauf là où le taux de soudure est trop élevé. De nombreuses études antérieures ont montré tout l'intérêt qu'il y a à déterminer la taille des particules les plus grosses pour localiser les sources, mais cette technique exige un nombre important d'affleurements de bonne qualité. Or dans cette étude, la grande épaisseur des unités et le caractère peu accessible de certains affleurements a rendu cet exercice particulièrement malaisé. Nous donnons toutefois quelques valeurs de tailles de clastes pour faciliter de futures recherches complémentaires dans ce secteur.

Dans certains cas, nous avons également décrit la forme des fragments, et leur degré d'arrondi. L'abrasion des clastes juvéniles augmente avec la distance à la source donc le degré d'arrondi peut donner une première information sur le caractère proximal ou distal d'un affleurement. Exceptionnellement, les clastes de forme anisotrope dans les dépôts non soudés peuvent montrer une orientation préférentielle, ce qui témoigne généralement de la direction locale de l'écoulement. Dans certains cas, l'imbrication des clastes par rapport à la stratification permet de déduire le sens de l'écoulement pour remonter vers la source. Toutefois, ces figures ont été rarement observées lors des recherches de terrain. Nous n'avons pas pu réaliser d'études systématiques sur les dépôts de retombées pyroclastiques associées aux nappes ignimbritiques, car ces derniers sont très peu exposés dans la région étudiée. Ce constat a des implications sur la recherche des sources, comme discuté au chapitre 6.

I.1.4. Détermination macroscopique du degré de soudure

L'intensité de la soudure varie au sein d'une unité de refroidissement (cf. chapitre 3). La soudure est généralement maximale dans le tiers inférieur de l'unité de refroidissement, et diminue de façon asymétrique vers la base et vers le haut de l'unité. De plus, à hauteur stratigraphique constante dans les dépôts, le degré de soudure tend à diminuer avec la distance à la source. Son étude peut donc être utile pour distinguer les faciès proximaux, intermédiaires et distaux d'une même unité, dans le cas où les conditions d'affleurement le permettent. Il

nous a donc paru intéressant de déterminer les degrés de soudure macroscopiquement (i.e. sur le terrain) en utilisant la classification récemment établie par Quane et Russell (2005). Celle-ci propose de qualifier le degré de soudure macroscopique en six classes (I à VI), en utilisant des critères lithologiques comme le degré d'induration, l'intensité de la déformation des éléments juvéniles, l'état vitreux ou dévitrifié de la matrice etc (Tableau 4.1).

Classe	***Degré de compaction-soudure***	*Description lithologique, faciès en termes d'induration et de soudure*
I	**Meuble**	Dépôt non consolidé, absence d'adhésion des particules vitreuses, de la matrice cendreuse, pas d'orientation des ponces, non déformées
II	**Meuble à peu soudé**	Dépôt consolidé, adhésion des cendres sans agglomération. Ponces pas ou peu déformées, sans orientation préférentielle en section verticale.
III	**Peu soudé**	Dépôt induré, absence d'agglomération, vésicularité déformée, ponces faiblement réorientées dans la foliation et légèrement aplaties.
IV	**Peu soudé à soudé**	Agglomération généralisée des cendres et forte induration du dépôt, présence de ponces aplaties voire fiammées.
V	**Soudé**	Agglomération généralisée de la roche et très forte induration. Texture eutaxitique à fiammes, foliation bien marquée.
VI	**Fortement soudé**	Vitrophyre avec disparition des structures pyroclastiques (échardes de verre, ponces). Rubanement et rhéomorphisme possibles, aspect courant d'obsidienne.

Tableau 4.1. Division des degrés de soudure en six classes selon l'intensité de l'induration, la forme et l'orientation des éléments juvéniles dans les dépôts. D'après Quane et Russell (2005).

Dans le détail, chaque classe couvre une certaine gamme de degrés de soudure, mais il est commode sur le terrain d'utiliser cette échelle simplifiée pour décrire l'intensité de la soudure. Des clichés correspondant aux six classes sont présentés sur la figure 4.1. Sur le terrain le degré de soudure peut aussi être apprécié par la cassure (pulvérulente sans soudure, quasi-conchoïdale dans le cas des roches très soudées), et surtout par la forme et l'orientation préférentielle des ponces et des fiammes, lorsqu'elles sont observées en sections verticales.

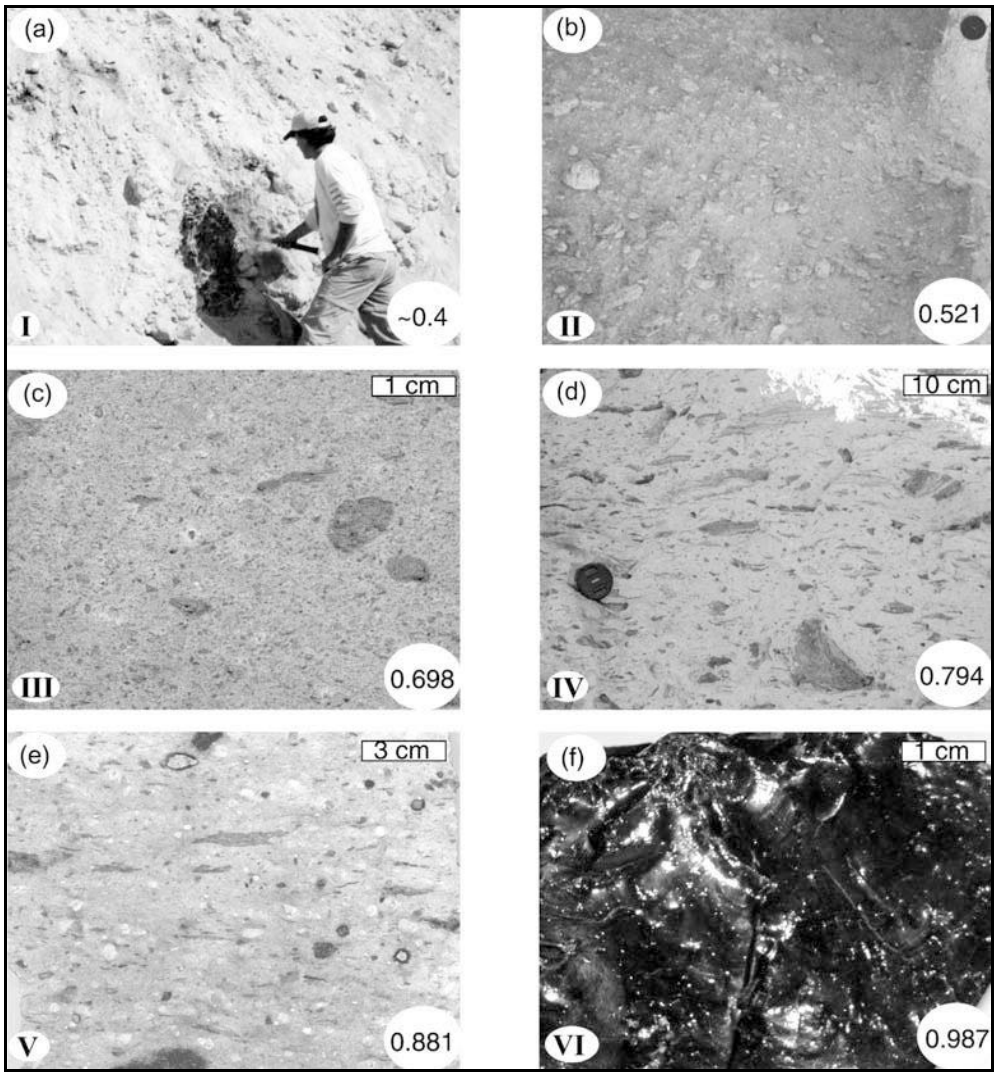


Figure 4.1. Illustration de différents taux de soudure estimés d'après la forme et le degré d'orientation préférentielle des ponces et fiammes observés en sections verticales. Les classes de compaction-soudure sont indiquées en bas à gauche de chaque cliché. D'après Quane et Russell (2005).

Nous avons utilisé ces techniques pour déterminer le degré de soudure des principales unités d'ignimbrite de la région OCM. Cette approche permet de mettre en évidence le caractère simple ou composite (cf. chapitre 3) des unités de refroidissement, fournissant ainsi des indications potentiellement précieuses pour l'identification et les corrélations d'unités. De plus, cette technique est pratique pour étudier de façon relativement simple, et dans un temps limité, une série aussi complexe que celle de la région Ocoña-Cotahuasi-Maran. Enfin, dans les cas favorables elle permet de distinguer pour une même unité des variations latérales de degré de soudure pour des faciès distaux, intermédiaires ou proximaux, qui sont un indicateur de premier ordre de sens d'écoulement et de localisation de la source (cf. chapitre 3), utile lorsque les autres critères ne donnent pas d'indication.

I.2. Méthodes et outils géomatiques

I.2.1. Cartographie et travail de terrain

Les études de terrain ont été effectuées avec le support des cartes topographiques de l'Institut Géographique du Pérou et les cartes géologiques au 1/50000e, 1/100000e et 1/250000e de l'INGEMMET (Instituto Geologico Minero y Metalurgico) qui recouvrent notre zone d'étude: la Yesera 33-q, Ocoña 33-p, Caraveli32-p, Chuquibamba 32-q, Cotahuasi 31-q, Pausa 31-p, Pacapausa 32-p, Chulca 32-q. Ces cartes nous ont permis de localiser les principales coupes stratigraphiques et les autres observations concernant la stratigraphie, la lithologie, la tectonique. Les géo-référencements des échantillons ont été réalisés à l'aide d'un GPS Garmin (Global Positionning System) dont la précision spatiale est de l'ordre de quelques mètres (5 à 10 m). Une telle précision est globalement suffisante pour les besoins de l'étude, cependant, elle est très dépendante des conditions topographiques. En effet, certains points se situent au fond des canyons, ce qui rend très défavorable la bonne réception des signaux satellites.

Pour exploiter les nombreux types de données collectés dans cette étude, nous nous sommes appuyés sur des méthodes de cartographie et géo-référencement modernes, car elles sont adaptées à la vaste surface d'étude de la thèse et au caractère isolé, difficilement accessible de cette contrée à l'orographie très accidentée. L'apport de l'imagerie satellitaire pour l'étude géologique et volcanologique des Andes centrales et des régions d'altitudes arides en général a été montré par de nombreuses études (e.g. de Silva et Francis, 1991).

I.2.2. Les données de l'imagerie satellitaire

Afin de compléter les observations faites sur le terrain et les repérages faits à partir des cartes géologiques préexistantes, nous avons acquis plusieurs types d'images satellites : deux scènes Landsat7 ETM+ (pour compléter une troisième scène précédemment acquise), un couple stéréographique d'images SPOT4 et cinq images SPOT5 (voir les caractéristiques dans le tableau 4.2).

Les deux images du satellite Landsat7 ETM+, sont fournies en système de projection WGS 84, UTM zone 18 S et elles recouvrent notre zone d'étude jusqu'à la limite de partage des eaux au nord, dans l'Altiplano (Figure 4.3).

Capteur	Bandes	Longueur de la bande	Résolution spatiale	Etendue de la scène	Date d'acquisition
Landsat ETM7	B1 (Bleu) B2 (Vert) B3 (Rouge) 1 NIR 2 SWIR 1 TIR 1-Pan	0.450-0.515 µm (B) 0.525-0.605 µm (V) 0.630-0.690 µm (R) 0.750-0.900 µm 1.55-1.75 µm 2.08-2.35 µm 10.40-12.50 µm 0.520-0.900 µm	30 m 60 m 60 m 15 m	185 km x172 km	2000-11-06 2000-08-02
Spot 4	B1 vert B2 rouge B3 proche IR MIR PAN	0,50-0,59 µm 0,61-0,68 µm 0,79-0,89 µm 1,58-1,75 µm 0,61-0,68 µmm	20 m 20 m 20 m 20 m 10 m	120 km x120 km	26-05-2002 22-04-2001
Spot 5	B1 vert B2 rouge B3 proche IR SWIR PAN	0,50-0,59 µm 0,61-0,68 µm 0,79-0,89 µm 1,58-1,75 µm 0,51-0,73 µm	10 m 10 m 10 m 20 m 2.5 m	60 kmx60 km	15-07-2003 05-07-2003 08-11-2002 13-06-2008

Tableau 4.2. Caractéristiques des bandes et de la résolution spatiale des images Landsat7 et SPOT4 et 5 acquises et exploitées dans ce travail.

I.2.3. Le traitement des images

a) Elaboration du MNT

Nous avons acquis un couple d'images stéréographiques SPOT4 (658-380) dans le domaine spectral panchromatique afin de calculer un MNT de la partie nord de la zone d'étude. Ces images ont une résolution de 10 m ce qui permet de calculer un MNT de résolution plus précise (20m) que les MNT-SRTM, dont la résolution est de 90 m. Cela peut être réalisé en utilisant le principe de stéréophotogrammétrie avec un couple d'images grâce au logiciel ENVI 4.4 Exelis ®. Le MNT calculé dans ce travail est venu compléter la partie nord des deux MNT calculés lors de travaux antérieurs (master1 de F. Albino, 2006, sous la direction de J.C. Thouret).

Les deux vues de la même scène sont acquises avec un angle de vue différent et à des instants différents. L'image de droite prise le 22 avril 2001 avec un angle d'incidence de -20,9°, l'image de gauche a été prise le 26 mai 2002, avec un angle d'incidence de +30,69°.

Après avoir orthorectifié les images pour éliminer les erreurs de parallaxe et de distorsion dues à la prise de vue oblique du capteur du satellite, nous avons localisé 19 points de contrôle au sol (GCP) à partir des cartes topographiques. Ces points dont les coordonnées géographiques et les altitudes sont connues ont été identifiés et repérés sur chacune des images SPOT4. Lorsque l'extraction du MNT a été faite, il est apparu que le fond des vallées n'avait pas pu être correctement calculé et comportait de nombreux artefacts. En effet, l'angle d'acquisition du radar étant oblique par rapport à la topographie et les parois de la vallée étant assez abruptes et très hautes, une grande partie des informations ont été cachées ou très déformées lors du passage du satellite. Ce nouveau MNT (Figure 4.2) ne couvre pas entièrement la zone d'étude (notamment les bordures est et ouest), donc nous avons préféré utiliser le SRTM pour couvrir toute l'étendue du terrain, au détriment de la haute résolution du MNT.

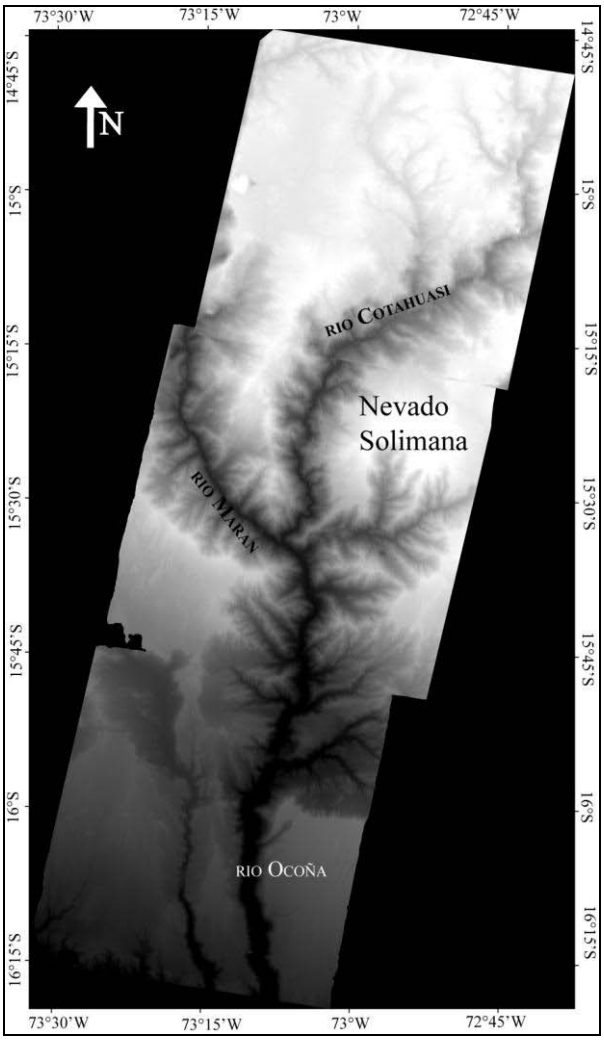


Figure 4.2. Modèle numérique de terrain des canyons OCM, calculé en utilisant la stéréophotogrammétrie avec un couple d'images SPOT4. Ce MNT a été calculé avec une résolution de 20 mètres et il est constitué de trois MNT accolés du Nord au Sud.

b) Traitement et mosaïquage des images satellitaires

Les images Landsat7 ont été traitées à l'aide du logiciel ENVI 4.4 Exelis ® (the Environment for Visualizing Images) afin d'en extraire et combiner les canaux 7, 4 et 2, parmi les 8 bandes spectrales que contient une scène Landsat7 (1 panchromatique et 7 multispectrales). De même, l'orthorectification de ces images ainsi que leur mosaïquage (accolement de ces images adjacentes) se sont faits à l'aide du même logiciel (Figure 4.3).

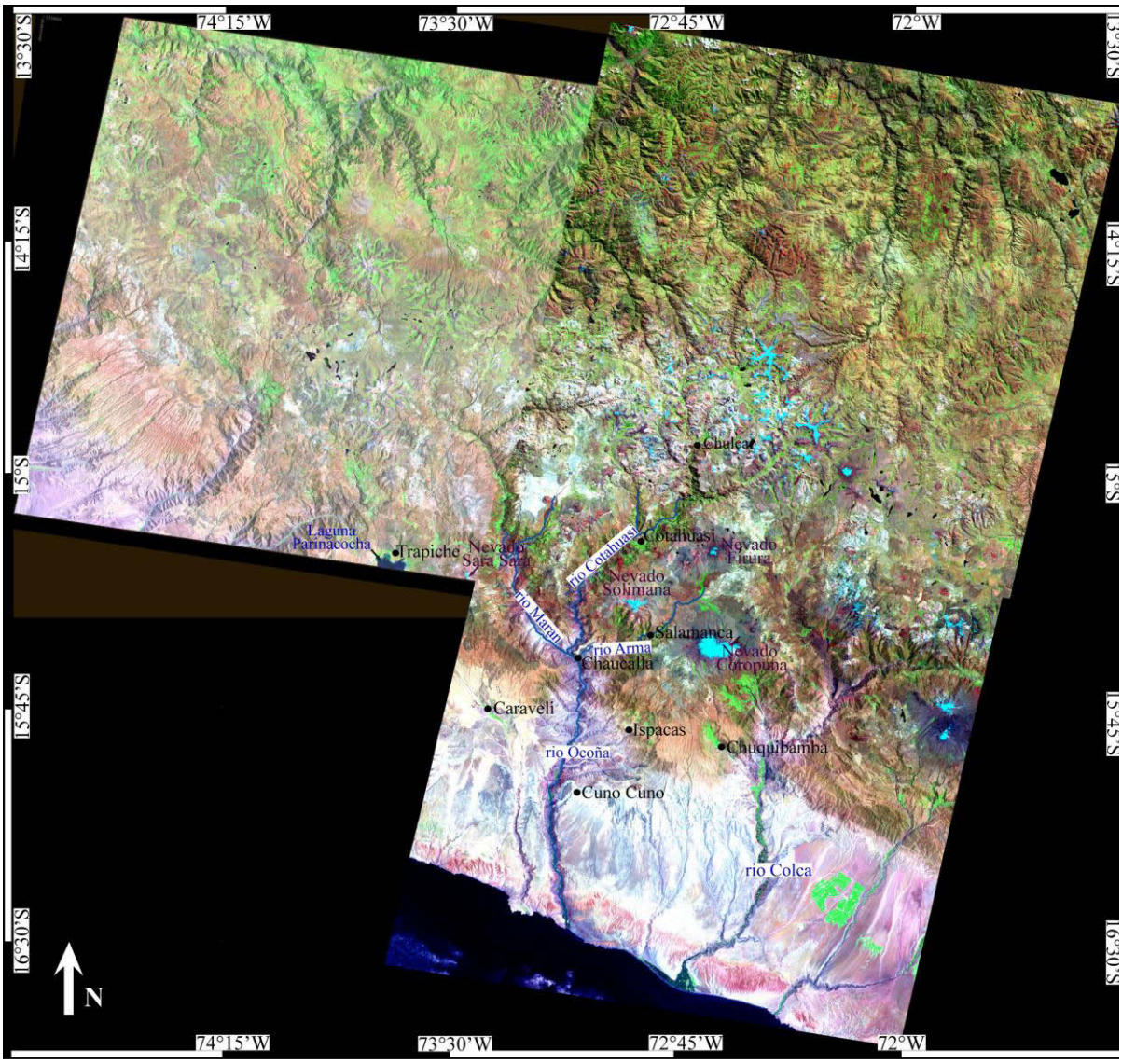


Figure 4.3. Images Landsat7 ETM+ orthorectifiées et constituées des bandes 7, 4, 2.

Les images SPOT une fois géoréférencées (Figure 4.4), sont un outil précieux pour répérer et identifier les structures tectoniques ainsi que les types de roches à l'affleurement. Elles complètent les images Landsat ainsi que les vues satellitaires disponibles dans GoogleEarth.

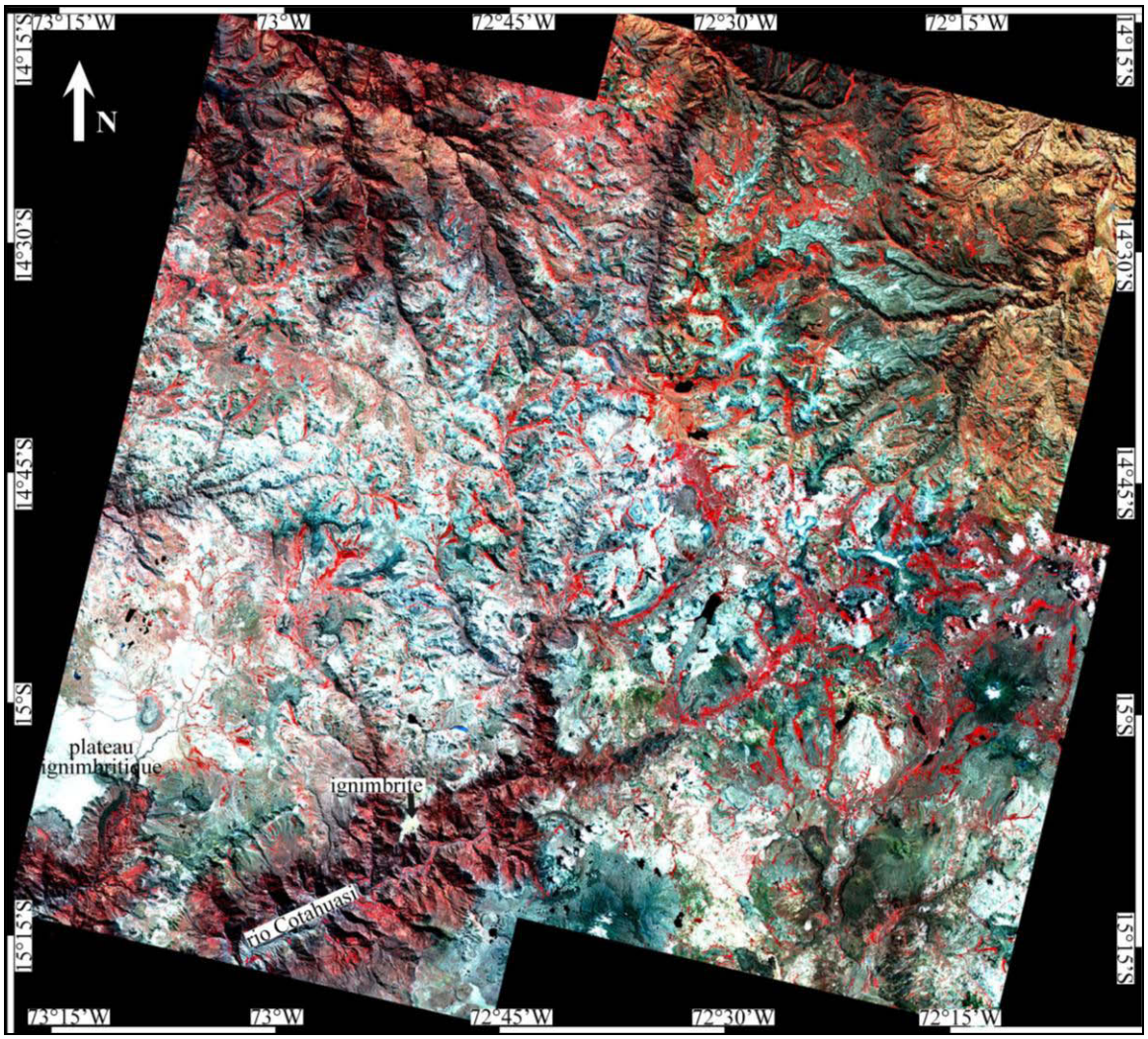


Figure 4.4. Images SPOT5 accolées, représentant la partie nord des canyons OCM et la limite de partage des eaux avec le bassin amazonien (bandes 4, 2, 1).

c) Exploitation des résultats

Quelques unités ignimbritiques ont été identifiées simultanément sur les images satellitaires et sur les images GoogleEarth (dans l'exemple ci-dessous), ce qui a permis d'identifier certaines unités ignimbritiques directement exposées sur la surface topographique actuelle. Elles forment généralement de grandes étendues tabulaires ou monoclinales qui peuvent se suivre sur des dizaines de kilomètres de distance et sont caractérisées par un système superficiel de drainage typique en dendrites étroites, régulières, avec une arborescence primaire parallèle de type rills (voir la figure 4.5).

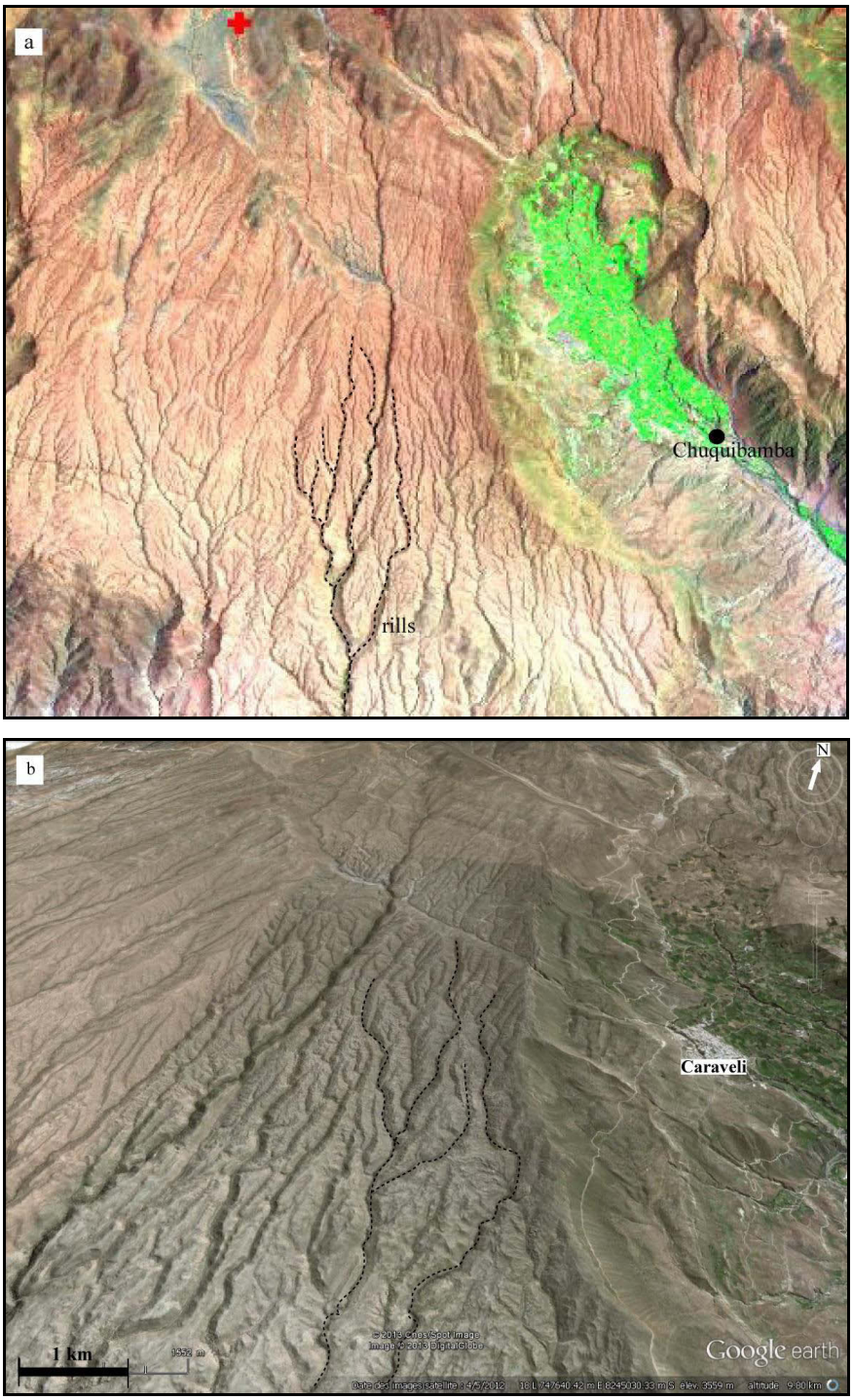


Figure 4.5. Surfaces pénéplanées ignimbritiques (de Chuquibamba et de Caraveli) présentant des figures d'érosion en ramification de petits chenaux appelés « rills», vues de GoogleEarth.

De même, compte-tenu du faible couvert végétal dans la région, les images satellites permettent d'identifier assez clairement les différents types de roches présentes à l'affleurement : sur les images SPOT4 et 5 les ignimbrites qui recouvrent les surfaces planes des hauts plateaux apparaissent en blanc, la végétation est de couleur rouge et les coulées de lave sont de teinte marron et présentent un aspect rugueux avec des levées (figure 4.6).

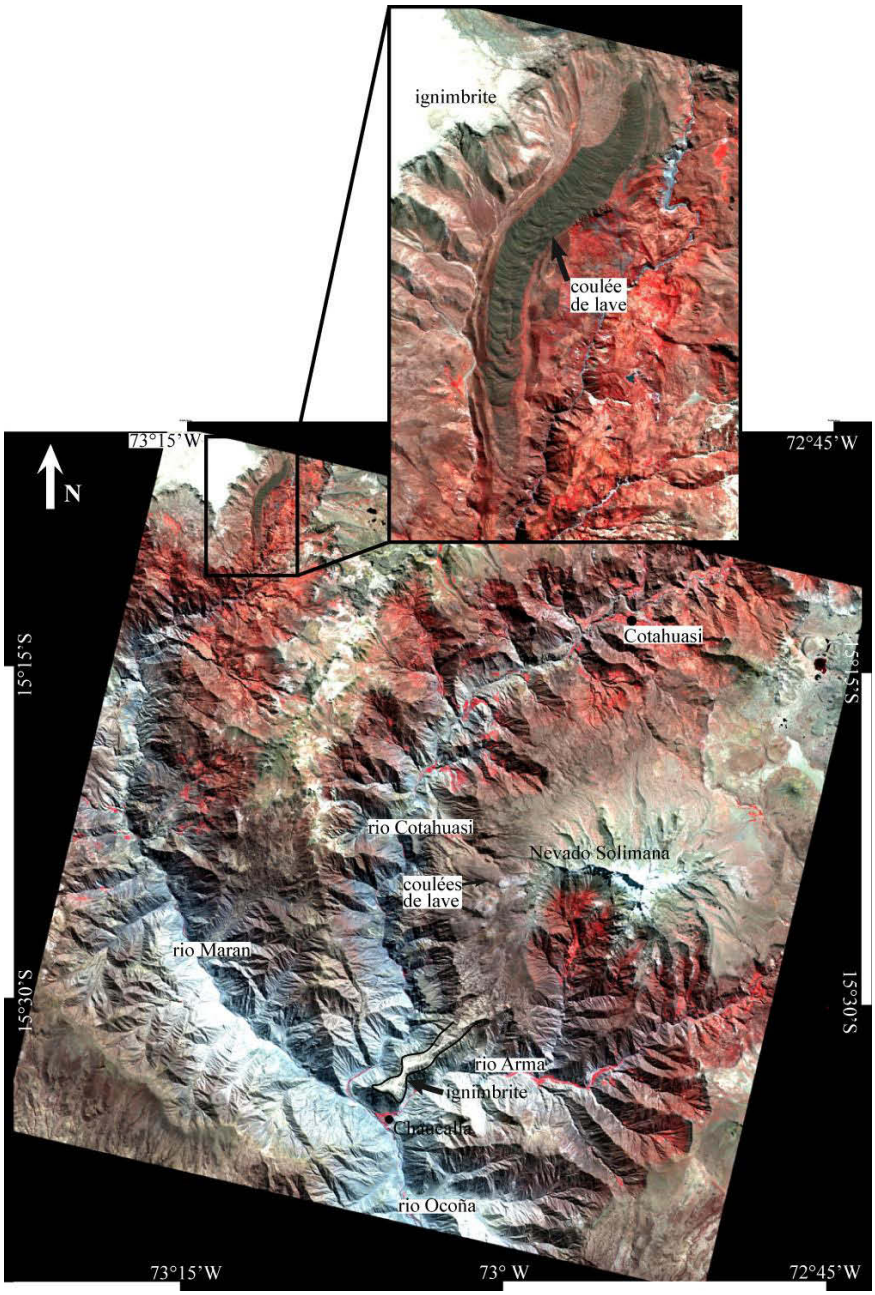


Figure 4.6. Image SPOT4 de la confluence des rios Ocoña Cotahuasi, Maran et Arma. Les différents aspects texturaux et couleurs permettent de distinguer des replats topographiques recouverts d'ignimbrites blanchâtres, ainsi que des coulées de lave qui nappent le pourtour du Nevado Solimana, ou qui se sont écoulées sur la rive droite du rio Maran. Le socle cristallin apparait dans le fond des vallées en gris-bleuté, la végétation apparait en rouge.

Pour réaliser les cartes de localisation des échantillons et de certains résultats, nous avons utilisé le logiciel Système d'Information Géographique (SIG) ArcGis 10, qui nous a permis de superposer ces données à un fond de carte géoréférencé (Landsat ou SRTM).

I.3. Géochronologie

I.3.1. Choix des méthodes

La chronologie relative des groupes et unités ignimbritiques a été établie sur la base des observations stratigraphiques de terrain. La géomorphologie tabulaire ou faiblement inclinée des séries cénozoïques des plateaux d'altitude permettent généralement d'appliquer sans difficulté le principe de superposition. Cependant, des effets très complexes d'emboitement et de canalisation des unités dans les canyons rendent l'application de ce principe délicate dans toutes les zones fortement incisées. De plus, la continuité physique des unités est par endroit difficile à suivre du fait de grands glissements de terrain, qui tendent à dupliquer les structures ou à masquer les affleurements sous de vastes talus d'éboulis. Enfin, les similarités de contenus, structures ou textures entre certaines unités, compliquées par les variations latérales de faciès, rendent incertaines certaines corrélations. Une stratigraphie fiable et exhaustive élaborée à partir des superpositions observées sur la base des seules études de terrain est donc compromise.

Pour surmonter ces difficultés, qui sont communes à toutes les provinces ignimbritiques, nous avons donc recouru aux méthodes radiométriques qui permettent de déterminer l'âge « absolu » des groupes et des unités, pour ainsi estimer la chronologie de divers processus géologiques (récurrence éruptive, taux d'érosion-incision, vitesse de surrection etc.). Cependant, la datation radiométrique des ignimbrites est un problème ardu qui nécessite des méthodes adaptées. En effet, de nombreuses techniques proposées dans le passé ont montré leurs limites ou leur imprécision, qui se sont traduites, pour une province ignimbritique donnée, par des schémas stratigraphiques évoluant au cours du temps. De telles situations ont été abondamment illustrées aux USA, dans les Andes, en Anatolie, à Sumatra etc. (e.g. Self et al., 1991 ; Lipman et al., 1996 ; Lindsay et al., 2001 ; Le Pennec et al., 2005 ; Folkes et al., 2011). C'est notamment le cas des méthodes K-Ar appliquées aux roches totales, dont les résultats sont sujets à discussion, ou encore les méthodes $^{40}Ar/^{39}Ar$ appliquées sur roches ou minéraux excessivement altérés ou contaminés. De fait, l'argon est un gaz dont la mobilité est élevée, et de nombreuses études au cours des précédentes décennies ont fourni des résultats parfois incompatibles avec la stratigraphie ou d'autres données chronologiques. Ces dernières années, de nouvelles méthodes basées sur les déséquilibres U-Th-Pb dans des minéraux peu altérables (comme le zircon ou la monazite) ont donné des résultats remarquables dans de nombreuses provinces ignimbritiques. Toutefois, l'étude

pétrographique des nappes ignimbritiques de la province OCM indique que les unités de cette région contiennent assez peu de zircon ou de monazite (voir ci-après la partie pétrographie). Parallèlement, les méthodes $^{40}Ar/^{39}Ar$ ont beaucoup progressé au cours des deux dernières décennies, et des comparaisons entres méthodes U-Th-Pb et $^{40}Ar/^{39}Ar$ suggèrent que les méthodes $^{40}Ar/^{39}Ar$ sont aujourd'hui nettement plus performantes pour dater les ignimbrites, si la qualité des échantillons et du matériel datable est élevée. Pour toutes ces raisons, nous avons choisi dans ce travail de sélectionner des roches contenant un matériel datable abondant, pour les soumettre au laboratoire et déterminer leur âge par $^{40}Ar/^{39}Ar$. Le détail de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ est précisé dans divers ouvrages, nous en rappelons ici le principe, basé sur les manuels de Roth et al. (1985), Renne (2000), Ivanov et al. (2003).

I.3.2. Principe de la méthode de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$

La datation de roches se fait selon la méthode de datation isotopique $^{40}Ar/^{39}Ar$ dérivée de la méthode $^{40}K/^{39}Ar$ et élaborée par Aldrich et Nier (1948). L'argon est un gaz rare, naturellement présent dans l'atmosphère, et il est constitué de trois isotopes : ^{40}Ar (99,6 %), ^{38}Ar (0,063 %) et ^{36}Ar (0,337 %). L'isotope 40 est 295,5 fois plus abondant que l'isotope 36. Dans les échantillons naturels, l'^{40}Ar peut être d'origine radiogénique ($^{40}Ar^*$) produit par la désintégration du ^{40}K, ou atmosphérique ($^{40}Ar_{atm}$). La méthode de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ peut être utilisée dans toutes les roches ou minéraux contenant du K. L'isotope ^{40}K est radioactif et possède une demi-vie de 1,248 milliard d'années ; il se désintègre naturellement en ^{40}Ca et ^{40}Ar. La détermination du rapport isotopique $^{40}K/^{40}Ar$ permet d'estimer la quantité d' $^{40}Ar^*$ accumulé au cours des temps géologiques et donc de connaître l'âge des minéraux et des roches.

L'$^{40}Ar^*$ ne s'accumule dans le réseau cristallin du minéral qu'à partir du moment où le système se ferme et qu'il n'y a plus d'échange avec l'extérieur, c'est-à-dire lorsque le magma est totalement refroidi et cristallisé. Si le système reste clos postérieurement à sa cristallisation, l'âge mesuré représentera donc l'âge de cristallisation de la roche. Dans les roches volcaniques, de l'^{40}Ar peut avoir été accumulé dans le magma du fait de la présence de minéraux hérités ou d'un dégazage incomplet. Dans ce cas, la composition isotopique de cet Ar, dit Ar en excès, n'est pas celle de l'Ar_{atm}. Lors de la mesure isotopique, cet Ar en excès n'est pas distinguable de l'$^{40}Ar^*$ et sa présence aura donc pour effet d'augmenter l'âge apparent de la roche ou du minéral.

La méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Sigurgeirsson, 1962; Merrihue, 1965; Merrihue et Turner, 1966) est basée sur la mesure unique des isotopes de l'Ar ce qui la distingue de la méthode $^{40}K/^{40}Ar$. L'échantillon à analyser est d'abord irradié dans un réacteur nucléaire afin que l'interaction avec des neutrons transforme les atomes de ^{39}K (isotope stable du K) en ^{39}Ar (isotope inexistant dans la nature). $^{39}_{19}K + ^{1}_{0}n \rightarrow ^{39}_{18}Ar + ^{1}_{1}H + Q \Leftrightarrow ^{39}K(n,p)^{39}Ar$

L'^{39}Ar produit dans le réacteur est un isotope radioactif dont la concentration décroit par émission β. Son temps de demi-vie est de 269 ans, ce qui permet de réaliser les mesures dans les mois suivant l'irradiation. Grâce à cette technique d'irradiation, au lieu de mesurer le rapport $^{40}Ar^*/^{40}K$ comme dans le cadre de la méthode K/Ar, on détermine un rapport équivalent: $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$. L'âge des échantillons est donc obtenu par l'équation suivante, où J est appelé paramètre d'irradiation (il caractérise le rendement de la réaction au cours de l'irradiation de l'échantillon).

$$t = \left(\frac{1}{\lambda}\right).\ln\left(1 + J.\left(\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar_K}\right)\right)$$

On peut également l'exprimer de la façon suivante:

$$J = \frac{\left(e^{\lambda t} - 1\right)}{\left(\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar_K}\right)}$$

Cette équation montre que ce paramètre J, nécessaire au calcul de l'âge des échantillons inconnus, peut être obtenu si l'on irradie en même temps que les échantillons des standards d'âges connus. La mesure du rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_k$ dans ces standards permet le calcul du paramètre J pour les échantillons inconnus.

Lors de l'analyse des isotopes de l'Ar, l'échantillon est chauffé par paliers de température permettant un dégazage à température croissante dans un système sous ultra-vide (10^{-10} Torr). Le mélange de gaz extrait de l'échantillon (composé de H_2O, CO_2, Ar etc..) est purifié et l'argon libéré est analysé dans un spectromètre de masse à source gazeuse. C'est alors que les abondances relatives des isotopes de l'argon sont mesurées (^{40}Ar, ^{39}Ar, ^{38}Ar, ^{37}Ar et ^{36}Ar). Le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_k$, qui est proportionnel au rapport $^{40}Ar^*/^{40}K$ et à l'âge de l'échantillon, peut enfin être calculé. Les interférences produites par des réactions parasites lors de l'irradiation peuvent être corrigées en faisant des mesures concomitantes d'^{37}Ar et d'^{36}Ar.

Nos échantillons ont été traités selon deux procédés analytiques : soit par fusion incrémentale (chauffage par paliers de température), soit par fusion totale. Dans la technique de fusion incrémentale l'échantillon est chauffé par paliers de température jusqu'à sa fusion totale. Chaque fraction de gaz relâché à chaque palier de température est analysée séparément, et donne un âge apparent pour chaque palier. Si les échantillons n'ont pas subi de perte ou d'ajout d'argon avant l'analyse (en d'autres termes si le système isotopique K-Ar est resté fermé), chaque palier de température doit fournir des rapports $^{40}Ar^{*}$ / ^{39}Ar identiques et par conséquent des âges similaires.

La méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ utilisant la technique de fusion totale consiste à fondre complètement l'échantillon. L'avantage de la méthode de datation par fusion totale réside dans le fait qu'il est possible d'analyser de très petits échantillons, comme des cristaux isolés ou de très petits grains inaltérés de la matrice de la roche.

I.3.3. Traitements des échantillons et des données

Les datations réalisées pour cette thèse ont été obtenues à partir des grains de sanidine, de feldspath plagioclase et de biotite extraits des ponces des ignimbrites, et sur la fraction vitreuse dans le cas des laves. Les échantillons contenant des sanidines sont préférés aux autres, puisque ces dernières contiennent plus de K, donc plus d'Ar. L'extraction des grains de sanidine, de feldspath, ou de biotite à dater se fait après le broyage de l'échantillon et la sélection de la fraction de grain dont les tailles sont comprises entre 160 et 315 µm. Ensuite, la fraction magnétique des grains est éliminée par le passage de l'aimant à main au-dessus des grains. Enfin, l'utilisation d'une liqueur dense comme le bromoforme, dont la masse volumique est connue $\rho = 2{,}9$ g.cm^{-3} permet de séparer les minéraux que l'on va dater des autres. En effet, la masse volumique du bromoforme peut être réduite en le mélangeant avec de l'acétone, dans le but de se rapprocher de la densité du minéral que l'on veut extraire : la sanidine a une densité comprise entre $2{,}56$ g.cm^{-3} $< \rho_{sanidine} <$ $2{,}62$ g.cm^{-3} donc on peut la faire flotter dans une liqueur de densité $\rho = 2{,}62$-$2{,}63$ g.cm^{-3} par exemple, alors que les grains de quartz couleront, car $\rho_{quartz} = 2{,}65$ g.cm^{-3}. Après cela, la séparation magnétique à l'aide d'un séparateur de type Frantz permet d'affiner le tri, et de récupérer une petite fraction d'où l'on peut extraire manuellement sous une loupe binoculaire les grains les plus propres, sans inclusions ni altération.

Les analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ (préparation des échantillons et dernière séparation du matériel datable, irradiations préalables et analyses spectrométriques, traitements des données et

corrections diverses) ont été réalisées au laboratoire de géochronologie de l'Université du Wisconsin – Madison, USA, sous la responsabilité technique de Brian Jicha. Dans ce travail, notre rôle a consisté à replacer ces déterminations dans le canevas stratigraphique obtenu à partir des études de terrain, et à évaluer la compatibilité avec les données de superposition et de typologie des unités volcaniques.

I.3.4. Echantillonnage

Afin de mieux préciser la chronologie des grands évènements à l'origine de la séquence d'OCM, nous avons daté des échantillons d'ignimbrites collectés dans les vallées des rios Ocoña, Cotahuasi, Maran et Arma (Figure 4.7) et nous avons sélectionné des échantillons de laves dont la position dans la séquence contribue à caler la stratigraphie, tous ces échantillons sont présentés dans le tableau 4.3. L'échantillonnage des ignimbrites et des dépôts de coulées cendro-ponceuses a été limité par l'inaccessibilité de nombreux affleurements mais lorsqu'ils étaient accessibles, la collecte de matériel juvénile (vitrophyre et semelle ponceuse) a été privilégiée. Ainsi, nous avons procédé à l'extraction des ponces in situ des faciès les plus meubles, et la roche totale a été prélevée dans le cas des faciès les plus soudés. Les échantillons cibles sont définis selon leur position au sein du dépôt, basale de préférence, ainsi que par la position de l'affleurement dans la stratigraphie ou dans la morphologie des reliefs environnants. En effet, certaines ignimbrites couvrent des replats topographiques qui jalonnent les parois des plus grandes vallées (Rios Ocoña, Cotahuasi ou Maran), en inversion de relief, ou bien, elles sont canalisées au fond des grandes vallées, ou des plus petites vallées incisées dans les hauts plateaux. Les positions particulières de ces affleurements nous permettent de dater la mise en place des ignimbrites mais aussi d'obtenir une estimation de l'âge minimum de la formation de ces reliefs. Les ignimbrites constituant les parois des vallées elles-mêmes et précédant donc la formation de ces vallées ont aussi été datées pour préciser la stratigraphie régionale. Les laves ont été échantillonnées selon des critères semblables, certaines d'entre elles moulent les épaulements des vallées, les plus récentes reposent généralement autour de leurs édifices sources, et les autres affleurent sur les plateaux de haute altitude. Une première série de résultats a été obtenue en janvier 2009, puis une seconde série en mars 2011. De plus, d'autres échantillons collectés en 2010 et 2011 ont été soumis au laboratoire en novembre 2011. Les résultats obtenus en janvier 2012 sont donc intégrés à l'étude géochronologique présentée dans le chapitre concernant les résultats chrono-stratigraphiques (dans le chapitre 5).

Echantillon	Localisation, X, Y m (UTM)	Position	Nature de l'échantillon	Description
IGNIMBRITES				
OCO-06B -09	Caraveli, vers Pirca X:672685, Y:8292840	partie supérieure de la séquence (?)	ponce	Ignimbrite modérément soudée.
PIG-08 -40	Calipampa X:767199, Y:8361944	base de la séquence ignimbritique	vitrophyre	Séquence d'ignimbrites soudées, rive gauche vallée Calipampa, en face de la piste à Culipampa.
PIG-08 -34	Huaynacotas X:731263, Y:8329485	sommet de la ride	ponce, verre	plateau au-dessus de Huaynacotas. Ign brun-rouge épaisse de 10-20m, non soudée, indurée avec beaucoup de lithiques noirs petits et beaucoup d'éclats de verre + présence de mounds.
PIG-10-32B	Arirahua Antonieta, X:717200, Y:8274150		ignimbrite	falaise de la terrasse de 30m de haut. Faciès soudé, marron porphyrique. Riche en feldspaths, biotites de taille mm. A noter: verre noir très allongé (pseudo fiammes) contenant des perlites, de 2 cm à 10 cm).
PIG-10 -37B	Chaucalla, X:708953, Y:8275893		vitrophyre	Vitrophyre de l'ingimbrite PIG-11-32B, qui est la principale unité à la base de la séquence. Contient des fiammes et des lithiques.
PIG-10 -20A	Ispacas, Quebrada Chitle - Chuica, X: 720737, Y:8256663		vitrophyre	Vitrophyre noir de 2 m d'épaisseur, repose sur une unité indurée marron épaisse d'un mètre. Il est riche en cristaux, ponces et fiammes, et de gros lithiques bruns.
OCO-06 -02	rio Ocoña,Lamapampa, X: 704612, Y:8269233	à 800 m au-dessus du fond de vallée, sur paroi rive droite	ponce	ponce rhyolitique dans une ignimbrite de type Sencca
PIG-07 -11	Pampamarcaroute vers Oyolo, X: 718631, Y:8332981		faciès "sillar" rose violacé	Sur la piste de Pampamarca à Oyolo, à côté du plateau le plus haut: ignimbrite supérieure, à faciès de type "sillar" rose-violacé, forme le plateau sur lequel les volcans Barroso sont construits.
PIG-07 -08	Rio Ocoña rive droite Lamapampa, X:706101, Y:8268303		petite ponce	Petites ponces claires, gris-jaunâtre dans un dépôt d'écoulement hyperconcentré, sous-jacent à l'avalanche de débris distale présente sur les 2 rives du rio Ocoña.
PIG-07 -10	route vers Oyolo, Pampamarca, X: 723406, Y:8322861	base de la séquence, bord du plateau	ponce	Ponces blanches fibreuses dans une ignimbrite non soudée, qui appartient probablement à sencca inférieure (cf. PIG-07-03). Piste qui va vers l'Altiplano et Oyolo, à l'amont de Pampamarca.
PIG-08 -28B	Chulca, X: 749550, Y : 8351979	au-dessus de PIG-0-28	grosses ponces	Gros blocs poncifiés, blancs, assez fibreux, avec quelques cristaux (px, pl, san), très grosses ponces et petits blocs noirs vésiculés cogénétiques. Matrice trop meuble pour être échantillonnée.
PIG-08 -33	amont de Chulca, X:748418, Y:8347547		vitrophyre	Falaise nord de la dépression de Chulca (près du coin Est). Vitrophyre de l'ign bréchifiée, noir granuleux, peu de lithiques et beaucoup de verre, sous l'ign blanche et sur la coulée de lave Barroso épaisse.
PIG-08 -21	amont du Rio Arma rive gauche, X:738644, Y:8289629	partie supérieure de la séquence	ponces fibreuses	Grandes ponces blanches aphyriques très fibreuses (en miette) dans le sommet d'Alpabamba, dans pumice-flow tuff rosé, ni soudé ni induré [éboulé de prismes].

Echantillon	Localisation, X, Y en m (UTM)	Position	Nature de l'échantillon	Description
PIG-10 -56	Salamanca route vers Pampa Antapuna, X: 731105, Y:8280158		ponce	Coulée de ponces non soudée, sous des scories rougeâtres et sous l'ignimbrite type Sencca. Ponces altérées et friables.
PIG-10 -02B	Caraveli, Quebrada Chuñuno, X:670993, Y:8260424		vitrophyre	Vitrophyre noir très épais (8m), altéré par endroits (de couleur marron) à feldspaths; se débite suivant des fractures et des plans verticaux.
PIG-07 -05	Caraveli, Pan de Azucar, X: 691184, Y:8275407	sous des coulées de lave pliocènes	ignimbrite	Ignimbrite épaisse non soudée, à faciès "phase vapeur", sillar blanchâtre. Contient des biotites, sanidines et quartz (idem à PIG-07-04)
PIG-10 -11	Caraveli, Pampa Gramadal, X: 681947, Y:8230672		ponce	Ponces dans un "sillar" légèrement soudé rosâtre, 10 m d'épaisseur, riche en ponces blanches fibreuses centimétriques. Contient quelques ponces gris-brun, et beaucoup de lithiques rouge-brun de taille jusqu'à 1 cm.
LAVES				
SAR-07 -03	A 5 km au SE à l'aval de Pausa, Oscolo Pampa, X: 681430, Y: 8309048	A 1000 m du fond de la vallée du rio Uchumbamba.	lave noire	succession de coulées de lave d'un édifice récent, forme une terrasse.
SAR-07 -05	village de Lampa, X:678090, Y:8322409	partie supérieure de la séquence, remplissage du canyon	lave	lave noire récente à côté de Lampa, sur le rebord du canyon. Constitue la partie supérieure de la séquence de coulées de lave sur la rive droite de la vallée (appelée "volcanico Lampa").
SAR-07 -06	sous le village de Lampa, X:678595, Y:8320300	base de la séquence de remplissage du canyon	lave	lave grise aphyrique à la base de l'empilement de coulées de lave qui forme l'épais (400m) rebord aplati du canyon.
PIG-10 -42	Chaucalla, X: 705209, Y:8277540		lave	Lave noire (Barroso inf.) très riche en cristaux (sanidine, px), à grands prismes, au-dessus de scories, est plus vésiculée vers le haut.
OCO-06B -06	rive droite du rio Ocoña, X: 706157, Y: 8264226	remplissage de la vallée quaternaire, probablement 2.2 Ma	lave noire	coulée de lave noire qui recouvre la base du versant pentu de la rive droite de la vallée (est-ce la lave épaisse datée à 2.27 Ma qui a rempli en partie la vallée?).
COTA-06 -05	Taurismo dans la vallée du rio Cotahuasi	lave quaternaire dans la strati ou emboitée dans la vallée?	andésite noire	coulée de lave noire microporphyrique, à Taurisma, rive droite du rio Cotahuasi: dans la stratigraphie ou collée contre la paroi?
OCO-03 -01	Rive gauche du rio Ocoña, vers Iquipi X: 695867 Y: 8220932	remplissage du fond de la vallée	lave noire	Coulée de lave noire (plagioclase, px, amph)
BAR-07 -04	vallées des rios Ocoña-Maran, X: 681430, Y: 8309048	confluence cerro Redondo	lave grise	Lave grise microlithique, Cerro Redondo, rive droite du rio Ocoña - Maran.

Tableau 4.3. Nom, localisation et descriptions des échantillons soumis pour détermination d'âge radiométrique depuis 2007 et utilisés pour cette thèse. Les localisations sont indiquées pour les ignimbrites et les laves sur la carte de la page suivante (Figures 4.7).

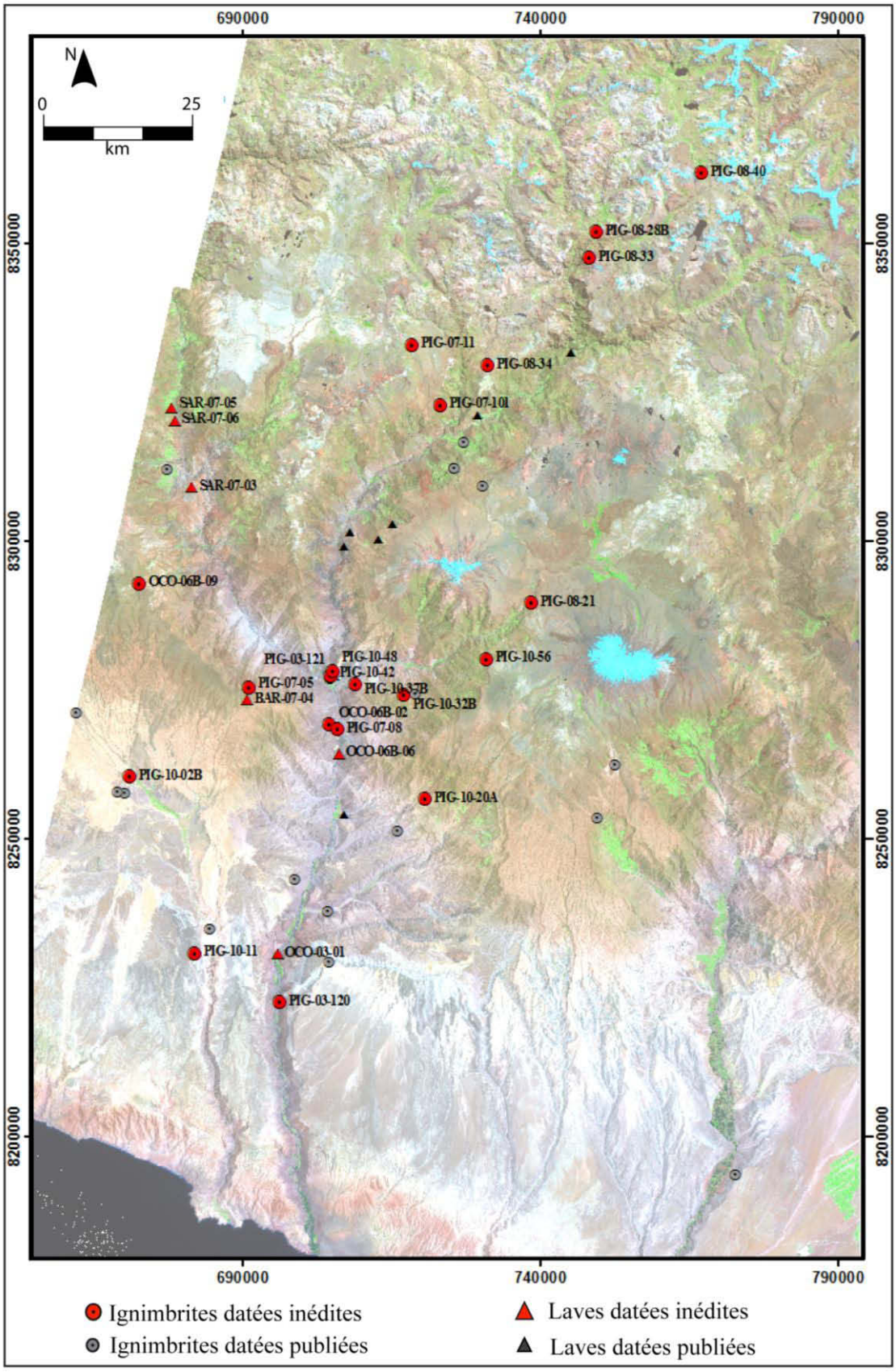


Figure 4.7. Carte de localisation des échantillons (laves et ignimbrites) soumis à la datation dans ce travail, et des échantillons datés publiés dans Thouret et al. (2007).

II. METHODES PETROLOGIQUES ET PETROPHYSIQUES

II.1. Méthodes pétrologiques

L'étude pétrologique déployée dans ce travail est destinée à apporter une première caractérisation des constituants des unités. Ici l'objectif est de présenter un premier inventaire des constituants présents dans les roches à l'échelle de l'échantillon et de la lame mince, d'établir l'assemblage minéralogique des matériaux juvéniles présents dans les roches, de recueillir des observations. Toutefois, nous n'abordons pas l'étude détaillée des compositions chimiques ou de la géochimie des produits, qui est abordée dans des études réalisées parallèlement (par A. Zernack puis E. Çubukçu).

II.1.1. Détermination des paragenèses et des proportions de phases

La liste des échantillons présentée en annexe (A, B) donne la localisation et une description de chaque échantillon. Au total, 80 lames minces ont été préparées au laboratoire Magmas et Volcans à partir des diverses campagnes réalisées entre 2000 et 2010. Les lames ont été examinées avec un microscope Leica au Laboratoire Magmas et Volcans. L'observation a été effectuée avec des objectifs de la gamme de grossissement x20 à x100, en alternant des éclairages en lumières transmises naturelle et polarisée pour permettre l'identification des structures et des phases minérales. Les minéraux magnétiques ont été identifiés en lumière réfléchie.

De plus, nous avons effectué une première quantification des proportions des différents constituants ou phases minérales en nous basant sur un abaque visuel de pétrographie. L'abaque utilisé dans cette étude est celui de Terry et Chilingar (1955) et est présenté sur la figure 4.8. Bien que de telles estimations demeurent moins précises que les techniques de comptage de points (si le nombre de points est élevé), elles n'en demeurent pas moins utiles et appropriées pour l'étude menée dans cette thèse, qui intègre un grand nombre d'unité et de lames qu'il serait trop long et fastidieux d'analyser de façon systématique par comptage systématique. De plus, nos résultats démontrent que les abaques permettent d'obtenir des évaluations suffisamment précises pour distinguer sans ambiguïté certaines unités ou certains faciès.

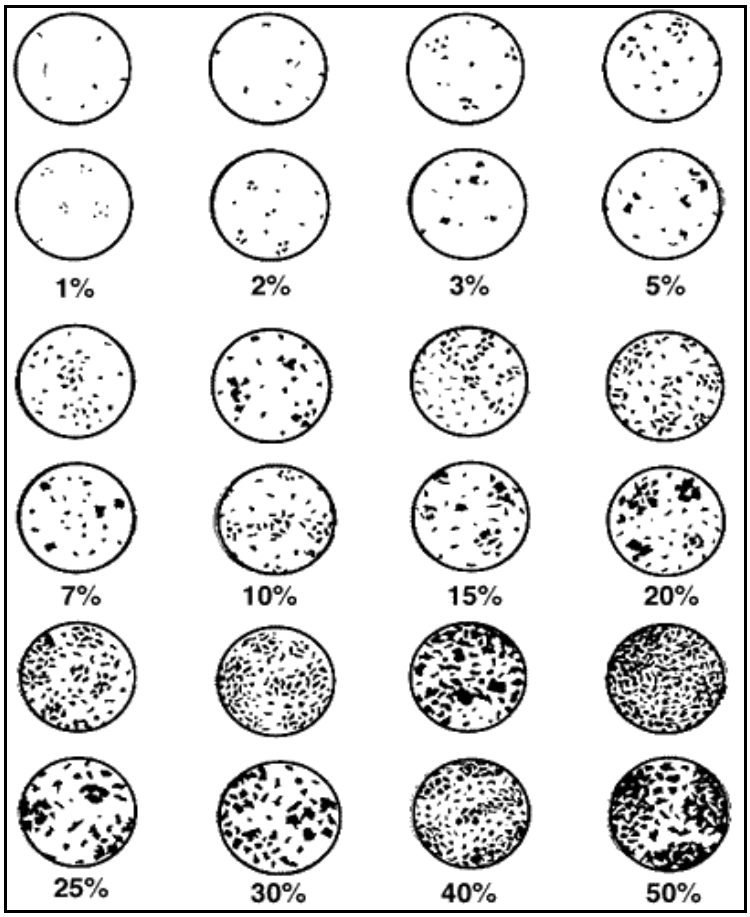


Figure 4.8.

Abaque visuel des proportions d'une famille d'éléments constitutifs d'une roche utilisé pour estimer les proportions de phases lors de l'étude microscopique, d'après Terry et Chilingar, 1955.

II.1.2. Détermination de la composition chimique

Les teneurs en éléments majeurs et en traces de 21 échantillons de ponces et d'ignimbrites, ainsi que de 18 échantillons de laves ont été analysées par fluorescence X et ICP-MS à l'Institut de Géochimie de l'Université de Göttingen, ou par ICP-OES et ICP-MS au CRPG de Nancy. Pour les ignimbrites, seules les analyses de ponces seront prises en compte dans la suite. En effet, les roches totales des ignimbrites contiennent une proportion plus ou moins importante d'éléments lithiques, qui modifient leur composition de façon variable et aléatoire. Seule l'analyse des ponces permet de remonter à la composition du magma juvénile. Seuls 14 échantillons de ponces seront donc pris en compte. Les laves intercalées avec les ignimbrites ont été analysées pour comparaison.

Pour les analyses en fluorescence X, l'erreur sur les éléments majeurs est de l'ordre de 1 %, sauf pour le fer et le sodium (2 %). Pour les traces analysées par fluorescence X (Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Ga, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, V, Ba et Sc), l'erreur est plus importante, de l'ordre de 5%. Pour les analyses en ICP-OES, l'erreur sur les éléments majeurs est de l'ordre de 2 %, sauf pour Si et Al où elle est réduite à 1%. Enfin, pour l'ICP-MS, l'erreur est inférieure à 5% pour la plupart des éléments en traces.

II.1.3. Détermination microscopique du degré de compaction-soudure

Les lames minces utilisées pour déterminer les assemblages minéralogiques ont également servi à estimer le degré de soudure en observant la géométrie des ponces, des échardes vitreuses, des bulles, et en qualifiant le degré d'orientation préférentielle des marqueurs passifs (orientation relative des branches d'échardes vitreuses) et actifs comme les cristaux, notamment les habitus allongés des plagioclases, ou des amphiboles. Pour effectuer cette appréciation qualitative du taux de soudure, nous avons utilisé les éléments discutés par Quane et Russell (2005), afin de classer les faciès de soudure en six catégories, depuis une classe I correspondant à un faciès non soudé, jusqu'à la classe VI, degré très élevé de soudure. La figure 4.9 donne des exemples des différents faciès microscopiques de la classe I à VI.

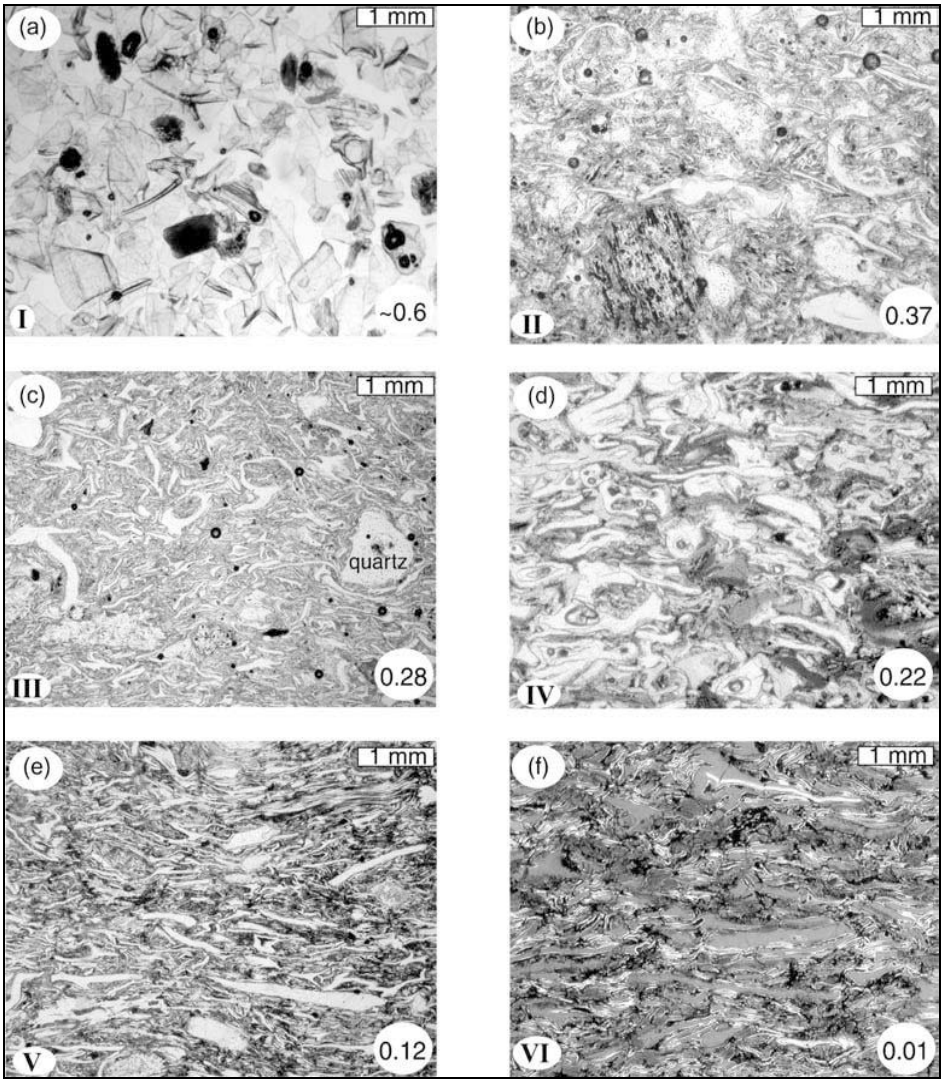


Figure 4.9. Illustration des différents taux de soudure observés en lames minces au microscope, estimés d'après la forme et le degré d'orientation préférentielle des échardes vitreuses. Les classes de compaction-soudure sont indiquées en bas à gauche de chaque cliché. Quane et Russell (2005).

II.2. Méthodes pétrophysiques

II.2.1. Choix des méthodes employées

Il existe de nombreuses méthodes pétrophysiques utiles pour caractériser les dépôts ignimbritiques. A travers l'utilisation de ces techniques, notre objectif est d'aider à établir une nouvelle stratigraphie, d'obtenir des critères pétrophysiques permettant de corréler des unités, et de trouver des éléments pour localiser la source.

Plusieurs méthodes géophysiques, telles que la gravimétrie ou l'aéromagnétisme, ont montré leur pertinence dans certaines situations pour déceler des structures d'effondrement plus ou moins cachées par des comblements sédimentaires ou volcaniques de natures et propriétés différentes de celles de l'encaissant. Ces structures peuvent, dans certains cas, être interprétées comme des calderas. De plus, des forages peuvent révéler localement des accumulations anormales de matériaux sédimentaires ou volcanoclastiques qui reflètent l'existence de dépressions caldériques sous-jacentes. De telles études géophysiques et par forages n'ont guère été développées dans la région OCM, et n'étaient pas envisageables dans le cadre de ce programme de recherche. En outre, lorsque l'histoire géologique est longue et compliquée, ce qui est généralement le cas dans les systèmes acides néogènes, ces approches peuvent s'avérer insuffisantes pour identifier les régions sources.

Une autre approche très couramment utilisée consiste à localiser les sources à partir de l'étude de la variation latérale de certains paramètres des produits pyroclastiques émis lors de la formation des calderas. Il faut alors identifier une ou plusieurs variables structurales, texturales, voire chimiques, qui permettent de remonter de proche en proche vers l'origine des dépôts. En général, une variable scalaire est utilisée : épaisseur des dépôts, tailles maximales des ponces ou des xénoclastes, intensité du degré de compaction pour les unités soudées etc. Ces approches se révèlent relativement efficaces, surtout lorsque les dépôts de retombées sont étudiés. Ces méthodes géologiques ont aussi leurs inconvénients, puisqu'elles sont très dépendantes du nombre, de la qualité, et de la localisation des affleurements par rapport à la source. De plus, la complexité de certains dépôts rend parfois les interprétations malaisées. Par exemple, la teneur en xénoclastes montre souvent une diminution avec la distance à l'évent, mais des variations plus complexes, incluant des zones de fortes concentrations, sont courantes et rendent les comparaisons difficiles. De telles conditions défavorables existent dans la région d'OCM où, malgré les nombreuses coupes naturelles, les produits de retombées affleurent très peu. En outre, le caractère peu accessible des falaises ignimbritiques et la

difficulté d'obtenir des données sur les tailles de grain en de nombreux endroits rend ces méthodes difficilement applicables dans le cas de notre terrain d'étude.

De même, des zonations et des spécificités chimiques (e.g. compositions de minéraux sélectionnés) sont communément documentées dans les ignimbrites et peuvent aider aux corrélations. Ce type de démarche a prouvé son utilité, notamment dans les Andes (de Silva et Francis, 1991), mais nécessite un long travail de préparation d'échantillon, d'analyse de laboratoire et de traitement de données qui n'étaient pas réalisables dans le cadre de cette thèse. Cet aspect est abordé dans les études menées conjointement par E. Çubukçu à Ankara.
Pour toutes ces raisons, nous avons privilégié dans cette étude une approche qui consiste à sélectionner certaines propriétés physiques susceptibles de nous donner des renseignements utilisables pour l'identification stratigraphique, les corrélations, et la recherche des sources. Il s'agit de la densité brute, de la densité de solide et des propriétés magnétiques (la susceptibilité et son anisotropie). Inévitablement, l'approche pétrophysique est compliquée par les variations de la composition des dépôts latéralement ou verticalement. De plus les phénomènes postérieurs à la mise en place, comme la soudure ou l'altération hydrothermale ou météorique, sont capables de modifier significativement les propriétés physiques et chimiques aux différentes échelles.

Ci-dessous nous rappelons le principe de ces méthodes et nous présentons les protocoles mis en œuvre pendant la thèse pour analyser ces propriétés, en indiquant les appareillages et les techniques employées dans le détail. Nous précisons ensuite l'échantillonnage utilisé pour atteindre les objectifs fixés dans cette thèse.

II.2.2. Méthode d'analyse de la densité

La densité est une grandeur très variable dans les produits volcaniques, et très utilisée pour calculer les volumes-masses de produits émis, ainsi que pour comprendre les mécanismes de vésiculation-fragmentation. De plus, la densité des matériaux ignimbritiques est une propriété couramment analysée dans les travaux volcanologiques pour décrire l'état d'induration et de compaction des ignimbrites (Ragan et Sheridan, 1972 ; Sheridan et Ragan, 1976 ; Rhiele, 1973, Riehle et al., 1995 ; Quane et Russell, 2005). Elle peut être sensible à la nature et à la composition des matériaux (selon le caractère plus ou moins riche en cristaux, ou du fait de la présence de xénoclastes, dont la densité est différente de celle de la matrice ignimbritique). La composition chimique peut également jouer un rôle sur la densité du matériel juvénile (voir densité de solide ci-dessous). Ainsi, l'analyse de la densité des produits permet d'interpréter

divers processus volcanologiques. Dans le cadre de notre étude des unités d'OCM, nous avons mené diverses investigations concernant la densité des produits avec un double objectif :

1) L'analyse des liens entre la densité brute et les taux de compaction des produits, afin de les comparer avec les évaluations de terrain fondées sur les critères de Quane et Russell (2005) décrits plus haut.

2) La densité de solide (également nommée poids ou masse spécifique), correspond à la densité des matériaux lorsque la porosité est nulle. Il s'agit donc ici de rechercher le lien potentiel entre la densité de solide, la nature du matériau (roche totale pouvant contenir des impuretés comme du matériel xénoclastique par exemple), et la composition chimique des produits juvéniles. En effet, la densité de solide dépend de la composition du verre (qui est d'autant moins dense qu'il est acide), ainsi que de la nature et des proportions des minéraux présents dans la fraction juvénile. Par exemple, la quantité de minéraux lourds, comme les opaques, peut avoir un impact sur la densité de solide, et donne en retour des informations sur le contenu en minéraux magnétiques (voir la section propriétés magnétiques plus loin dans ce chapitre). Ainsi, les produits ayant des compositions basiques présentent une densité de solide plus élevée que celle des produits plus acides. De même, à compositions équivalentes, des produits très cristallisés ont typiquement une densité de solide plus importante que celle des produits dans lesquels le verre domine.

a) Evaluation du degré de compaction d'après la densité brute

La mesure de l'intensité de la compaction a été abordée plus haut sur des critères macroscopiques concernant certaines caractéristiques des produits ignimbritiques. Il est également possible d'estimer le degré de compaction en considérant des marqueurs et des propriétés à des échelles plus petites. Ainsi, certaines études se basent sur l'orientation de marqueurs passifs comme les ponces qui s'aplatissent par déformation coaxiale lors de la compaction visqueuse pour produire des fiammes (Ragan et Sheridan, 1972 ; Sheridan et Ragan, 1976, Rhiele, 1973, Riehle et al., 1995, Quane et Russell, 2005). D'autres utilisent des marqueurs actifs comme les cristaux, dont le degré de rotation et d'orientation préférentielle est directement lié au taux de compaction visqueuse (Le Pennec et Fernandez, 1992). Ces approches, basées sur des procédures analytiques complexes et longues à mettre en œuvre, donnent des résultats quantitatifs précis sur le degré de compaction résultant de la soudure. Cependant, elles ne sont guère applicables aux séries de nombreuses ignimbrites comme c'est le cas dans cette étude.

La mesure de la densité brute constitue une autre alternative très utilisée dans la littérature, car elle permet d'obtenir facilement et rapidement un proxy de l'état de compaction des matériaux ignimbritiques pour des successions plus importantes. Ainsi, les travaux antérieurs ont montré que la densité des produits ignimbritiques varie typiquement de 1,0 g/cm^3 à 2,3-2,4 g/cm^3 pour les unités rhyolitiques (e.g. Ragan et Sheridan, 1972, Riehle 1973, Le Pennec et Fernandez, 1992 ; Riehle et al., 1995 ; Sheridan et Wang, 2005). Dans le cas des compositions plus basiques (andésites, andésites basaltiques, voire basaltes) la densité maximale pour une compaction totale (porosité nulle) peut atteindre 2,7 voire 2,8 g/cm^3.
Dans ce travail nous avons choisi d'utiliser cette dernière approche pour obtenir une première caractérisation de l'état de compaction et de soudure de certaines unités. Nous avons à nouveau utilisé la classification de Quane et Russell (2005), qui corrèle la classe du degré de compaction macroscopique présentée plus haut à la densité brute et normalisée, et à la porosité des produits (voire le tableau 4.4). La densité normalisée correspond à la densité brute rapportée à la densité de solide.

Classe	***Degré de compaction-soudure***	*Densité brute (g/cm^3)*	*Densité normalisée*	*Porosité (%)*
I	**Meuble**	<1,45	<0,60	>45
II	**Meuble à peu soudé**	1,30-1,65	0,49-0,67	45-34
III	**Peu soudé**	1,65-1,85	0,67-0,76	34-25
IV	**Peu soudé à soudé**	1,85-2,15	0,76-0,88	25-13
V	**Soudé**	2,15-2,30	0,88-0,94	13-7
VI	**Fortement soudé**	>2,30	>0,94	<7

Tableau 4.4. Classification des degrés de soudure des ignimbrites (construit à partir de Quane et Russell, 2005). Observation des textures, pétrofabriques et des gammes de variation des différentes propriétés physiques pour les six classes (densité totale et normalisée respectivement notées ρ_{tot} et ρ_n en g/cm^3, porosité en %). La densité normalisée correspond à la densité brute rapportée à la densité de solide.

b) Protocole de détermination de la densité de solide

Pour déterminer la densité de solide nous avons utilisé au laboratoire un protocole analytique dont la fiabilité a été régulièrement démontrée pour les roches pyroclastiques (e.g. Eychenne et al., 2013).

Les échantillons bruts sont d'abord nettoyés manuellement pour éliminer les impuretés de surfaces qui peuvent affecter les mesures. Ensuite, ils sont séchés pendant environ 24 h dans une étuve dont la température est portée à 150°C. Les échantillons bruts sont d'abord réduits en poudre dans un broyeur en tungstène afin d'obtenir une granulométrie suffisamment fine pour permettre de libérer l'espace poreux non connecté à l'extérieur de l'échantillon brut. Une fraction de quelques grammes de poudre est réservée dans une coupelle en verre et son poids est déterminé précisément sur une balance à 10^{-3} g.

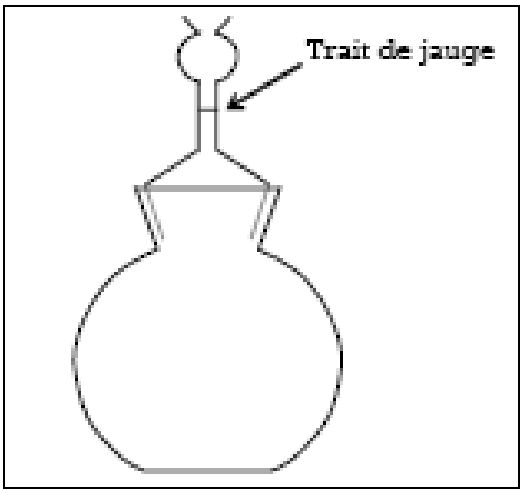


Figure 4.10.

Schéma du pycnomètre à eau. La partie inférieure correspond à un ballon (tailles différentes selon le volume de produit à analyser), sur lequel vient s'adapter un bouchon rôdé creux, surmonté d'un tube capillaire et d'une ampoule de garde (partie renflée du haut du tube).

Pour les mesures pycnométriques, il est nécessaire de disposer d'un ensemble de petits matériels et produits composés des éléments suivants : un pycnomètre à eau, composé d'un récipient et d'un couvercle surmonté d'une tige capillaire sur laquelle est indiqué un trait de jauge (Figure 4.10), de l'eau distillée, un bécher gradué et une pipette ou seringue de précision, pour ajuster le niveau d'eau dans le capillaire ; du papier absorbant pour sécher le pycnomètre avant chaque pesée, et pour retirer le surplus d'eau. Il faut également du papier Joseph, utilisé en chimie pour le nettoyage et le séchage (verrerie, ampoule, tubes à essais, etc) : ce papier blanc, très fin et très absorbant (25 g/m²) ne peluche pas, ne raye pas et ne décolore pas, et il sert également au bouchage du flacon. Pour nettoyer et sécher rapidement le matériel entre chaque utilisation, nous avons utilisé de l'éthanol (qui s'évapore plus rapidement que l'eau) et de l'air comprimé permettant de sécher intégralement le pycnomètre avant de renouveler le protocole sur chaque nouvel échantillon. Une balance de précision (à 10^{-3} g) est utilisée pour les différentes mesures de masse nécessaires à la détermination de la densité de solide de l'échantillon.

Le matériel est au préalable soigneusement nettoyé à l'éthanol puis séché pour n'introduire aucune masse additionnelle lors des différentes pesées. Les deux pesées initiales suivantes sont réalisées au début de chaque série d'analyse :

Masse du pycnomètre vide et sec : Mv
Masse du pycnomètre rempli d'eau distillée jusqu'au trait de jauge : M_e.
La masse de liquide contenu dans le pycnomètre se déduit par différence : $m = M_e - M_v$
L'expression de la densité de l'eau étant : $\rho_e = m / V$, avec V le volume d'eau contenu dans le pycnomètre, sachant que la masse volumique de l'eau distillée est de 1 g/ml à 20°C.
Il est important de réaliser les mesures dans des conditions de température très stables, car des variations même minimes de température induisent une dilatation suffisante de l'eau pour modifier significativement les mesures de masse du pycnomètre plein. Il faut donc éviter de chauffer le pycnomètre en le tenant à pleine main ou en le laissant au soleil.

Pour chaque échantillon, en complément des mesures de M_v *et* M_e, les trois pesées suivantes sont réalisées:
Masse du pycnomètre vidé mais non sec et sans bouchon : M_2
Masse du pycnomètre vidé mais non sec et sans bouchon contenant le solide: M_g
Masse du pycnomètre contenant le solide et le volume d'eau jusqu'au trait de jauge : M_t
La masse du solide dans le pycnomètre est donc : $m_s = M_g - M_2$; et la masse d'eau complémentaire dans le pycnomètre contenant les grains s'écrit : $m_e = M_t - M_v - m_s$
La masse d'eau déplacée par le solide est alors déterminée par l'expression :
$m_d = M_e - M_v - m_e = m - m_e$
Enfin, la densité du solide se calcule par rapport à la masse volumique de l'eau :
$d = \rho_s / \rho_e = (ms/V_s)/(m_d/V_d)$; avec $V_s = V_d$ (avec V_d le volume d'eau déplacé)
la densité du solide est donc donnée par : $d = m_s/m_d$

c) Echantillonnage et mesures

Pour cette étude nous avons sélectionné 34 échantillons parmi les différentes carottes d'ignimbrites de la succession d'OCM forées en 2010. Ces échantillons correspondent à des roches brutes et contiennent donc des ponces, des xénoclastes, de la matrice fine, et des cristaux libres (Table 4.5). La pesée du pycnomètre à vide doit être effectuée lorsque ce dernier est parfaitement sec et débarrassé de toute impureté, après rinçage à l'éthanol et séchage à l'air comprimé. Pour chaque pesée, le pycnomètre doit être manipulé avec un

papier propre, en vérifiant qu'il est toujours sec. Pour la mesure de masse du pycnomètre rempli d'eau il est important d'attendre que l'eau soit bien dégazée dans le ballon, avant de poser le bouchon et d'ajuster le niveau de l'eau jusqu'au ménisque. Il faut alors contrôler que le niveau d'eau ne varie pas dans le capillaire. Ces problèmes de dégazage sont plus délicats lors de la pesée du pycnomètre contenant le matériel solide en poudre et l'eau. La présence de petites bulles piégées sur le bord ou entre les particules solides peut affecter la mesure, et il est donc nécessaire d'en débarrasser le flacon sans chauffage. La meilleure solution est d'agiter avec précaution le pycnomètre ou de tapoter les parois du ballon pour permettre à ces bulles de remonter et d'évacuer l'air en surface.

Nom de l'échantillon	**Localisation (X, Y, en mètres UTM)**	**Position**	**Nature de l'échantillon**	**Description**
PIG-10 -02A	Quebrada Chuñuno, rive droite à l'amont X:670993, Y: 8260424	base	ignimbrite	Base de la séquence ignimbritique très épaisse >100m. Faciès induré beige-rosé, 2m d'épaisseur, riche en cristaux (biotites, qz), petits cristaux, quelques petits lithiques, de plus en plus marrons et altérés vers le haut.
PIG-10 -03B	Quebrada Chuñuno, rive gauche et à l'aval X:672904 Y:8259097		ignimbrite	Ignimbrite de type sillar, se débite en colonnes grossières et gros blocs. Epaisse de 20 à 30m. Faciès légèrement soudé blanchâtre à biotites, quelques xénolithes gris (lave) et des ponces émiettées.
PIG-10 -05	Pampa de Bombon, quebrada Huarancanqui X:685283 Y:8247709	proche du sommet	ignimbrite	Faciès gris-violacé, riche en cristaux, à 50m sous le sommet de la séquence d'ign.Caraveli. Riche en cristaux alignés suivant des plans de foliation, à grands feldspaths blancs, biotites, petits px et gros quartz.
PIG-10 -07	piste entre Pampa de Bombon et Caraveli, X: 684404, Y: 8249099	partie inférieure	ignimbrite	Unité rosâtre sous l'ign.colonnaire, faciès induré, cassant, contient beaucoup de ponces fibreuses aphyriques blanches, de gros cristaux et des lithiques bruns ou gris. Cette ign a été décalée par une faille normale, cet affleurement est surélevé.
PIG-10 -08	piste entre Pampa de Bombon et Caraveli X: 684409, Y: 8249704	partie médiane	ignimbrite	Ignimbrite Caraveli très soudée colonnaire, épaisse de 120m. Les colonnes larges de 2-4m sont hautes de dizaines de m, de couleur gris violacé sombre. Riche en cristaux (tailles mm) feldspaths, biotite.
PIG-10 -09A	Pampa Tinoray, piste de la Mine Eugenia vers Leon. X: 690525, Y: 8247555	base	ignimbrite	Base de la sous-unité épaisse de 3m, gris-violacé sombre, moyennement soudée. Riche en biotites, grandes ponces gris sombre, quelques gros lithiques et de petites fiammes gris foncé. On observe des lithophysae par endroits, la fabrique est visible.
PIG-10 -09B	Pampa Tinoray, piste de la Mine Eugenia vers Leon. X: 690525, Y: 8247555	sommet	ignimbrite	Partie sommitale épaisse de 10-15m, de couleur pâle, indurée, de type sillar. Se débite en colonnes grossières, riche en ponces rose saumon et grisâtres. Ce faciès contient de petits cristaux de biotite, et rares petits lithiques gris (lave).
PIG-10 -10A	Piste vers Eugenia, rive gauche d'un affluent de Qda Seca. X: 686345, Y:8235512	base	ignimbrite	Unité basale, épaisse de 15m, soudée, violacé clair. Contient de grandes ponces altérées et intactes, des fiammes, de grands cristaux de biotites.

Nom de l'échantillon	Localisation (X, Y, en mètres UTM)	Position	Nature de l'échantillon	Description
PIG-10 -10B	Piste vers la mine Eugenia, rive gauche d'un affluent de la quebrada Seca. X: 686345, Y: 8235512	sommet	ignimbrite	Unité sommitale de type sillar, épaisse de 35m, indurée à peine soudée, beige-gris pâle. Débit en blocs et colonnes. Faciès vacuolaire, de texture crayeuse et avec des marques d'altération: grandes ponces effritées, lithiques bruns et tâches jaunâtres.
PIG-10 -11	Pampa Gramadal. X: 681947, Y: 8230672		ponce	Ponces extraites du faciès de type sillar, induré à peu soudé, épais de 10m, riche en grandes ponces fibreuses blanches (plusieurs cm). Contient quelques ponces marron, beaucoup de lithiques brun-rougeâtres, de taille mm à cm.
PIG-10 -12A	Pampa Gramadal, piste vers Caravelitas X: 684672, Y: 8234222	base	ignimbrite	Unité inférieure gris-violacé, soudée, de 20-30m d'épaisseur. Texture saccharoïdale avec de grandes ponces blanches non fibreuses, vésiculées, et riche en cristaux (grandes biotites).
PIG-10 -12B	Pampa Gramadal, piste vers Caravelitas X: 684581, Y: 8234388	partie supérieure	ignimbrite	Unité supérieure de Caraveli, gris clair, de 15-20m d'épaisseur, moins soudée que l'unité sous-jacente. Texture à cavités de ponces dissoutes, désagrégées, et très riche en petits cristaux.
PIG-10 -14A	Piste de Cuno Cuno vers Iquipi X: 704844, Y: 8230238		ignimbrite	Ignimbrite rosâtre de 6-8m d'épaisseur, non soudée, peu indurée, riche en grandes ponces fibreuses. Contient quelques petits lithiques gris laviques. Cette ignimbrite est intercalée au milieu de sédiments miocènes: au-dessus de sédiments fins (lacustres, marins) et sous des sédiments continentaux fluviaux.
PIG-10 -14B	Piste de Cuno Cuno vers Iquipi X: 704844, Y: 8230238		ponce	Ponce fibreuse blanche de grande taille.
PIG-10 -15	plateau de Cuno Cuno X: 704635, Y: 8229205	sommet	ignimbrite	Ignimbrite de 5-6 m d'épaisseur, gris pâle, indurée à légèrement soudée. Texture saccharoïdale et crayeuse, contient de grande ponces désagrégées brun-saumon.
PIG-10 -18	Pampa entre San Juan et Yanaquihua. X: 708829, Y: 8245538		ignimbrite	Faciès de 5-6 m d'épaisseur, rose saumon à brun, induré à légèrement soudé, altéré. Comprend deux sous-unités, dont un faciès grisâtre à ponces jaune-ocre.
PIG-10 -19B	carrière en contrebas de Yanaquihua. X: 725853, Y: 8254579	unité supérieure	ignimbrite	Ignimbrite de 20-25m d'épaisseur, indurée à peu soudée, vacuolaire altérée. Sillar gris clair avec quelques grandes ponces jaunâtres, de nombreuses petites ponces rose saumon, quelques lithiques lie-de-vin (mm), et riche en cristaux (biotites).
PIG-10 -20	Qda Chitle-Chuica, rive droite. X: 720737, Y: 256663	base	ignimbrite	Ignimbrite de 20-30m d'épaisseur, à la base de l'épaisse unité de refroidissement (120m) d'Ispacas.
PIG-10 -20A	Ispacas, Quebrada Chitle - Chuica	base	vitrophyre	Vitrophyre noir de 2m d'épaisseur, riche en cristaux et en gros lithiques bruns, ponces et fiammes.
PIG-10 -20C	Ispacas, Quebrada Chitle - Chuica	unité supérieure	ignimbrite	Faciès rosâtre à grandes ponces grisâtes déformées.
PIG-10 -21A	Ispacas, Quebrada de la Tranca X: 719569, Y: 8257649	unité inférieure	ignimbrite	Faciès très soudé, gris, riche en cristaux (biotites) à fiammes gris clair.

Nom de l'échantillon	Localisation (X, Y, en mètres UTM)	Position	Nature de l'échantillon	Description
PIG-10 -21B	Ispacas, Quebrada de la Tranca		ignimbrite	Sillar à peine soudé rose saumon, à deux types de ponces: jaunâtres et grisâtres. Riche en cristaux (biotites, sanidine, amphiboles), par endroits lithiques lie-de-vin et gris, de taille mm
PIG-10 -22	Yanaquihua, au-dessus du village; sous des coulées de lave X: 732555, Y:8254422		ignimbrite	Ignimbrite soudée, riche en cristaux de grande taille: 5mm (amphiboles, feldspaths) et quelques lithiques sombres.
PIG-10 -23	Piste de Chuquibamba à Pampacolca, ride Mauca Llacta X: 754475, Y: 8262771	unité supérieure	ignimbrite	Faciès altéré et cassant, de 10 à 25m d'épaisseur comprenant deux unités, sous de coulées laves Barroso.
PIG-10 -26	Piste de Chuquibamba vers la Pachana X: 750022, Y: 243145	base	ignimbrite	Unité basale de l'ignimbrite, gris-violacé, riche en cristaux (sanidine, quartz grands Feldpsaths), faciès très soudé. Contient de grandes "enclaves" à cavités.
PIG-10 -32A	Antonieta, mine d'Arirahua. X: 716357, Y: 274523		ignimbrite	faciès induré gris-marron à grandes ponces (cm à dm) fibreuses grisâtres, déformées. Contient quelques fiammes, et rares gros lithiques. Faciès riche en cristaux de taille mm (amphiboles, biotites).
PIG-10 -34	Piste avoisinant la mine d'Arirahua, Cerro Orpojonte, X: 722259, Y: 8268134		ignimbrite	Faciès très soudé riche en cristaux, gris-violacé, contient des agglomérats de cristaux et ponces recristallisées, ainsi que des 'pseudo-fiammes' à F.
PIG-10 -44B	Chaucalla X: 705254, Y: 8277555		ignimbrite	Ignimbrite rosâtre soudée ,se débite en blocs, riche en lithiques et cristaux (biotite). Contient quelques fiammes, et des cavités de couleur ocre à texture perlitique.
PIG-10 -45	Chaucalla X: 705254, Y: 8277555		vitrophyre	Vitrophyre gris-noirâtre, à sanidine et biotite (pyroxène?), de texture "lavique".
PIG-10 -50	Pampa Antapuna, piste en direction de Salamanca X: 731074, Y: 8279478		ignimbrite	Ignimbrite de 30m d'épaisseur, gris-violacé, modérément soudée, riche en gros cristaux (cm), en lithiques gris-brun, ponces et quelques fiammes saumon à brun. Texture porphyrique grossière très riche en cristaux (F, san, bio).
PIG-10 -54A	Piste à l'amont de Salamanca, rio Arma. X:732973, Y:8283329	unité médiane	ignimbrite	Paroi blanchâtre de 80m d'épaisseur: faciès crayeux induré à légèrement soudé. Contient de nombreux cristaux (biotite), quelques lithiques.
PIG-10 -55	Piste à l'amont de Salamanca, rio Arma. X:732973, Y:8283329	unité supérieure	ignimbrite	Faciès un peu soudé violacé riche en cristaux (F, sanidine, biotite) de taille moyenne 5mm. Affleurement de 60-80m d'épaisseur, dont la partie sommitale est rougeâtre. Contient des lithiques altérés et des ponces aplaties.
PIG-10 -57	Piste du rio Arma, "Proyecto Arma". X: 737372, Y: 8287901		ignimbrite	Faciès soudé marron, vitreux à fiammes et riche en cristaux (sanidine).
PIG-10 -58	Piste du rio Arma, "Proyecto Arma". X: 739639, Y: 8293748	partie sommitale	ignimbrite	Faciès soudé gris-rosâtre, porphyrique à texture grossière. Contient beaucoup de grandes fiammes sombres, riche en lithiques bruns (0.5à 1cm) et en cristaux (sanidine, biotite).
PIG-10 -60	Piste de Toro vers Cotahuasi l'antenne. X:726092, Y: 8312051	partie sommitale	ignimbrite	Faciès induré de dépôt de coulée de cendres, grisâtre, contient quelques cristaux (F, biotites).

Tableau 4.5. Liste des échantillons analysés pour la densité de solide, avec leurs localisations et les descriptions associées.

II.2.3. Méthode d'analyse de la fabrique magnétique

a) Intérêt et principe de l'anisotropie de susceptibilité magnétique

La plupart des roches volcaniques contiennent des minéraux qui ont la capacité de s'aimanter lorsqu'ils sont placés dans un champ magnétique inducteur. Cette propriété est très utilisée en géosciences pour l'étude du paléomagnétisme (e.g. Kent et Olsen, 1997 ; Roperch et al., 2006 ; Nourgaliev et al. 2007 ; Piper et al., 2002 ; Agro et al., soumis), mais aussi pour des études volcanologiques concernant la stratigraphie et les corrélations (e.g. Knight et al., 1986), les modalités de mise en place des écoulements pyroclastiques (Ellwood, 1982; Incoronato et al., 1983 ; Le Pennec et al., 1998) ou encore pour la localisation des sources des ignimbrites (Hillhouse et Wells, 1991 ; Le Pennec 2000 ; Wang et al., 2001 ; Paquereau-Lebti et al., 2008 ; Gountié-Dedzo et al., 2011). Dans le contexte de nos recherches, l'utilisation des propriétés magnétiques est donc potentiellement pertinente pour obtenir des informations sur les directions locales d'écoulement et sur la position des sources des unités que nous avons identifiées. Nous n'avons pas analysé les propriétés rémanentes, aussi nous nous limitons ici à quelques rappels sur les notions de susceptibilité magnétique et de son anisotropie.

Un échantillon de roche placé dans un champ magnétique inducteur acquiert spontanément une aimantation induite M qui résulte du produit de la susceptibilité magnétique K de l'échantillon par le champ d'induction H, tel que M = K x H. La susceptibilité est donc une grandeur sans dimension, exprimée en unité du Système International (SI), qui caractérise la capacité du corps rocheux de s'aimanter plus ou moins fortement selon l'intensité du champ H. La susceptibilité massique χ correspond au rapport de la susceptibilité volumique K sur la densité brute de l'échantillon ρ_b; $\chi = K / \rho_b$.

La susceptibilité magnétique est contrôlée par de nombreux facteurs et principalement par la nature des éléments qui portent cette propriété au sein de l'échantillon. Ainsi, selon leurs compositions chimiques et leurs structures, les minéraux sont caractérisés par des comportements magnétiques dissemblables que l'on peut classer en plusieurs catégories. Par exemple, les corps diamagnétiques développent une aimantation faiblement négative lorsque le champ est appliqué (ex : le diamant, le graphite, le quartz, la calcite etc.). Les corps paramagnétiques quant à eux, ont une aimantation positive et linéairement proportionnelle au champ appliqué. Pour les corps ferromagnétiques, l'aimantation est positive et augmente rapidement avec l'intensité du champ, mais atteint un plafond correspondant à un niveau de saturation de l'aimantation. Dans les roches volcaniques, les minéraux de type para- et ferro-

magnétiques (comme la magnétite, la titanomagnétite, l'hématite, la pyrite etc.) sont généralement présents, si bien que la susceptibilité est relativement forte par rapport à d'autres types de roches.

Dans la plupart des échantillons naturels, K est une propriété anisotrope que l'on peut donc décrire à l'aide d'un tenseur de rang 2 tel que $M_i = K_{ij} \times H_j$. Cette anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) peut alors se représenter comme un ellipsoïde triaxial (Figure 4.11), dont les axes principaux sont notés Kmax (axe majeur), Kint (intermédiaire) et Kmin (mineur).

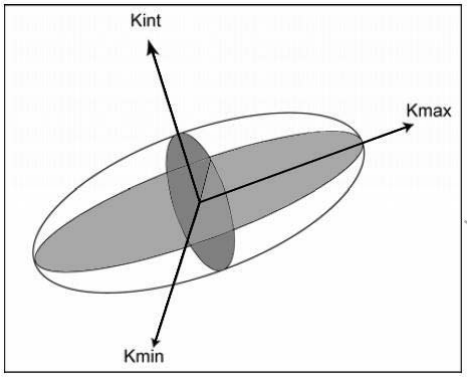


Figure 4.11.

Schéma montrant les conventions utilisées pour décrire l'ellipsoïde triaxial de susceptibilité magnétique, avec les axes principaux notés Kmax > Kint > Kmin.

Les travaux basés sur les données ASM utilisent divers paramètres qui permettent de décrire le type d'anisotropie et ainsi, de comparer entre eux les échantillons, les sites d'échantillonnages, les unités géologiques etc. Les paramètres les plus fréquemment utilisés dans la littérature volcanologique concernant les ignimbrites sont les suivants (e.g. Ellwood, 1982 ; Tarling et Hrouda, 1993 ; Le Pennec et al., 1998 ; Paquereau-Lebti et al., 2008) :

La susceptibilité moyenne : $K = (Kmax + Kint + Kmin) / 3$

La foliation magnétique : $F = Kint / Kmin$

La linéation magnétique : $L = Kmax / Kint$

Le degré d'anisotropie : $P = Kmax / Kmin$

L'anisotropie totale : $A_t = (Kmax – Kmin) / K$

Le paramètre de Flinn : $q = [(Kmax / Kint) – 1] / [(Kint / Kmin) – 1]$

Le paramètre de forme T (Jelinek, 1981) :

$T = [2 (lnKint – lnKmin) / (lnKmax – lnKmin)] – 1$

Le paramètre T varie de -1 (ellipsoïde allongé) à +1 (ellipsoïde aplati)

Le degré d'anisotropie corrigé (Jelinek, 1981) : $P' = \exp [2 (a^2 + b^2 + c^2)]^{1/2}$, avec

$a = \ln [Kmax / (Kmax * Kint * Kmin)^{1/3}]$, $b = \ln [Kint / (Kmax * Kint * Kmin)^{1/3}]$

$c = \ln [Kmin / (Kmax * Kint * Kmin)^{1/3}]$

b) Détermination des axes cinématiques d'après l'ASM

Les fragments des roches détritiques et pyroclastiques sont généralement de forme anisotrope. Il est commode de considérer que cette forme peut être approchée par celle d'un ellipsoïde triaxial, avec l'axe long noté *a*, l'axe intermédiaire *b*, et l'axe court *c*. Cette approximation est bien vérifiée pour certains types de fragments comme les galets de rivière (Cui et Komar, 1984). Lorsque ces fragments sont mobilisés dans les écoulements granulaires, ils subissent diverses forces imprimées par la gravité, les interactions grain-grain, le gradient de pression et de vitesse de la matrice etc. Sous l'effet de ces mécanismes, les fragments développent un comportement dimensionnel qui dépend de leur forme (qui peut évoluer par abrasion et fragmentation pendant le transport) et de la distribution de masse au sein du claste.

Pour une distribution de masse homogène, il a été observé pour des cas simples (e.g. galets ellipsoïdaux réguliers) que sous l'action d'un courant unidirectionnel les galets tendent à aligner les axes a et c dans le plan d'écoulement (voir la figure 4.12). Cette observation faite par voie expérimentale est vérifiée dans la nature (Johansson, 1965, 1976).

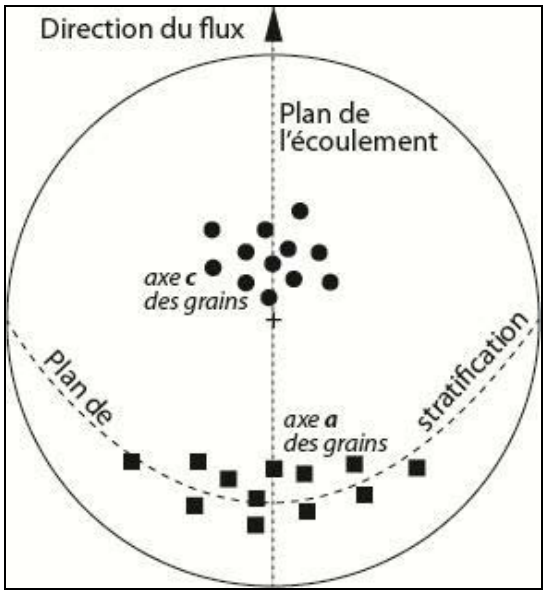


Figure 4.12.

Stéréogramme montrant la fabrique « standard » des roches détritiques et pyroclastiques sous l'effet d'un courant unidirectionnel s'écoulant du Sud vers le Nord.

L'application des méthodes ASM aux roches sédimentaires a débuté dès les années cinquante (Graham, 1954) et les relations entre régime d'écoulement, axes cinématiques et fabrique magnétique ont été étudiées par simulations analogiques dans le cas des écoulements unidirectionnels. Ainsi, Rees (1965), montre que les écoulements granulaires contenant des marqueurs magnétiques (grains de magnétite) développent une fabrique caractérisée par un axe majeur (Kmax) parallèle à la direction d'écoulement et un axe mineur normalement imbriqué vers l'amont avec un angle de 20-25° par rapport à la stratification. Ce type de

configuration correspond à la fabrique « standard » des roches détritiques (Figure 4.12), et présente donc des grains allongés dans la direction d'écoulement, avec une imbrication normale des clastes (voir la figure 4.13A, B et C).

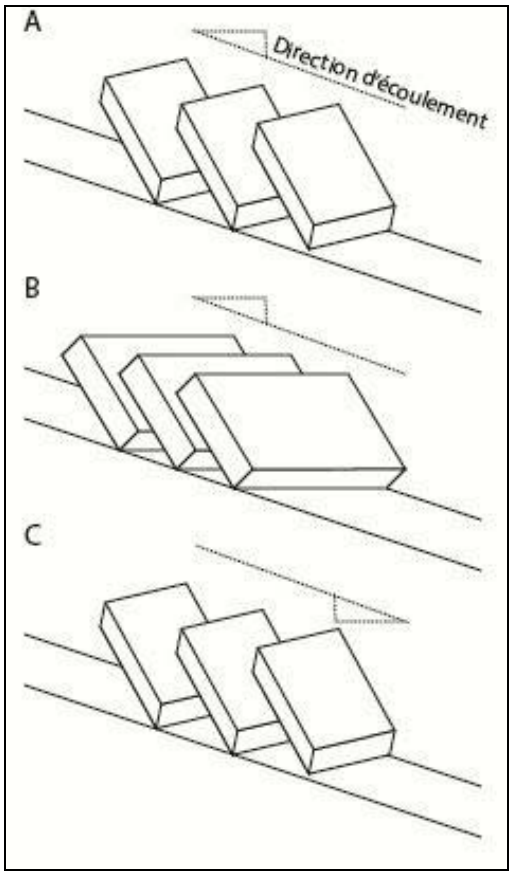


Figure 4.13.

Schémas montrant les relations entre axes cinématiques et fabrique de grains de formes parallélépipédiques.

A. Imbrication normale avec axe long des marqueurs parallèle à la direction de l'écoulement. L'axe court des marqueurs est imbriqué normalement dans le sens d'écoulement.

B. Imbrication transverse avec axe long des marqueurs perpendiculaire à la direction de l'écoulement. L'axe court des marqueurs est imbriqué normalement dans le sens d'écoulement.

C. Imbrication inverse avec axe long des marqueurs parallèle à la direction de l'écoulement. L'axe court des marqueurs est imbriqué inversement au sens d'écoulement. Cette situation se produit lorsque la sédimentation a lieu sur une surface inclinée vers l'aval (par ex : cas de la sédimentation par aggradation sur une dune prograde).

Toutefois, des expériences ultérieures (Rees, 1983) montrent que dans des conditions sédimentologiques particulières, l'axe majeur Kmax peut être transverse à la direction d'écoulement (possible effet de roulement sur la surface de sédimentation). Dans ce cas, la fabrique peut être interprétée par une configuration dans laquelle l'axe *a* est perpendiculaire aux lignes de flux, mais l'imbrication de l'axe court est normale (Figure 4.13-B). D'autres situations existent et peuvent compliquer l'interprétation de la fabrique magnétique. Par exemple, la sédimentation peut se produire sur une surface inclinée vers l'aval (cas des « lee sides » des déferlantes pyroclastiques »), mimant une imbrication inverse de l'axe *c* (Figure 4.13-C). On peut également imaginer des effets de roulement (orientation transverse de l'axe *a*, figure 4.13-B) se superposant à une imbrication inverse de l'axe *c* (Figure 4.13-B), ou des mélanges de fabriques produites par diverses formes de clastes.

Ces propriétés ont été amplement utilisées dans les turbidites (voir la revue de Baas et al., 2007) et l'application aux produits pyroclastiques a commencé dans les années 80 sur des

produits d'ignimbrites et de déferlantes. Ainsi, Ellwood (1982) et Incoronato et al (1983) montrent que les dépôts d'écoulements pyroclastiques enregistrent une fabrique magnétique similaire à celle des roches sédimentaires détritiques (Figure 4.14). Ils vérifient également que la direction de Kmax est localement similaire à la direction d'écoulement, aux incertitudes près. En disposant de plusieurs sites d'étude, Ellwood (1982) démontre que les directions ASM peuvent aider à converger vers la zone source des unités cendro-ponceuses du Colorado. L'application de l'ASM aux produits ignimbritiques et au problème de l'identification des calderas cachées a connu par la suite un essor considérable (e.g. McDonald et Palmer, 1990 ; Cagnoli et Tarling, 1997 ; Le Pennec et al., 1998 ; Wang et al., 2001 ; Ort et al., 2003 ; Porreca et al., 2003 ; Alva-Valdivia et al., 2005 ; Gurioli et al., 2005 ; Paquereau-Lebti et al., 2008 ; Gountié-Dedzo et al., 2011), au point que Ellwood et McDonald (1991) ont considéré que seule l'ASM devrait être utilisée pour étudier la fabrique des ignimbrites.

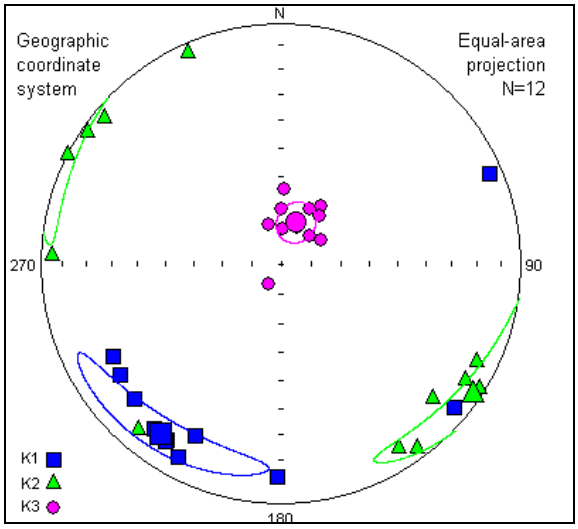


Figure 4.14.
Exemple d'une fabrique magnétique standard correspondant à la fabrique de forme représentée sur la Figure 4.12.
La fabrique ASM est décrite par 12 spécimens, avec Kmax = carrés bleus, Kint = triangles verts, Kmin = points roses. Les moyennes des trois tenseurs d'orientation principaux sont indiquées par des symboles plus gros. La trace des cônes de confiance à 95% est représentée autour de chaque moyenne par des lignes sub-elliptiques, leur géométrie est décrite par 2 angles principaux α_{max} et α_{min}.
L'axe long de l'ellipsoïde d'ASM (contenant Kmax) et l'axe court (Kmin) montrent une imbrication de la fabrique qui indique un écoulement vers le Nord-Nord-Est.

Toutefois, de nombreuses études ultérieures ont indiqué que si l'ASM offre une avancée méthodologique incontestable pour aborder ces questions volcanologiques, l'origine de la fabrique magnétique peut s'avérer fort complexe et l'interprétation en devient dans certains cas incertaine (Ort et al., 2003 ; Le Pennec et al., 1998 ; Agro et al., soumis). En effet, des phénomènes d'inversion d'axe magnétique, d'altération chimique des minéraux magnétiques, d'anisotropie de distribution etc. sont susceptibles d'affecter significativement la fabrique finale. Le consensus actuel tend à combiner l'approche ASM avec d'autres méthodes géologiques ou géophysiques pour localiser les sources des grands épanchements ignimbritiques. Dans ce travail les méthodes ASM sont donc utilisées conjointement aux

méthodes de terrain et d'analyse des structures par imagerie satellitaire, comme présenté plus haut.

c) Mesure de l'ASM et traitement des données

Les mesures de la susceptibilité globale K et de l'ASM ont été effectuées à l'université de La Rochelle avec un Kappabridge AGICO de type KLY4 (Figure 4.15). La susceptibilité de chaque échantillon est mesurée en champ magnétique faible (< 1mT), en plaçant le spécimen au sein d'un solénoïde capable de générer un champ magnétique contrôlé par un variateur d'intensité. Pour mesurer l'anisotropie, le spécimen est successivement placé dans trois positions orthogonales. Pour chaque position, le spécimen subit alors une rotation autour d'un axe qui permet de mesurer la susceptibilité dans quinze directions différentes autour de cet axe. Enfin, la susceptibilité magnétique globale (K) du spécimen est mesurée. Le programme d'acquisition de données du Kappabridge restitue les données dans le repère de l'échantillon. En saisissant les données de repérage de chaque carotte d'échantillon forée sur le terrain (direction et pendage de la carotte), correspondant au spécimen analysé, le programme recalcule l'orientation des axes principaux de l'ellipsoïde d'ASM dans le référentiel géographique.

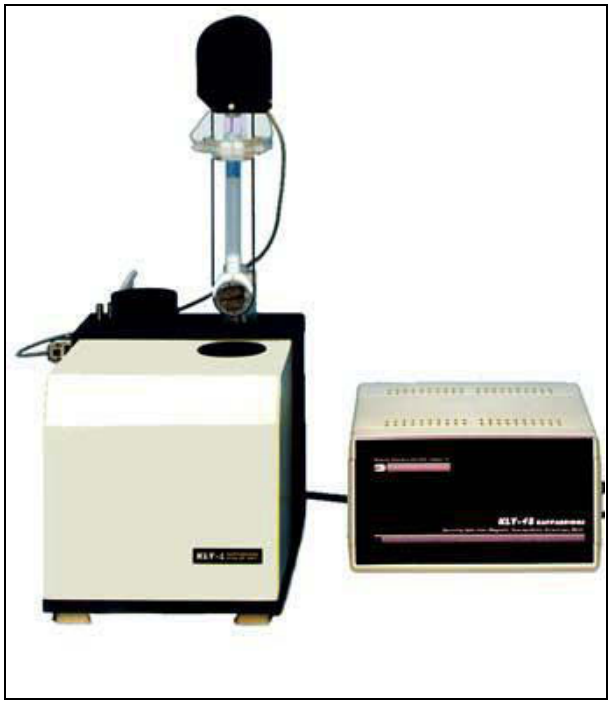


Figure 4.15.

Dispositif de mesures de la susceptibilité magnétique et de son anisotropie. L'élément de mesure à gauche comporte un porte échantillon rotatif (base de la tour) qui descend pour la mesure dans le boitier principal, qui contient un pont de mesure magnétique (solénoïde). Le boitier de droite permet de contrôler l'intensité du signal inducteur, et l'ensemble est piloté à partir d'un ordinateur.

Un programme Excel développé par P. Launeau (Université de Nantes) permet enfin de calculer automatiquement l'ensemble des paramètres de fabrique magnétique présentés plus haut (F, L, T, P', paramètre de Flinn) pour chaque site étudié. Il produit aussi des

stéréogrammes où sont visualisés les axes principaux de chaque spécimen dans le repère géographique, et les axes moyens des Kmax, Kint et Kmin obtenus sur chaque site. De plus, les traces des cônes de confiance autour de chaque moyenne sont reportées en utilisant une dispersion statistique de type Bingham (1964), fixée pour un niveau de confiance à 2 σ avec un axe majeur α_{max95} et un axe mineur α_{min95} (Figure 4.14). Ces éléments de description de la fabrique magnétique sont aussi ceux généralement utilisés dans la littérature. En outre, ce programme permet de filtrer ou sélectionner des données, d'améliorer la définition des axes de symétrie de la fabrique magnétique, et il peut permettre de réduire les incertitudes autour des moyennes. Les résultats sont présentés dans le chapitre 5.

d) Echantillonnage

L'échantillonnage s'effectue à l'aide d'une foreuse portable alimentée par un moteur à essence. Un foret diamanté rotatif permet d'isoler des carottes de forage. Le repérage des carottes dans le référentiel géographique est réalisé à l'aide d'un tube d'extraction et d'une platine permettant de déterminer la direction et le pendage de la carotte. La direction se mesure à l'aide d'une boussole magnétique ou d'un compas solaire si les conditions d'ensoleillement le permettent. La carotte est extraite en prenant soin de noter les repères de direction et plongement à l'aide de marqueurs indélébiles. Au laboratoire les carottes sont découpées en segments réguliers, de 2,2 cm de longueur pour 2,5 cm de diamètre, appelés spécimens. Pour un même site de forage, il existe donc des spécimens d'une même carotte et de carottes différentes, et le nombre de spécimen par site est généralement compris entre 4 et 11 dans cette étude. Au final, l'échantillonnage contient 142 spécimens provenant des différentes unités identifiées dans le chapitre 5.

L'échantillonnage par carottage a été effectué sur le terrain par J.C. Thouret et collaborateurs en 2010, 2011. Une première étude, incluant la préparation des échantillons au laboratoire à l'université de La Rochelle, a été réalisée dans le cadre du Master 1 d'E. Bréard (2011), Université Blaise Pascal, sous la direction de J.L. Le Pennec, J.C. Thouret et H. Diot. L'échantillonnage représentait 6 à 9 carottes par site, pour plus de 200 spécimens de diverses nappes ignimbritiques. Une nouvelle série de carottes, forées sur 17 sites (Figure 4.16), puis débitées en 142 spécimens, a été obtenue en 2011 (tableau 4.6) et les échantillons ont été préparés et analysés fin 2012 par H. Diot à l'Université de La Rochelle. Le traitement et l'interprétation des données sont réalisés dans le cadre de cette thèse. Afin de donner une vision synthétique des données directionnelles ASM des ignimbrites du secteur OCM, nous avons associé dans ce mémoire les résultats du travail préliminaire de TER d'E. Bréard à

notre étude pour obtenir une base aussi complète que possible des éléments actuellement disponibles pour localiser la source de certaines unités étudiées dans cette thèse.

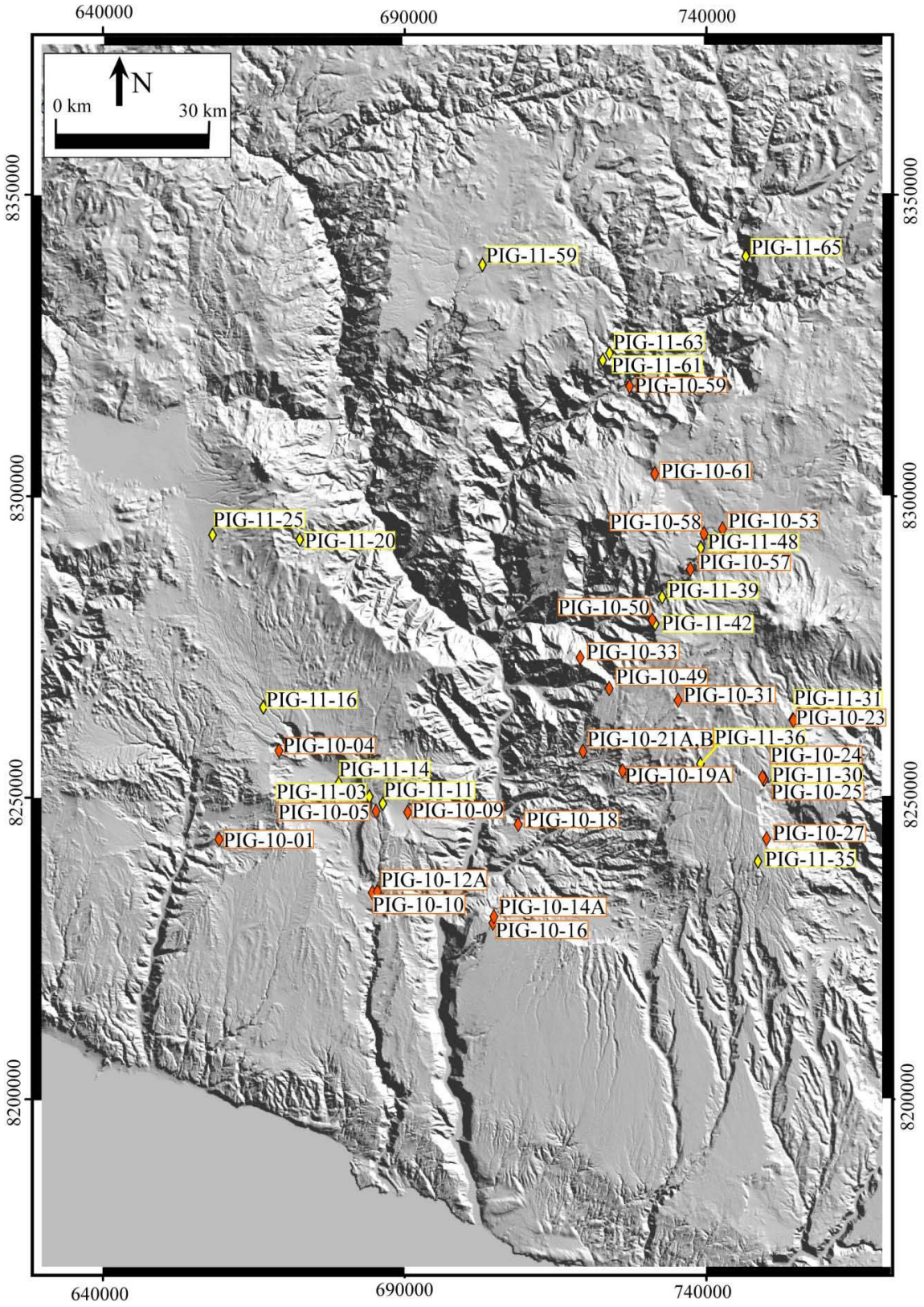


Figure 4.16. Carte de localisation des sites de forages pour l'étude ASM, en distinguant les sites étudiés dans cette thèse, indiqués par diamants en jaune (PIG-11-XX), de ceux étudiés par E. Bréard (2011), représentés par des diamants orangés (PIG-10-XX).

Echantillon	Nombre carotte	Localisation (X et Y en mètres, UTM)	Description
PIG-11-03-A-F	6	falaises autour de Caraveli X:684198, Y: 8250139	Ignimbrite violacée très soudée, très recristallisé. Unités d'écoulement basale et centrale.
PIG-11-11-A-G	7	route vers Leon, au-dessus de Pampa Tinoray X:686386 Y:8248980	Unité supérieure, faciès moyennement à très soudé beige-violacé à petites ponces indurées (1 cm) non vésiculé. Riche en cristaux (pl, qz, bio, +/- amph).
PIG-11-14-A-F	6	rive droite du rio Caraveli, à l'aval de Caraveli X:679099, Y: 8252339	Unité modérément soudée, marron-violacé, à fiammes
PIG-11-16-A-F	6	Quebrada Molles, route de Caraveli vers Cahuacho X:666612 Y:8264968	Unité soudée, beige-rosé, à ponces
PIG-11-20-A-F	6	Piste entre Cahuacho et Pausa, à côté de Pirca X:672657 Y: 8292791	faciès 10-20m, de type 'sillar' marron rosâtre, légèrement soudé à lithiques lie-de-vin, à ponces recristallisées.
PIG-11-25	7	Sud de la Laguna Parinacocha, à l'amont de Sallasalla X: 658205 Y: 8293548	sillar gris pâle, induré, riche en cristaux (f, bio, px) rares petits lithiques (<1 cm) et rares ponces (~1cm)
PIG-11-30-A-F	6	Chuquibamba, col de l'antenne X:749569 , Y:8252978	faciès très soudé, marron-violacé, très riche en cristaux (f, q, bio, amph). Surface et cassures très réfléchissantes, cumulats de magma cogénétique riche en ponces. Contient rares lithiques (>1cm)
PIG-11-31-A-F	6	route vers Pampacolca, San Antonio X:754346 Y:8262903	ignimbrite fracturée et altérée, plutôt distale
PIG-11-35-A-F	6	route vers Yanaquihua X: 748574 Y: 8239401	ignimbrite épaisse de 50-60 m, paroi de 6-7 m de hauteur, partie supérieure.
PIG-11-36-A-F	6	route vers Yanaquihua X: 739078 Y: 8255620	paroi de 6 m de hauteur.
PIG-11-39-A-F	6	Piste vers Salamanca, sous la maison du Proyecto Arma X: 732736 Y: 8283202	Paroi de 10 m de hauteur, affleurement de 5 m, cassé.
PIG-11-42-A-G	7	Piste vers Salamanca au bord du plateau X:731562 Y:8278833	Ignimbrite altérée, très fragile, épaisse de 10 m, insérée dans le plateau de Huaylillas
PIG-11-48-A-F	6	Boca Toma, dans le rio Arma X: 739147 Y: 8291440	Base vitrophyrique, falaise de 30 m, débitée en colonnes grossieres.
PIG-11-59-A-F	6	à côté de la Torta, haut plateau blanc X:702933 Y: 8338373	Ignimbrite Huaylillas sur le haut plateau vers la Torta, roche soudée mais friable.
PIG-11-61-A-F	6	Bordure du plateau au-dessus de Pampamarca X:722847 Y: 8322557	Falaise de 4 m de haut orientée 220° SW et 250° W, juste au-dessus de la coulée de ponces datées à 5,6 Ma
PIG-11-63-A-F	6	Route de Pampamarca vers le haut plateau X:723980 Y:8323732	Vitrophyre noir vitreux soudé.
PIG-11-65-A-G	7	Route de Puica vers Chulca, au col X:746588 Y:8339794	Falaise de 15 m de haut, gris pâle, fracturée, forme le sommet de la partie basale de la séquence ignimbritique.

Tableau 4.6. Liste des échantillons et nombres de carottes échantillonnées en 2011 pour les analyses ASM.

CHAPITRE 5

RESULTATS

Ce chapitre 5 présente les résultats des analyses menées dans ce travail de thèse. Les différentes méthodes expliquées dans le chapitre 4 ont été appliquées aux échantillons des canyons OCM et ont donné des résultats de différentes natures complémentaires. Une fois couplés et replacés dans le contexte de l'étude, ceux-ci permettent ensuite de donner une interprétation sur l'évolution volcanologique de l'ensemble de la région.

Dans un premier temps les résultats de l'étude radio-chronologique par la méthode ^{40}Ar-^{39}Ar expliquée dans le chapitre 4. Celle-ci a permis d'établir une chronologie de la succession ignimbritique identifiée dans les canyons OCM. Dans un second temps, la lithologie de la série est présentée selon les différents critères évoqués dans le chapitre précédent, à savoir les observations de terrains concernant l' épaisseur et le lithofaciès des dépôts. En couplant ces identifications avec l'imagerie satellitaire, nous estimons le volume et la répartition des sept unités et groupes ignimbritiques qui forment la série étudiée. A l'exception du groupe Nazca, peu étudié dans cette thèse, pour chaque unité ou groupe constituant la série nous avons établi une coupe litho-stratigraphique type dans une localité considérée comme étant la plus représentative.

Ensuite, nous exposons les spécificités pétrographiques et texturales des différents faciès qui constituent la série ignimbritique. Celles-ci ont été étudiées macroscopiquement et microscopiquement. Elles sont complétées par l'étude des grandes tendances qui ressortent des compositions géochimiques de la succession.

Enfin, les résultats des mesures de densité de solide et de l'étude des fabriques magnétiques et de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) sont exposés. Les tests pétrophysiques ont permis d'établir des profils de compaction des unités ignimbritiques. Ces profils sont mis en parallèle avec les descriptions litho-stratigraphiques des unités, afin d'appuyer les estimations des degrés de soudure faites à partir de l'étude pétrographique.

De plus, dans le but de déterminer les directions d'écoulement des ignimbrites identifiées dans les canyons OCM, et pour en déduire ou au moins estimer la localisation de leurs sources, nous avons étudié les fabriques magnétiques. Les résultats sont présentés dans des stéréogrammes où les directions moyennes des trois axes des ellipsoïdes ont été reportés.

I. GEOCHRONOLOGIE

I.1. Présentation générale des nouveaux âges ^{40}Ar-^{39}Ar

Cette thèse a permis de déterminer 23 nouvelles datations. Parmi elles, 17 concernent les ignimbrites et 6 les laves. Les résultats apparaissent dans les tableaux 5.1 et 5.2, respectivement pour les analyses par chauffage par paliers de température, et pour les analyses en fusion totale. Le matériel analysé est le plus souvent des feldspaths, des sanidines ou des biotites, du verre interstitiel ou des plagioclases pour les laves.

La plupart des âges ont été calculés en utilisant tous les plateaux lors des paliers de libération d'argon par chauffage. Les valeurs de MSWD sont toutes inférieures à 2, dont une majorité est inférieure à 1. Les incertitudes sur les âges analytiques sont données avec un niveau de confiance à 2 σ et elles sont généralement minimes, de l'ordre de 0,01 à 0,10 Ma. Toutefois, certains échantillons donnent des âges moins précis avec 2 σ de l'ordre de 0,10 à 0,25, voire au-delà à 0,45 pour l'échantillon de lave OCO-06-06. Dans l'ensemble, on peut donc considérer ces déterminations comme analytiquement valables et par conséquent, appropriées pour l'étude chrono-stratigraphique.

Globalement, les âges de cette liste varient de 22,61 ± 0,42 Ma à 0,91 ± 0,05 Ma pour les ignimbrites (et 0,617 ± 0,082 Ma pour des coulées de ponces du volcan Sara Sara), et de 7,32 ± 0,05 Ma à 0,050 ± 0,022 Ma pour les laves. Ces résultats témoignent d'une certaine continuité de l'activité volcanique dans la région OCM depuis au moins 23 Ma, et de la coexistence du volcanisme explosif ignimbritique avec une activité effusive depuis au moins 7,3 Ma. Les données de la littérature démontrent que cette coexistence remonte également au moins à 23-24 Ma (Roperch et al., 2006 ; Thouret et al., 2007 ; Schildgen et al., 2009)

						Age spectrum					Isochron Analysis			
Sample #	**material**	**wt. (mg)**	**K/Ca (total)**	**Total Fusion Age (Ma)**	**Increments used (%)**	**^{39}Ar (%)**	**Age (ka)**	**± 2σ**	**MSWD**	**N**	**MSWD**	**^{40}Ar/^{36}Ar intercept**	**± 2σ**	**Age (ka)**	**± 2σ**
Lava															
SAR-07-05	gm		0.750	**57.6 ± 25.8**	2.5-25	100.0	**50.0**	**± 21.7**	0.52	10 of 10	0.33	298.7	± 1.5	13.7	± 16.6
SAR-07-06	gm		0.860	**154.5 ± 16.5**	2.5-25	98.74	**146.5**	**± 15.5**	1.2	9 of 9	1.19	300.0	± 10.2	137.9	± 24.6

						Age spectrum					Isochron Analysis			
Sample #	**material**	**wt. (mg)**	**K/Ca (total)**	**Total Fusion Age (Ma)**	**Increments used (%)**	**^{39}Ar (%)**	**Age (Ma)**	**± 2σ**	**MSWD**	**N**	**MSWD**	**^{40}Ar/^{36}Ar intercept**	**± 2σ**	**Age (Ma)**	**± 2σ**
Ignimbrite															
PIG-08-40	feldspar	20	0.193	**0.92 ± 0.04**	3.0-35	100	**0.91**	**± 0.05**	1.41	9 of 9	1.58	296.2	± 3.6	0.90	± 0.08
PIG-08-34	glass	10	7.700	**1.26 ± 0.01**	3.0-35	100	**1.26**	**± 0.01**	0.77	9 of 9	0.85	296.7	± 5.2	1.24	± 0.08
PIG-10-37B	feldspar	25	0.361	**1.96 ± 0.02**	3.0-35	100	**1.95**	**± 0.02**	0.3	11 of 11	0.25	297.0	± 3.4	1.95	± 0.02
PIG-10-20	feldspar	20	0.430	**1.97 ± 0.02**	3.0-35	100	**1.97**	**± 0.01**	0.55	9 of 9	0.62	295.0	± 5.7	1.97	± 0.02
PIG-08-33	gm		9.500	**5.13 ± 0.02**	2.4-25	96.81	**5.13**	**± 0.01**	0.69	8 of 9	0.39	318.4	± 30.3	5.10	± 0.04
PIG-10-11	plagioclase	25	0.007	**22.42 ± 0.49**	4.5-21	100	**22.61**	**± 0.42**	0.67	7 of 7	0.66	294.7	± 2.7	22.94	± 0.89
Lava															
BAR-07-04	gm		0.332	**7.35 ± 0.06**	2.5-25	100.0	**7.32**	**± 0.05**	0.94	10 of 10	1.03	297.1	± 6.3	7.28	± 0.17
PIG-10-56	feldspar	20	0.223	**7.97 ± 0.06**	3.0-35	100.0	**7.99**	**± 0.04**	1.10	9 of 9	1.06	294.9	± 1.0	8.00	± 0.05

Ages calculated relative to 28.201 Ma Fish Canyon Rhyolite and to 28.34 Ma Taylor Creek sanidine standards

Tableau 5.1. Résultats des datations ^{40}Ar-^{39}Ar : analyses Laser obtenues par paliers de chauffage.

				Isochron						Pooled Plateau age					
Sample #	**material**		**K/Ca total**	**$^{40}Ar/^{36}Ar_i$**	**±**	**2σ**	**MSWD**	**Age (ka)**	**±**	**2σ**	**N**	**^{39}Ar %**	**MSWD**	**Age (ka)**	**±**	**2σ**
Ignimbrite																
OCO-06B-09	feldspar		0.15	291.3	±	6.8	0.16	881.0	±	423.0	9 of 9	100.0	0.32	**616.5**	±	**82.0**
				Isochron							**Pooled Plateau age**					
Sample #	**material**	**size (crystal)**	**K/Ca total**	**$^{40}Ar/^{36}Ar_i$**	**±**	**2σ**	**MSWD**	**Age (Ma)**	**±**	**2σ**	**N**	**^{39}Ar %**	**MSWD**	**Age (Ma)**	**±**	**2σ**
Lava																
PIG-10-42	feldspar (san?)	10	0.08	289.46	±	13.7	1.18	2.24	±	0.40	14 of 14	100	1.16	**2.04**	±	**0.06**
OCO-06-06	plagioclase		0.003	277.68	±	40.6	1.81	2.65	±	0.81	11 of 11	100.0	1.75	**2.24**	±	**0.45**
COTA-06-05	feldspar (san?)		0.053	302.17	±	8.3	0.59	5.13	±	0.31	8 of 9	84.6	0.89	**5.36**	±	**0.12**
Ignimbrite																
PIG-10-32	feldspar	5	0.45	293.7	±	4.2	0.83	1.85	±	0.12	11 of 11	100.0	0.82	**1.80**	±	**0.04**
OCO-06-02	feldspar		0.03	297.3	±	13.1	0.66	1.96	±	0.26	13 of 13	100.0	0.61	**2.00**	±	**0.09**
PIG-07-11	feldspar		0.26	296.5	±	3.9	1.67	2.04	±	0.09	9 of 9	100.0	1.52	**2.06**	±	**0.06**
PIG-07-08	feldspar (san?)		0.03	295.7	±	5.7	1.58	4.36	±	0.32	11 of 13	82.4	1.42	**4.36**	±	**0.16**
PIG-07-10	biotite	1	12.70	295.1	±	3.6	0.35	4.66	±	0.14	13 of 13	100.0	0.33	**4.65**	±	**0.11**
PIG-08-28B	sanidine		1.87	283.5	±	15.9	1.06	5.14	±	0.08	15 of 15	100.0	1.14	**5.09**	±	**0.03**
PIG-08-21	feldspar	5	0.20	295.1	±	6.4	0.76	7.99	±	0.19	12 of 12	100.0	0.69	**7.97**	±	**0.10**
PIG-10-02B	sanidine	1	16.40	280.39	±	37.3	1.12	9.11	±	0.04	12 of 12	100.0	1.08	**9.10**	±	**0.02**
PIG-07-05	sanidine		0.41	296.1	±	13.4	1.43	9.34	±	0.24	7 of 7	100.0	1.20	**9.35**	±	**0.06**

Ages calculated relative to 28.201 Ma for the Fish Canyon sanidine

Tableau 5.2. Résultats des datations ^{40}Ar-^{39}Ar : analyses par Laser obtenues par fusion totale de grains.

I.2. Estimation de l'âge des ignimbrites

I.2.1. Compilation et étude des données

Afin d'effectuer un premier dénombrement des grands événements ignimbritiques de la région OCM, nous avons compilé les âges radiométriques publiés (Roperch et al., 2006 ; Quang et al., 2005 ; Thouret et al., 2007) avec les données obtenues dans cette thèse, qui sont localisées sur la figure 5.1. Le résultat de cette comparaison apparaît dans le tableau 5.3, dans lequel les déterminations radiométriques sont classées par ordre croissant du haut vers le bas. L'examen de cette base de données amène plusieurs commentaires. La comparaison des données montre qu'un même échantillon peut produire des âges analytiquement différents selon le matériau utilisé pour les déterminations radiométriques, en considérant le niveau d'incertitude à 2 σ. Par exemple, l'échantillon OCO-05-04 donne deux âges précis, l'un à 2,09 ± 0,06 Ma sur feldspath et l'autre à 2,02 ± 0,04 Ma sur biotite, mais la période de recouvrement entre ces deux données est très restreinte. Pour une incertitude de 1 σ, ces deux âges seraient totalement distincts. Sur les quatre exemples de double détermination d'âge d'un même échantillon, en utilisant des minéraux différents (feldspath, biotite sur OCO-05-06 ; OCO-05-04 ; CARA-05-07 ; PIG-03-126), on constate que la biotite donne systématiquement un âge légèrement plus jeune, sans être toutefois très différent de l'âge sur feldspath.

Afin d'examiner la distribution des âges correspondant aux produits ignimbritiques, nous avons compilé sur un même document toutes les données de la littérature concernant les niveaux ignimbritiques de la région OCM (Tableau 5.4). Il apparaît que les âges radiométriques se regroupent sur plusieurs périodes distinctes, de durées limitées (quelques centaines de milliers d'années), qui correspondent à des événements ignimbritiques majeurs. Une nomenclature pour désigner chaque événement a été proposée dans la littérature avec, du plus ancien au plus jeune, Nazca, Alpabamba, Huaylillas, Caraveli, Sencca (inférieure et supérieure). Lorsqu'on confronte les déterminations obtenues dans ce travail à la liste existant dans la littérature, on constate que la majorité des âges sont cohérents avec les événements reconnus d'après les études précédentes. Cependant, cette thèse permet d'enrichir la nomenclature connue. Nous identifions de nouveaux évènements « Arma », « Las Lomas », et « Capilla », sur la base d'études stratigraphiques (voir plus loin dans ce chapitre), qui s'insèrent dans la succession.

NIVEAU	ECHANTILLON	Référence	AGE	2 σ
Capilla	PIG-08-40	thèse	**0,91**	0,05
Las Lomas	PIG-08-34	thèse	**1,26**	0,01
Sencca sup.	OCO-05-06a	T 2007	**1,95**	0,16
Sencca sup	OCO-05-06b	T 2007	**1,76**	0,17
Sencca sup	OCO-06-02	thèse	**1,80**	0,04
Sencca sup	PIG-00-06	T 2007	**1,81**	0,11
Sencca sup	PIG-00-25	T 2007	**1,93**	0,04
Sencca sup	PIG-10-37B	thèse	**1,95**	0,02
Sencca sup	OCO-04-08	T 2007	**1,96**	0,06
Sencca sup	PIG-10-20A	thèse	**1,97**	0,01
Sencca sup	OCO-06-02	thèse	**2,00**	0,09
Sencca sup	07-TS-12	S 2009	**2,01**	0,03
Sencca sup	OCO-05-04b	T 2007	**2,02**	0,04
Sencca sup	PIG-04-02	T 2007	**2,04**	0,14
Sencca sup	OCO-04-05	T 2007	**2,05**	0,29
Sencca sup	PIG-07-11	thèse	**2,06**	0,06
Sencca sup	OCO-05-04a	T 2007	**2,09**	0,06
Sencca sup	PIG-03-122	T 2007	**2,35**	0,95
Sencca inf.	PIG-00-24	T 2007	**3,16**	0,04
Sencca inf.	PIG-00-28	T 2007	**3,70**	0,10
Sencca inf.	PIG-07-10	thèse	**4,65**	0,11
Sencca inf.	OCO-05-12	T 2007	**4,84**	0,07
Sencca inf.	PIG-08-28B	thèse	**5,09**	0,03
Sencca inf.	PIG-08-33	thèse	**5,13**	0,01
Arma	PIG-08-21	thèse	**7,97**	0,10
Arma	PIG-10-56	thèse	**7,99**	0,04
Caraveli	PIG-00-07	T 2007	**8,97**	0,06
Caraveli	CARA-05-07a	T 2007	**9,40**	0,83
Caraveli	CARA-05-07b	T 2007	**8,98**	0,15
Caraveli	021025-4	R 2006	**9,01**	0,07
Caraveli	PIG-00-04	T 2007	**9,02**	0,11
Caraveli	PIG-10-02B	thèse	**9,10**	0,02
Caraveli	PIG-00-03	T 2007	**9,15**	0,31
Caraveli	PIG-07-05	thèse	**9,35**	0,06
Huaylillas	PIG-03-126a	T 2007	**13,21**	0,53
Huaylillas	PIG-03-126b	T 2007	**13,19**	0,07
Huaylillas	PIG-00-31	T 2007	**14,23**	0,07
Huaylillas	PIG-00-33	T 2007	**14,25**	0,08
Alpabamba	PIG-00-11	T 2007	**18,23**	0,17
Alpabamba	PIG-00-41	T 2007	**18,90**	0,50
Nazca	PIG-00-10	T 2007	**22,16**	0,34
Nazca	PIG-10-11	thèse	**22,61**	0,42
Nazca	PIG-02-02	T 2007	**23,92**	0,49
Nazca	PIG-00-38	T 2007	**24,43**	0,17

Tableau 5.3. Liste des âges radiométriques concernant les événements ignimbritiques préservés dans les formations géologiques des canyons de la région OCM. T 2007 = Thouret et al. (2007), R 2006 = Roperch et al. (2006), S2009= Schildgen et al. (2009).

Hormis les deux événements les plus récents (pour lesquels un seul âge est obtenu), dans leur ensemble ces âges se rassemblent en 7 groupes distincts correspondant à certaines plages de temps. La cohérence des âges de la littérature avec ceux rassemblés dans cette thèse nous conduit tout naturellement à utiliser la nomenclature préexistante pour tous les grands évènements, en dégageant les caractéristiques géochronologiques suivantes :

Evénement Nazca : les quatre âges sont compris entre 24,43 ± 0,17 et 22,16 ± 0,34 Ma.

Evénement Alpabamba : deux âges entre 18,90 ± 0,50 et 18,23 ± 0,17 Ma.

Evénement Huaylillas : quatre âges de 14,25 ± 0,08 à 13,21 ± 0,53 Ma.

Evénement Caraveli : sept âges de 9,35 ± 0,06 à 8,97 ± 0,06 Ma.

Evénement Arma : deux âges à 7,99 ± 0,04 et 7,97 ± 0,10 Ma.

Evénement Sencca inférieure : six âges de 5,13 ± 0,01 à 3,16 ± 0,04.

Evénement Sencca supérieure : quinze âges de 2,35 ± 0,95 à 1,76 ± 0,17 Ma.

On observe que ces évènements sont bien distincts dans le temps, sans recouvrement des données analytiques aux limites. Dans certains cas, la gamme d'âge d'un événement est limitée (peut-être à cause du trop petit nombre de déterminations), avec des amplitudes de quelques centaines de milliers d'années (0,67 Ma sur les valeurs centrées pour Alpabamba, 0,38 Ma pour Caraveli ; 0,02 Ma pour Arma ; 0,40 Ma pour Sencca supérieure). Cependant, d'autres événements montrent une amplitude beaucoup plus grande. C'est le cas pour Nazca à 2,27 Ma, Huaylillas à 1,04 Ma, et Sencca inférieure à 1,97 Ma. Ici, la difficulté géochronologique consiste à déterminer si ces plages étendues d'âges radiométriques correspondent à une seule unité ignimbritique ou à un groupe d'unités elles-mêmes séparées par des milliers, des dizaines de milliers, voire des centaines de milliers d'années.

Nous choisissons donc de nommer « unité » les événements dont la gamme d'âge dans le tableau 5.3 ci-dessus est inférieure à 1,5 Ma. Cette valeur est fixée par comparaison avec d'autres provinces ignimbritiques où ces problèmes ont été illustrés, notamment aux USA, au Mexique, en Anatolie, dans les Andes et ailleurs. Les événements pour lesquels la gamme d'âges est supérieure à 1,5 Ma sont, en l'absence d'information plus spécifique, qualifiés de « groupes » (sous-entendu « groupe d'unités ignimbritiques »), conformément à l'usage de la littérature actuelle (cf. chapitre 3). Ce type de hiérarchisation, indispensable pour documenter convenablement le volcanisme à super-éruptions de la région OCM, permet aussi de déterminer un « âge moyen » pour chaque événement, en utilisant un mode de calcul de moyennes pondérées. Ces calculs d'âges pondérés sont couramment utilisés dans la littérature volcanologique.

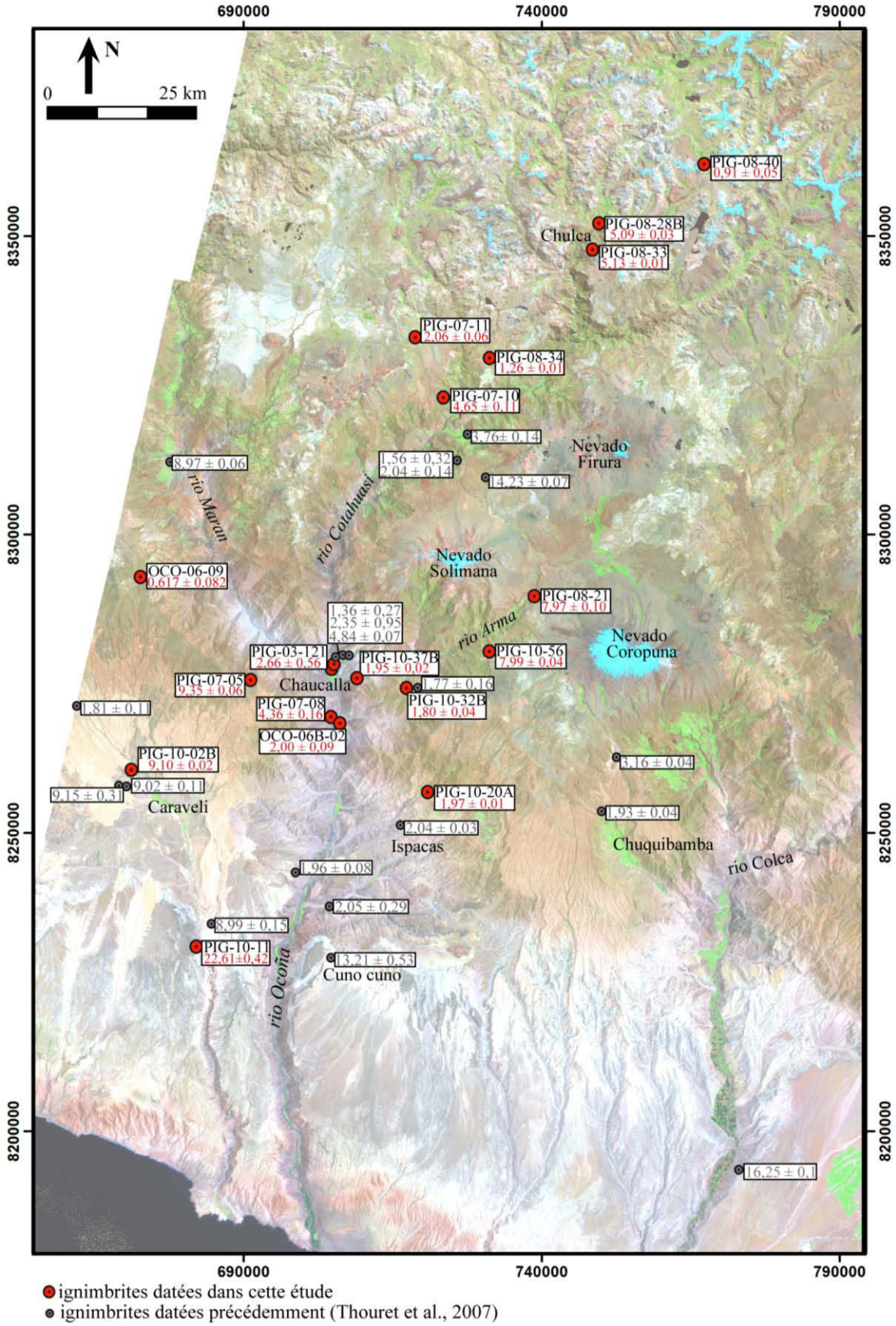


Figure 5.1. Carte de localisation des ignimbrites de la région OCM datées dans cette thèse, ainsi que dans les travaux antérieurs de Thouret et al. (2007).

I.2.2. Calcul de l'âge moyen pour les événements majeurs

Au final, les résultats des analyses géochronologiques peuvent se résumer par un tableau dans lequel nous indiquons le nom de l'événement, le statut stratigraphique (unité ou groupe) et l'âge pondéré. C'est cette nomenclature (Nazca, Caraveli, Sencca etc.) et ces termes stratigraphiques (unité, groupe) qui sont utilisés dans l'étude litho-stratigraphique qui suit. De plus, ces valeurs d'âges pondérés seront utilisées au chapitre 6 pour discuter des rythmes magmatiques, des récurrences éruptives et des taux de production de matériaux ignimbritiques.

Evénement	**Statut stratigraphique**	**Gamme d'âges (Ma)**	**Age pondéré (Ma)**
Capilla	Unité	Un seul âge	0,91 ± 0,05
Las Lomas	Unité	Un seul âge	1,26 ± 0,01
Sencca supérieure	Unité	0,04	1,96 ± 0,01
Sencca inférieure	Groupe	1,97	5,00 ± 0,01
Arma	Unité	0,02	7,99 ± 0,04
Caraveli	Unité	0,38	9,10 ± 0,02
Huaylillas	Unité	1,04	13,86 ± 0,04
Alpabamba	Unité	0,67	18,30 ± 0,16
Nazca	Groupe	2,27	23,83 ± 0,14

Tableau 5.4. Liste des événements ignimbritiques majeurs de la région OCM et des âges combinés de la littérature et de ce travail de thèse.

I.3. Ages des laves intercalaires

Les échantillons de lave collectés dans cette étude donnent des âges dans les périodes Néogène et Quaternaire (voir la figure 5.2). L'intérêt de ces niveaux est de montrer le caractère persistant de l'activité effusive depuis le Miocène. Ils constituent des marqueurs chronologiques locaux importants pour aider à établir les séries stratigraphiques décrites ci-dessous dans ce chapitre, et offrent des jalons chronologiques de valeur pour l'étude des récurrences éruptives et temps de repos entre les grands événements ignimbritiques.

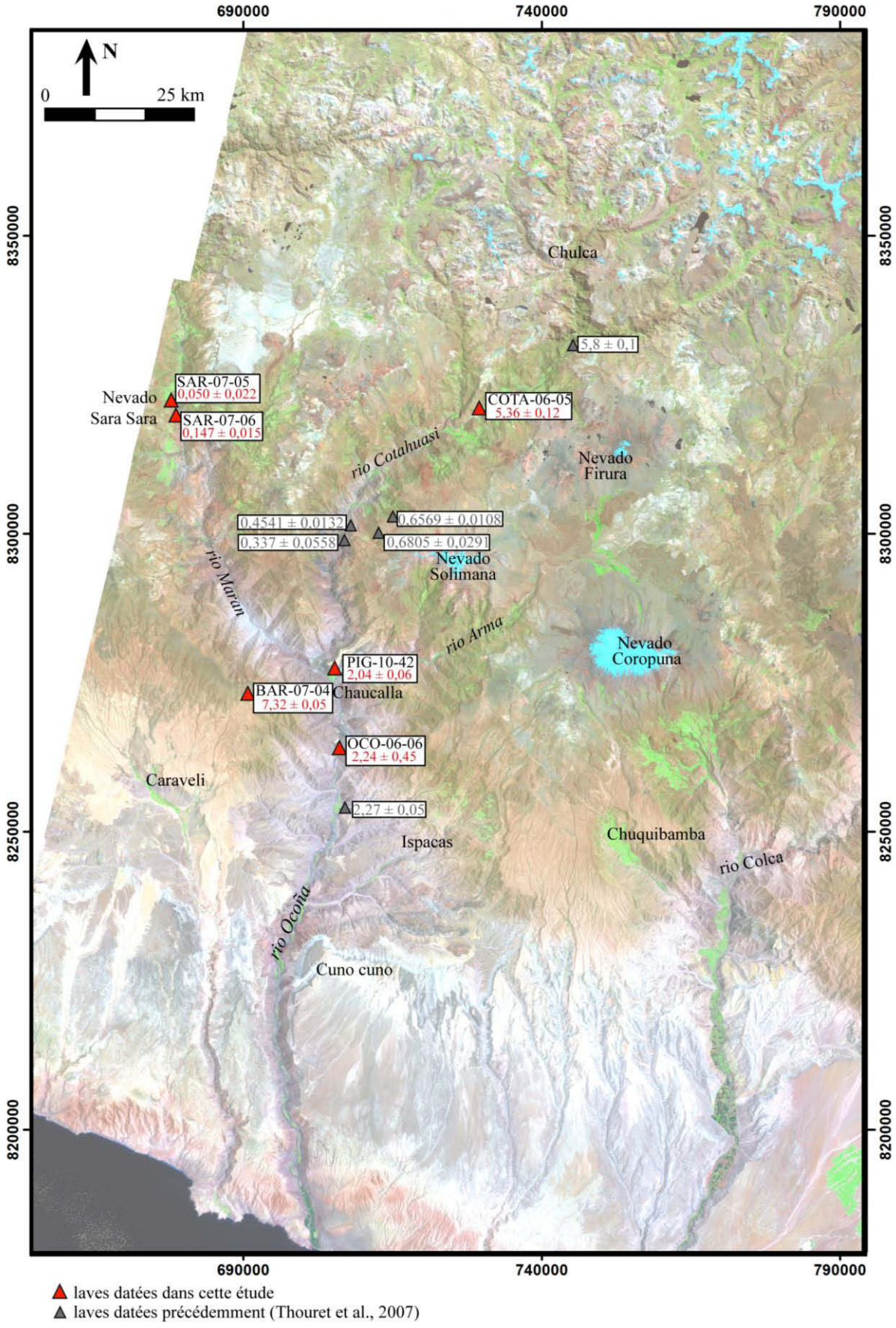


Figure 5.2. Carte de localisation des laves de la région OCM, datées dans cette étude et précédemment dans la littérature (Thouret et al., 2007).

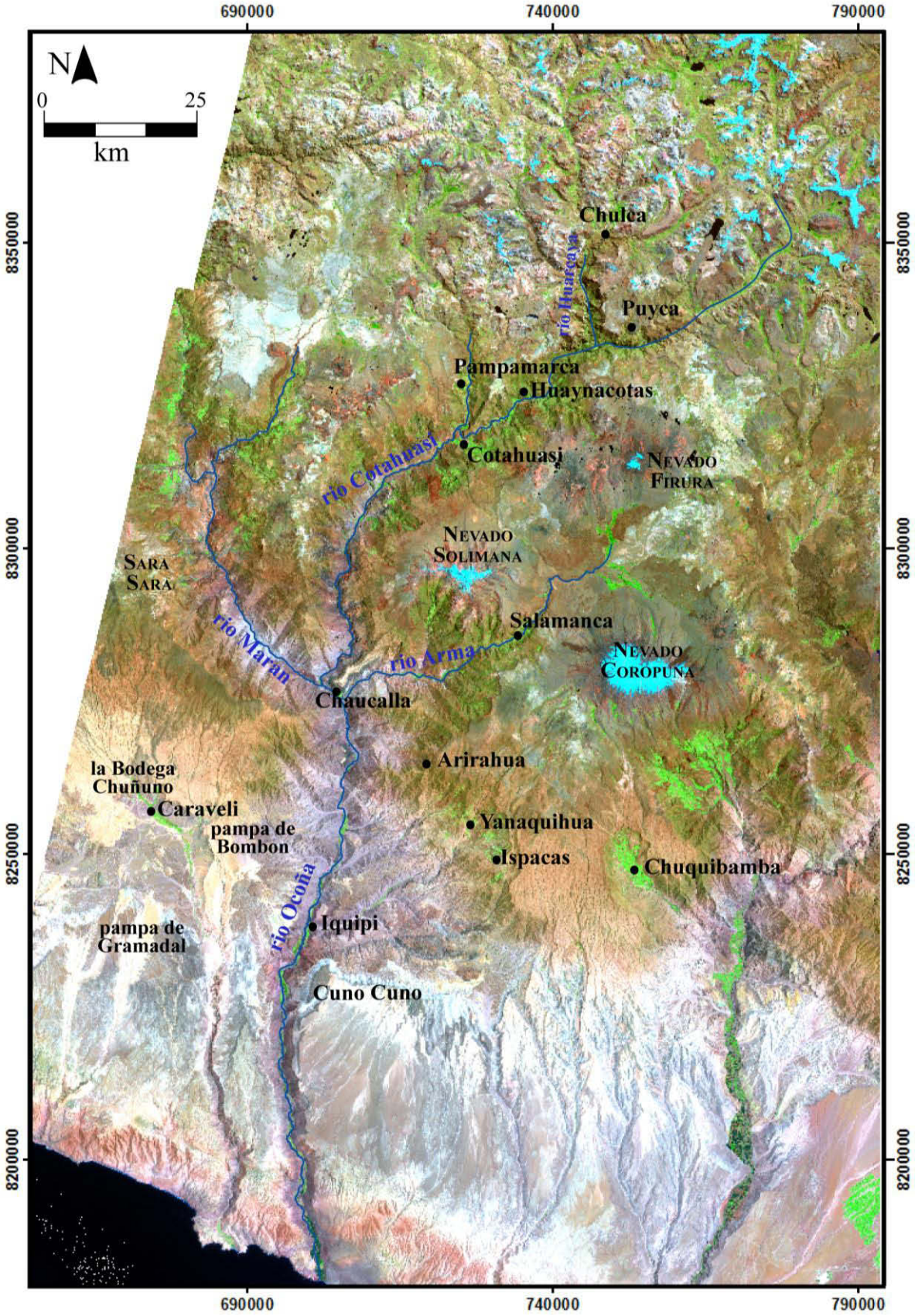


Figure 5.3..Carte Landsat7 situant les localités correspondant aux coupes stratigraphiques décrites ci-après, ainsi que les principaux sommets de la région OCM.

II. IDENTIFICATION ET CHRONOSTRATIGRAPHIE DES IGNIMBRITES

Les différents groupes et unités ignimbritiques que nous avons identifiés, datés et étudiés dans la région OCM sont décrits successivement ci-dessous. Les descriptions sont étayées par des coupes chrono-stratigraphiques, localisées sur la figure 5.3 ci-dessus, établies dans cette étude, ainsi que par des planches de photos permettant de visualiser et localiser les affleurements. Les figurés utilisés dans les coupes sont reportés dans l'annexe C de la thèse.

II.I.1. Le groupe Nazca

Les nappes ignimbritiques Nazca ont été tout d'abord décrites par Wörner et al. (2000, 2002). Elles recouvrent les hauts plateaux dans l'Ouest-Nord-Ouest de la zone d'étude. Datées dans la gamme d'âges entre 24,6 et 21,8 Ma (Wörner et al., 2000, 2002 ; Elger et al., 2005), elles sont des équivalents contemporains des ignimbrites chiliennes Oxaya d'âge fin Oligocène à début Miocène observées dans l'extrême sud du Pérou (Wörner et al., 2000, 2002 ; Elger et al., 2005). Elles sont recouvertes par les conglomérats de la formation Moquegua C et D (Tosdal et al., 1984).

A Cuno Cuno, ce groupe apparaît sous la forme d'une seule unité d'écoulement très riche en cendres. Les dépôts sont meubles et de couleur gris blanchâtre. Ils contiennent des ponces qui atteignent 10 cm, de texture fibreuse et pauvre en cristaux. Les éléments lithiques observés dans le dépôt sont centimétriques. Dans le secteur OCM ce groupe est mal connu à l'affleurement, il est donc très difficile d'en estimer une surface de recouvrement et un volume brut.

II.I.2. L'unité Alpabamba

Le nom d'Alpabamba a été utilisé initialement pour nommer une séquence grossière de tufs bréchifiés, décrite dans les cartes géologiques de Pausa et de Pacapausa par Guevara et Davila (1983) et qui se trouve à proximité du village de San Javier de Alpabamba, dans la vallée du rio Maran. Selon ces mêmes auteurs elle est composée de tufs dacitiques, lapillis, et tufs bréchifiés et repose en discordance angulaire sur les roches du groupe Tacaza.

L'ignimbrite Alpabamba a été datée dans des localités assez éloignées de la zone des canyons Ocoña–Cotahuasi (au NW, vers Nazca : PIG-00-11 18,23 ± 0,17 Ma et au sud de cette région,

PIG-00-41 18,90 ± 0,50 Ma par Thouret et al., 2007). Cette ignimbrite très épaisse, entre 500 et 800 m, comporte un ash-flow tuff beige rosé allant jusqu'à 300-400 m d'épaisseur que l'on retrouve dans les vallées très incisées des rios Lajos et Chaupimayo, au-dessus du village de Pampamarca (Figure 5.5 a et b), dans la vallée du rio Arma, au-dessus du village de Salamanca (Figure 5.5 c) et dans la vallée du rio Huarcaya, vers le village de Puyca. Un faciès plus soudé de cette ignimbrite affleure au village de Cotahuasi (Cerro Huiñao), et vers les villages de Tauria et Sayla dans la vallée du rio Maran.

Afin de décrire les principales caractéristiques de l'ignimbrite Alpabamba, nous avons choisi la séquence qui affleure au village de Pampamarca (Figure 5.4) et dans la falaise qui le domine. Il faut noter que les contacts entre la formation sous jacente, ainsi qu'entre les sous-unités successives de la séquence n'ont pas pu être observés. Cette séquence repose sur la succession de sédiments volcanoclastiques de Tacaza, elle est recouverte par des ignimbrites et coulée de ponces Sencca (inférieure datée à 4,65 ± 0,11 Ma et supérieure datée à 2,06 ± 0,06 Ma cf. tableaux 5.1 et 5.2) qui constituent le plateau sus-jacent.

L'ignimbrite Alpabamba est formée de plusieurs unités d'écoulement mais elle ne forme probablement qu'une seule unité de refroidissement étant donné que nous n'observons qu'un seul vitrophyre basal situé dans le village de Pampamarca. Cependant, les faciès des différentes unités varient beaucoup, rendant moins certaine la reconnaissance de cette ignimbrite dans les différents affleurements.

La base est un vitrophyre noirâtre riche en lithiques qui passe à une sous-unité de 20 mètres d'épaisseur, rosée assez cendreuse indurée à peu soudée mais contenant de grandes fiammes noires et de nombreux lithiques. La sous-unité suivante en remontant dans la séquence est noir-marron, très soudée et de texture eutaxitique, d'une épaisseur entre 30 et 40 mètres. Cette dernière contient beaucoup de fiammes noires de grande taille, mesurant jusqu'à 10 cm de long, elle est riche en cristaux (25-30%) et en lithiques (15%). La sous-unité de 40 m d'épaisseur sus jacente montre un faciès rosâtre très recristallisé et soudé qui semble grossier. Au-dessus, l'ignimbrite est de couleur marron sombre, elle est très soudée, eutaxitique et comporte de petits lithiques. En remontant dans l'unité de refroidissement, le dépôt est alors un *ash-flow tuff* massif (tuf de coulée de cendres) induré de couleur rose saumon, très épais ~300-400 m, qui contient de petites ponces blanches (Figure 5.5 a et b).

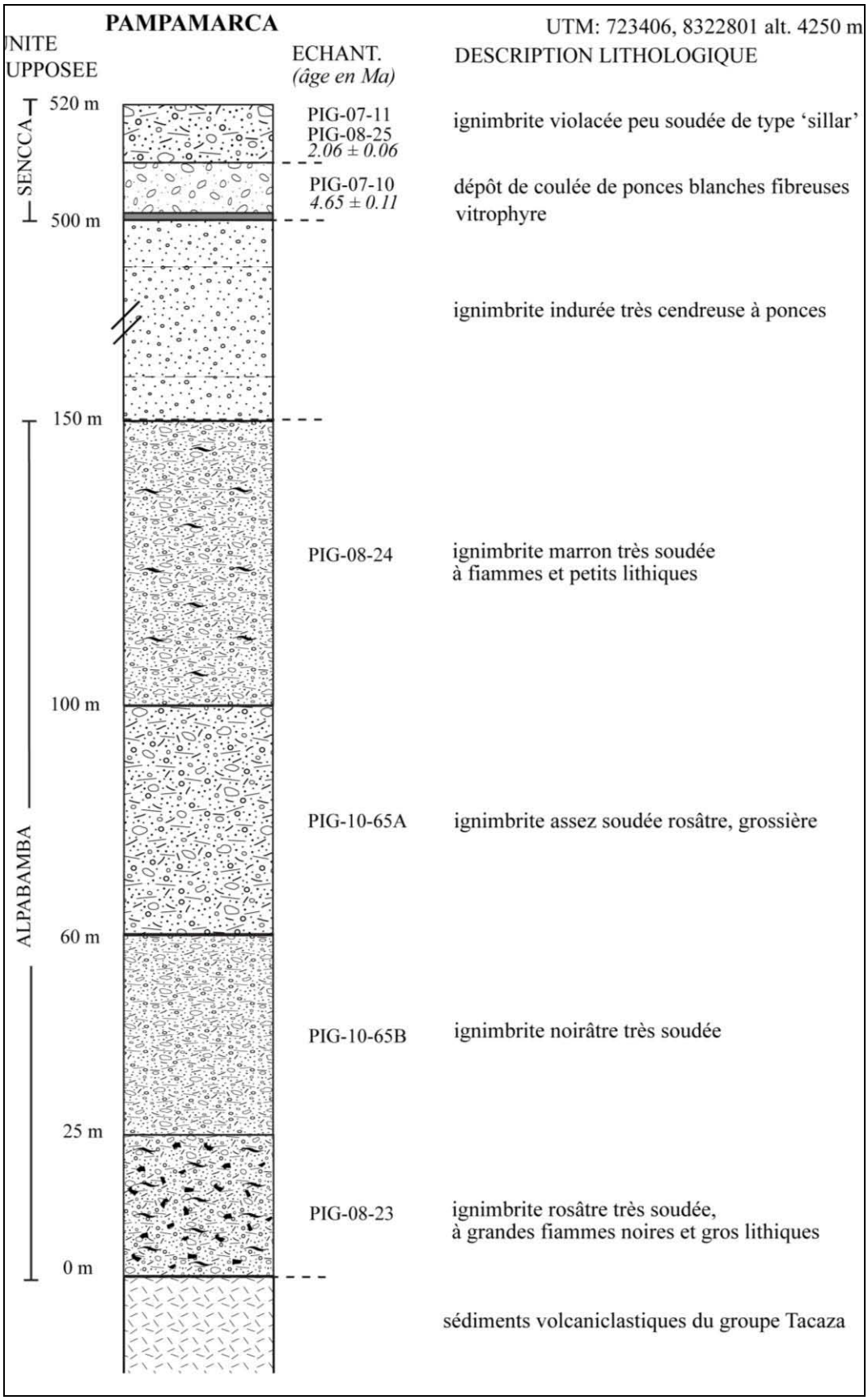


Figure 5.4. colonne stratigraphique simplifiée de la succession observée à Pampamarca (voir la localisation sur la carte figure 5.3).

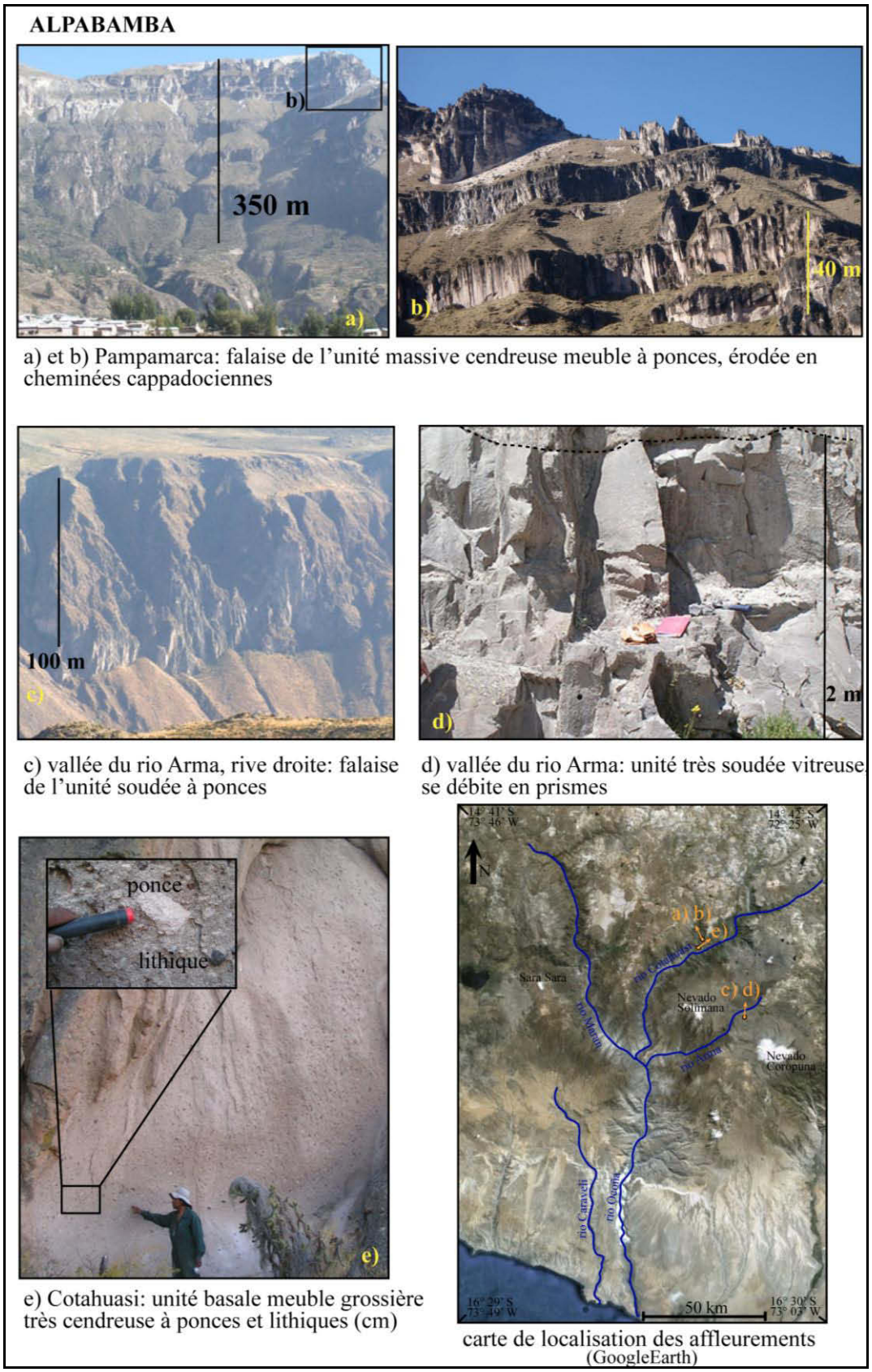


Figure 5.5. Photos des affleurements représentatifs de l'ignimbrite Alpabamba et leur localisation, avec l'angle de la prise de vue sur la carte extraite de GoogleEarth.

Son érosion en cheminées cappadociennes le rend assez reconnaissable et il constitue en grande partie la falaise au-dessus du village de Pampamarca ; les faciès les plus soudés sont au-dessus et dans le village.

L'ignimbrite Alpabamba est également présente sur la rive gauche du rio Maran, entre les villages de Tauria et Sayla comme représenté sur la carte d'extension des affleurements (figure 5.6). Le faciès soudé (degré IV) est rosâtre et très recristallisé, il contient de nombreuses petites ponces recristallisées (~1cm).

A la bordure du bourg de Cotahuasi, le Cerro Huiñao ainsi que l'arête le reliant à la falaise (rive gauche du rio Cotahuasi) sont formés par l'ignimbrite Alpabamba. La crête présente un faciès beige marron très grossier et induré, riche en ponces et en lithiques assez grossiers (2-8 cm) (Figure 5.5 e). Le Cerro Huiñao présente un faciès d'Alpabamba soudé beige, qui contient des fiammes blanchâtres et de nombreux lithiques.

Dans la vallée du rio Arma, vers le village de Salamanca (voir la figure 5.7) la sous unité supérieure d'Alpabamba, peu épaisse, constitue probablement une unité d'écoulement. Elle a un lithofaciès induré presque soudé blanchâtre contenant de nombreuses ponces blanches à texture "crayeuse". Elle se caractérise aussi par une grande quantité de lithiques de taille moyenne, de 5 à 10 mm et par beaucoup de cristaux libres 30-40%. Dans ce même secteur, l'ignimbrite présente un faciès soudé très recristallisé qui a un débit colonnaire (Figure 5.5 d).

L'épaisseur des dépôts d'Alpabamba est très variable, mais généralement de l'ordre de 300 à 600 m dans les vallées des rios Cotahuasi, Arma, Maran et Huarcaya. Les produits que nous corrélons à Alpabamba sont répartis sur une superficie de l'ordre de 1500 km². Ceci nous conduit à estimer un volume minimal de l'ordre de 500 à 900 km^3.

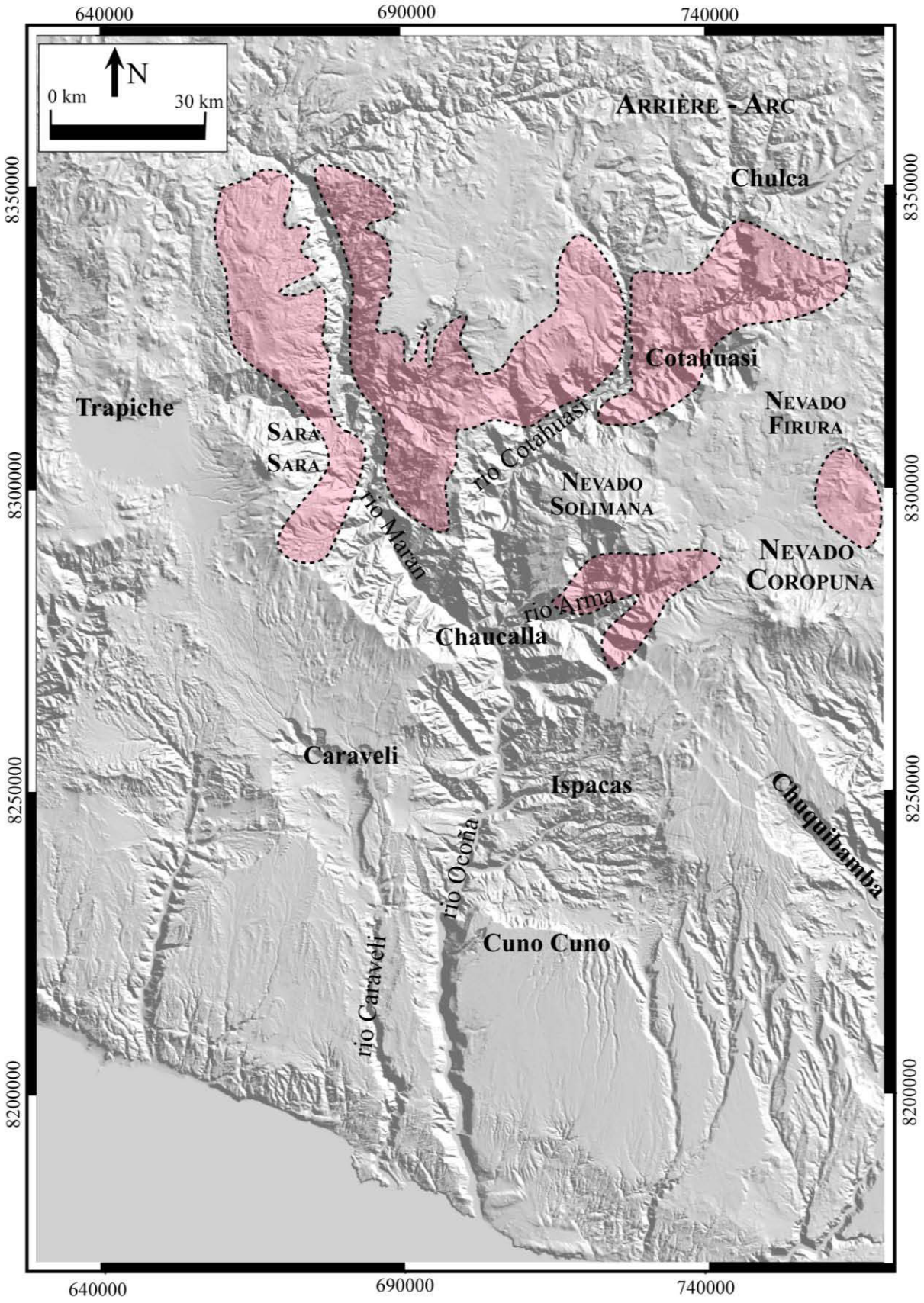


Figure 5.6. Enveloppe schématisée de l'extension de l'ignimbrite Alpabamba sur la zone d'étude. Le fond de carte est un MNT – SRTM.

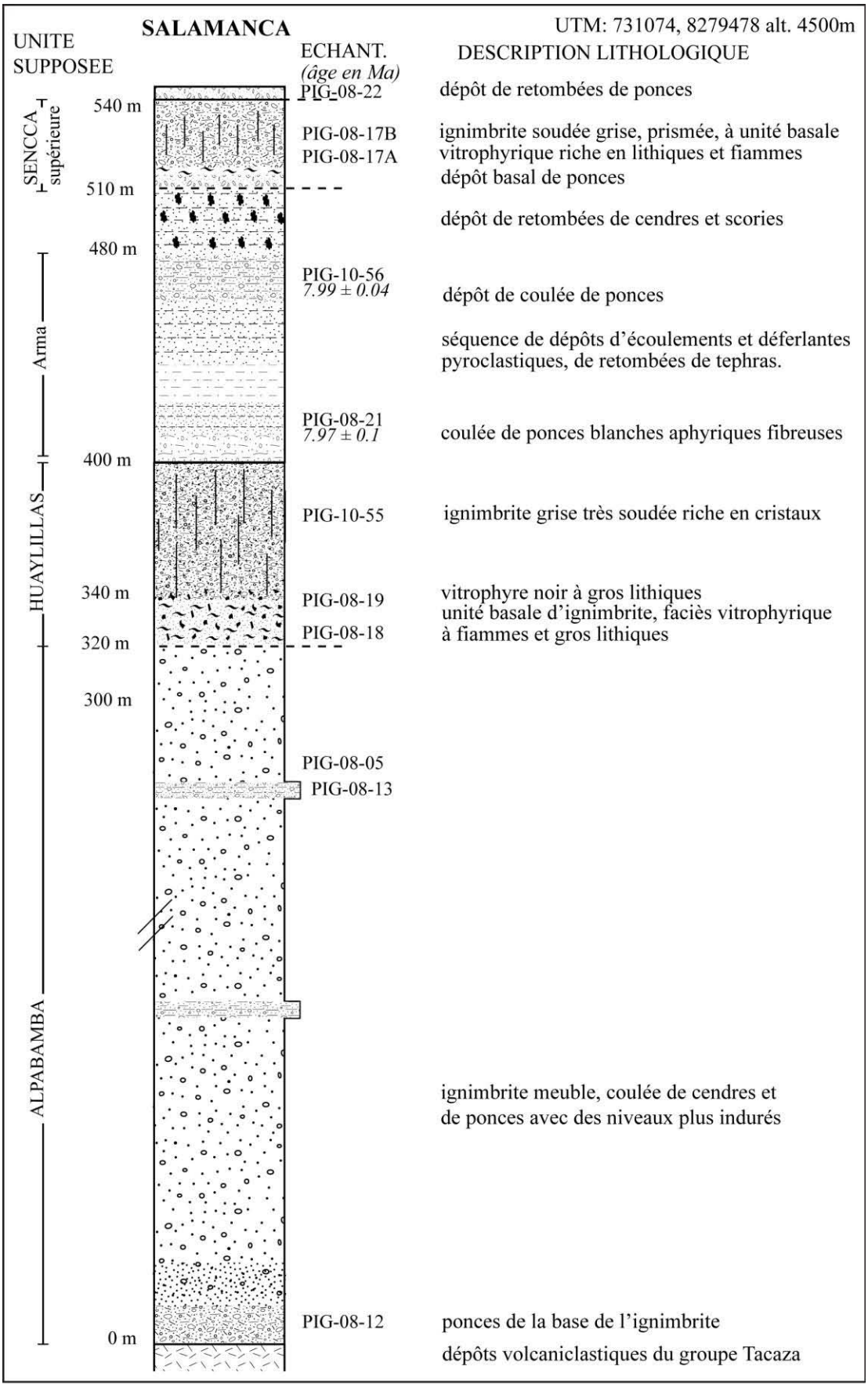


Figure 5.7. Colonne stratigraphique simplifiée de la succession observée à Salamanca, dans la vallée du rio Arma (voir localisation sur la figure 5.3).

II.I.3. L'unité Huaylillas

La formation de Huaylillas a été initialement définie par Wilson et Garcia (1962) du nom d'un village de la carte géologique de Huaylillas, situé à la frontière entre le Pérou et le Chili. Cette formation est constituée de nappes ignimbritiques rhyo-dacitiques assez soudées roses à blanchâtres (Tosdal et al., 1981), elle a été identifiée dans tout le sud du Pérou, jusque dans la région des canyons Ocoña - Cotahuasi, et datée par des méthodes radiométriques dans la fourchette d'âges entre 23 et 17 Ma (Pecho Gutierrez, 1983, Olchauski et Davila, 1994, Quang et al., 2005). Des datations ultérieures ont donné des âges plus jeunes à cette ignimbrite, dans la gamme 14,3 – 12,7 Ma (Thouret et al., 2007).

Dans la région OCM, l'ignimbrite Huaylillas est présente principalement sur les surfaces pénéplanées qui bordent la cicatrice d'avalanche de débris au-dessus du village de Chuquibamba. On la retrouve aussi intercalée sur les rives de la vallée du Rio Arma, et formant la surface plane de Cuno-Cuno. Nous décrivons ici l'ignimbrite Huaylillas en nous appuyant sur la coupe type que nous avons établie à Chuquibamba (Figure 5.8).

Les dépôts ignimbritiques attribués à Huaylillas reposent sur une série de conglomérats, eux-mêmes déposés sur les granodiorites du batholite côtier. L'ignimbrite Huaylillas est une nappe ignimbritique gris-violacé à lie-de-vin composée d'une seule unité de refroidissement, mais comprenant au moins deux unités d'écoulement (pour un total de 70 m d'épaisseur). Elle est massive et se débite en prismes ou en colonnes (Figure 5.9 c et d). Sa base est très soudée, de texture eutaxitique et contient de nombreux éléments lithiques grossiers (Figure 5.9 f). Les fiammes et les lithiques diminuent en taille et en nombre en remontant dans le dépôt. Des agrégats pluricentimétriques de cristaux porphyriques, probablement co-génétiques (cf. voir description des lames minces plus loin ; figure 5.9 b) sont répartis dans toute l'épaisseur du dépôt. L'ignimbrite reste soudée en remontant dans l'unité, sa couleur devient plus grisée et elle est toujours très riche en cristaux.

Une datation a été effectuée sur l'échantillon PIG-00-31 au milieu du dépôt et a donné un âge de 14,23 ± 0,07 Ma (Thouret et al., 2007, tableau 5.3). La partie supérieure de l'unité n'est que faiblement soudée et contient des vacuoles de grande taille. Ces dernières correspondent à d'anciennes ponces évidées et leurs formes aplaties marquent la compaction du dépôt (Figure 5.8 a). L'ignimbrite Huaylillas est recouverte par des dépôts ignimbritiques de Sencca inférieure et supérieure.

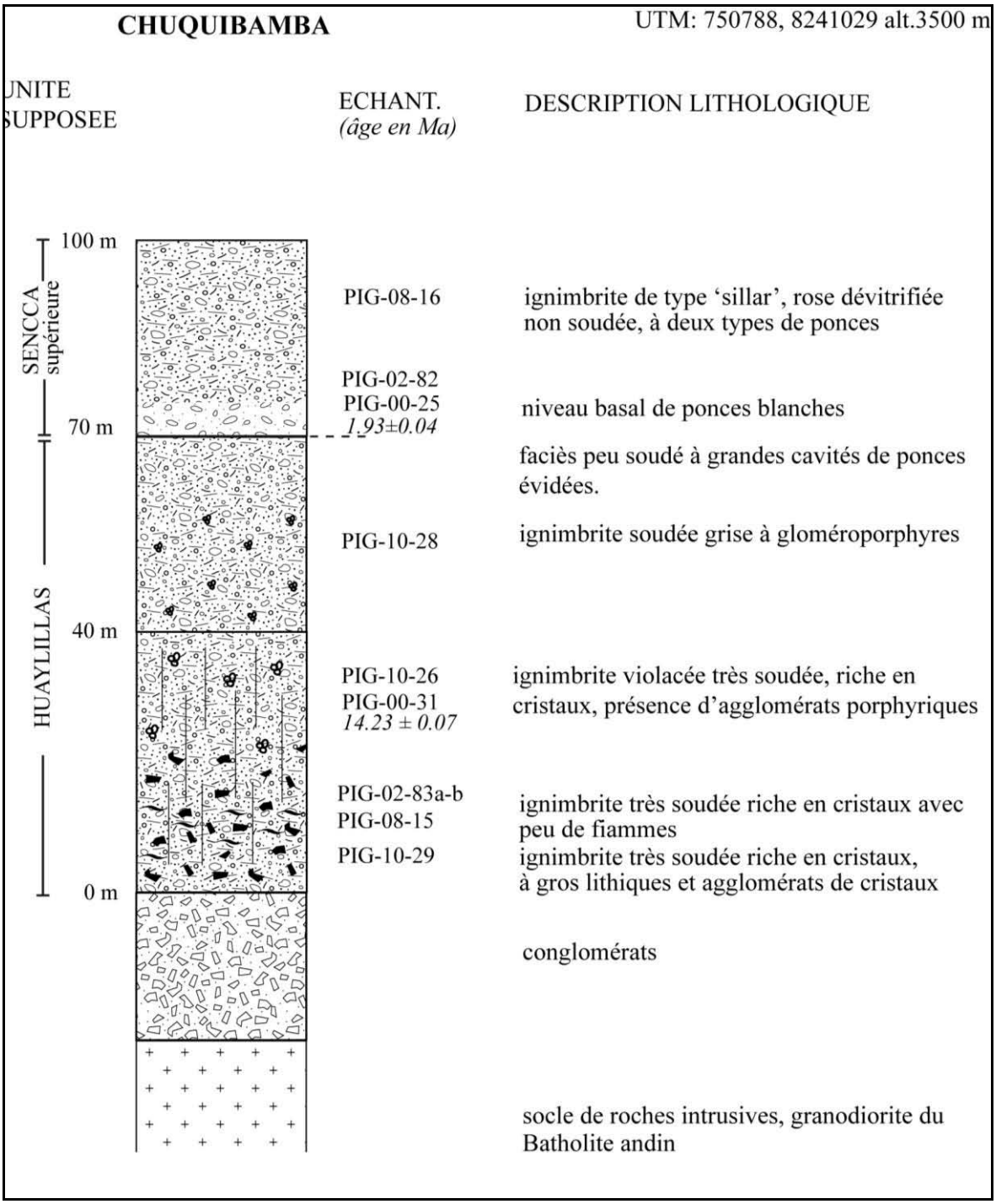


Figure 5.8. colonne stratigraphique de la succession observée à Chuquibamba (voir localisation sur la carte de la figure 5.3).

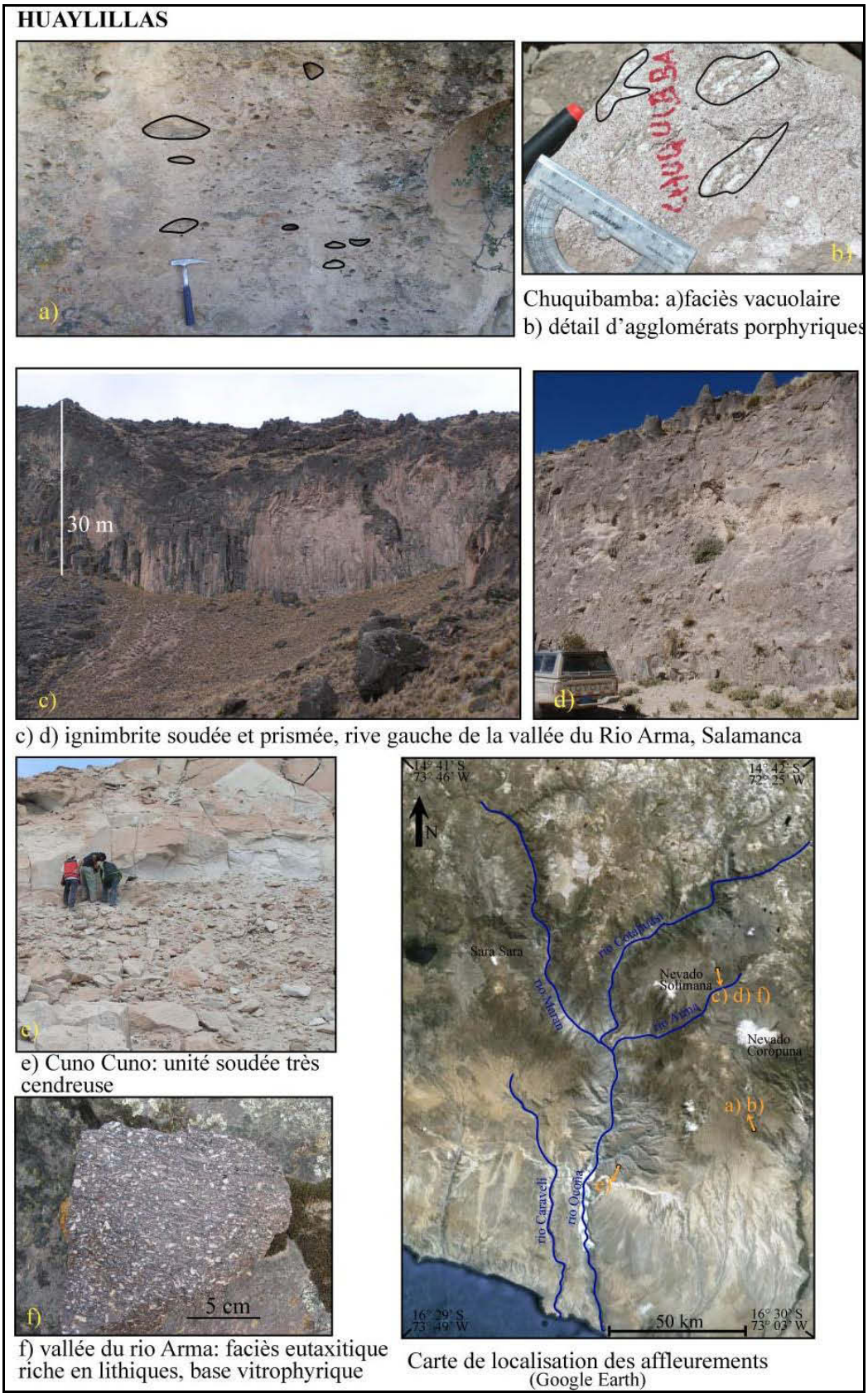


Figure 5.9. Photos des affleurements et faciès caractéristiques de l'ignimbrite Huaylillas, avec leur localisation et les directions de prise de vue des clichés.

L'ignimbrite Huaylillas est également présente dans la vallée du rio Arma, vers le village de Salamanca (Figure 5.7) où l'on retrouve l'unité eutaxitique vitrophyrique sur laquelle repose l'épaisse unité très recristallisée et prismée. La surface plane de Cuno Cuno est formée également de l'ignimbrite Huaylillas datée à 13,19 ± 0,07 Ma (PIG-03-126 tableau 5.3 Thouret et al., 2007). Cette dernière est composée d'une unité assez différente de la description de la coupe type, puisqu'elle est soudée mais de couleur gris clair et très cendreuse (Figure 5.9 e).

En regroupant les observations décrites ci-dessus et les localités d'affleurement de cette ignimbrite, nous évaluons sa superficie minimale à 2600 km^2. De plus, si l'on considère que l'épaisseur moyenne de ses dépôts est de 75 m, on peut estimer que son volume brut minimal est de 200 km^3. Toutefois, la présence d'affleurements sur la surface pénéplanée de Chuquibamba révèle que l'ignimbrite s'étend sur plusieurs dizaines de km vers le sud et le sud-ouest (voir la figure 5.10). Le volume global de Huaylillas est très nettement supérieur au volume évoqué ci-dessus.

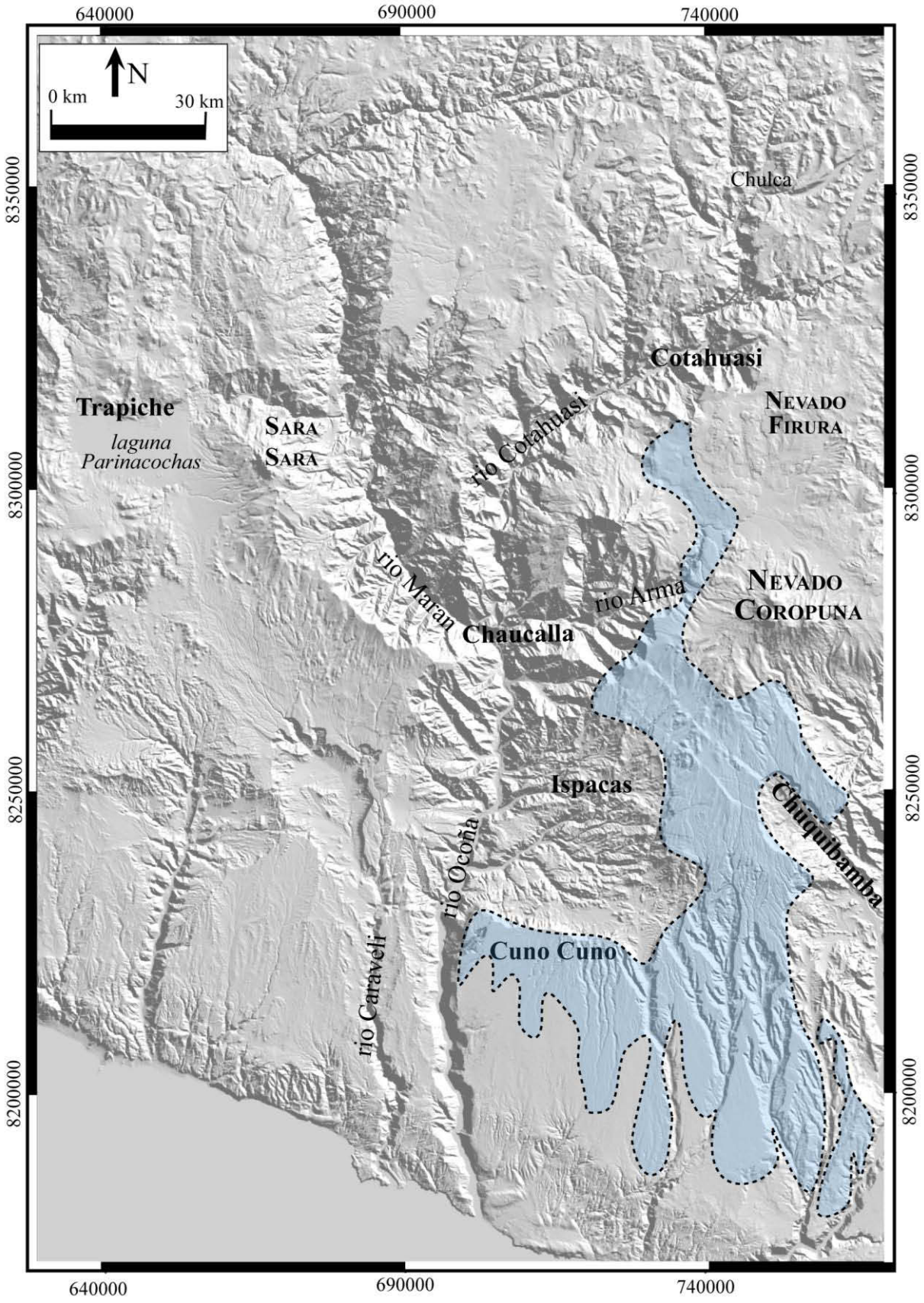


Figure 5.10. Extension schématique de l'ignimbrite Huaylillas à l'Est du rio Ocoña – Cotahuasi. Le fond de carte utilisé est un MNT SRTM.

II.I.4. L'unité Caraveli

Caraveli est une bourgade située à 15°46'22''S, 73°21'56''W sur la rive droite du rio Ocoña. Ce village se trouve dans la vallée du rio Caraveli qui est entourée de falaises formées par cette unité ignimbritique majeure de la région. Le terme Caraveli utilisé pour nommer cette unité a été proposé dans les travaux de Thouret et al., 2004, 2007, tandis que dans les travaux antérieurs (Tosdal et al., 1981, 1984 ; Sébrier et al., 1988) elle n'était pas identifiée de manière distincte et était comprise dans la formation nommée Chuntacala. Cette ignimbrite finement prismée et de teinte gris-rosé à lie-de-vin forme les plateaux de Pampa de Bombon, Pampa de Gramadal, Pampa de la Bodega et se trouve dans la quebrada Chuñuno à proximité du bourg de Caraveli. Elle affleure plus au nord vers le Pan de Azucar, ainsi qu'en allant de Caraveli vers Atico et vers Cahuacho. Cette unité n'a été observée que sur la rive droite du rio Ocoña. Pour décrire les principales caractéristiques de l'ignimbrite Caraveli, nous avons choisi la séquence qui affleure dans la quebrada Chuñuno, au pied de la Pampa de la Bodega (Figure 5.11). Dans ce secteur, l'unité forme une grande falaise d'environ 120 m de haut avec une prismation régulière remarquable (Figure 5.12 a). Dans ce secteur, l'unité Caraveli repose sur une série d'une trentaine de mètres de conglomérats fluviatiles de la formation Moquegua.

L'ignimbrite comporte deux unités de refroidissement. L'unité de refroidissement inférieure est simple, épaisse, à prismation colonnaire; elle est surmontée d'une unité plus mince non soudée et riche en cendres, contenant de nombreuses cavités issues de la dissolution des ponces dans le dépôt.

L'unité de refroidissement inférieure est caractérisée par la superposition d'unités d'écoulement séparées par des discontinuités visibles (Figure 5.12 a). Sa partie basale est un vitrophyre brun sombre, épais de 1 à 3 m, contenant des ponces très aplaties et recristallisées (Figure 5.12 b) qui a été daté à 9,1 ± 0,02 Ma (PIG-10-02B, tableau 5.2). Le vitrophyre est en contact direct avec une semelle ponceuse blanche (Figure 5.12 d). Le degré de soudure au sein de la partie inférieure de l'unité de refroidissement décroit vers le haut, alors que la taille des ponces augmente. On observe plus haut dans l'unité une discontinuité vitrophyrique assez fine (~1m), que nous interprétons comme le contact entre deux unités d'écoulement.

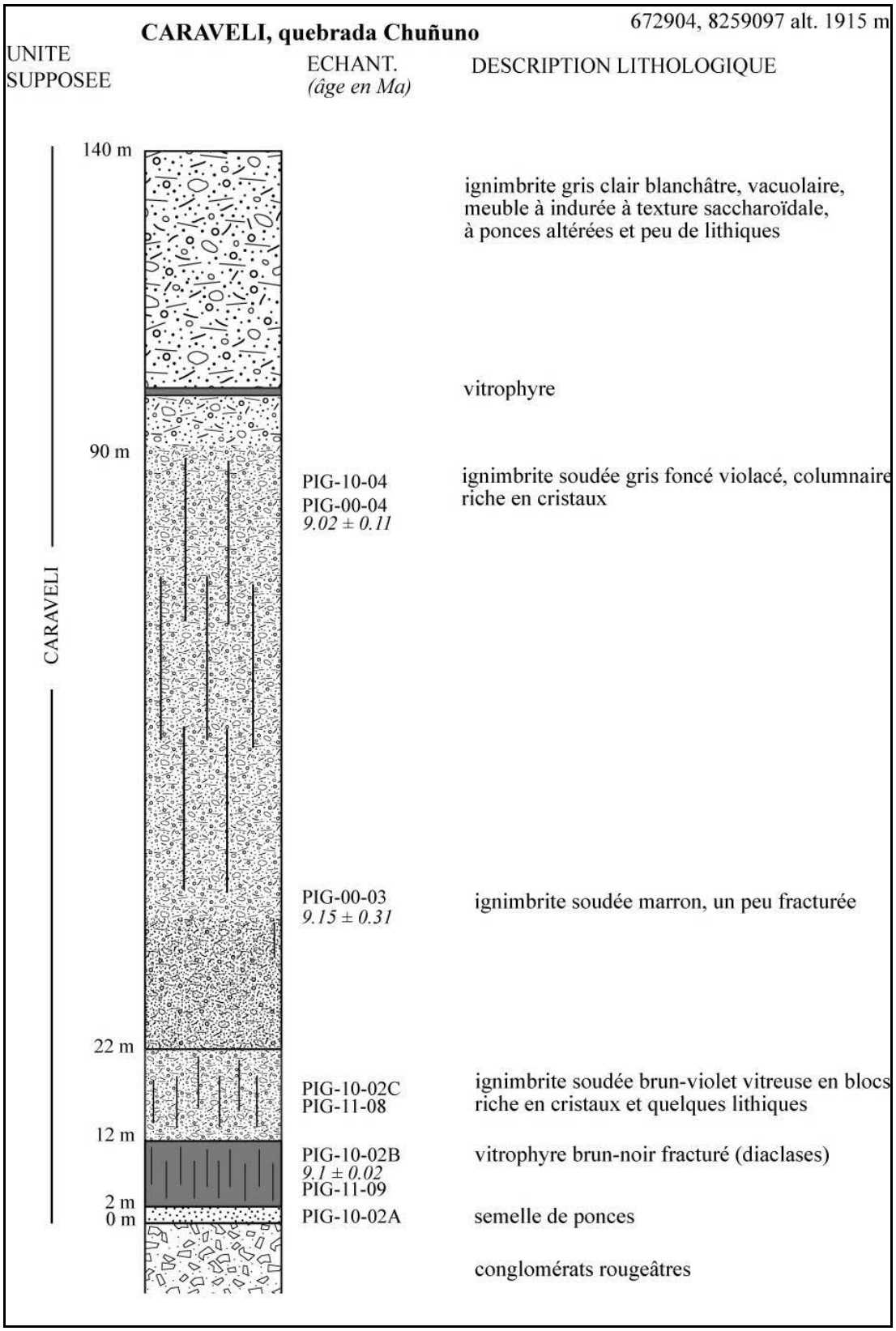


Figure 5.11. colonne stratigraphique simplifiée de la succession observée dans la Quebrada Chuñuno, en amont du bourg de Caraveli (voir localisation sur la figure 5.3).

Dans la partie supérieure de cette unité de refroidissement, les ponces légèrement aplaties montrent une orientation préférentielle dans le plan de foliation et peuvent atteindre 20 cm de long (similaires à celles de Cahuacho, figure 5.12 c). Des cavités (probablement des ponces évidées) atteignant 80 cm de long sont courantes dans cette partie du dépôt, et ont une forte orientation privilégiée dans le plan de foliation. La matrice de couleur violet clair à rosée est riche en cristaux (35 - 45 % du volume), et la teneur en cristaux augmente vers le haut de la séquence, ce qui suggère que cette unité est zonée en cristaux. L'unité est soudée et très cristallisée sur toute son épaisseur, seule sa partie supérieure, beige-violacé, n'est que légèrement soudée. Deux datations ^{40}Ar-^{39}Ar sur feldspaths effectuées par Thouret et al., 2007 ont donné des âges de 9,15 ± 0,31 Ma (PIG-00-03) et 9,02 ± 0,11 Ma (PIG-00-04) à la partie supérieure de Chuñuno (voir tableau 5.3).

L'unité de refroidissement supérieure, épaisse d'environ 50 mètres, correspond à une série de dépôts cendreux contenant des cavités centimétriques à décimétriques, issues de la dissolution de ponces (Figure 5.12 f). La série, dont la base est meuble à légèrement indurée, montre vers sa partie sommitale une transition vers un faciès légèrement soudé. La matrice cendreuse a une couleur variable dans le dépôt, en effet les sous-unités basale et sommitale sont blanchâtres, alors que la sous-unité médiane est marron.

La taille moyenne des ponces augmente vers le haut des dépôts jusqu'à atteindre 10-20 cm dans la partie la plus sommitale. La matrice cendreuse comporte de nombreux cristaux libres (~40% du volume) et de rares fragments lithiques (moins de 1% du volume), avec des fragments non-oxydés et oxydés en proportions similaires. Des traces d'altération sont observables, telles que des zéolites secondaires dans les ponces et des tâches riches en fer. Les ponces sont blanchâtres et peu vésiculées, sans aspect fibreux et elles conservent ces caractéristiques dans toute l'unité ignimbritique.

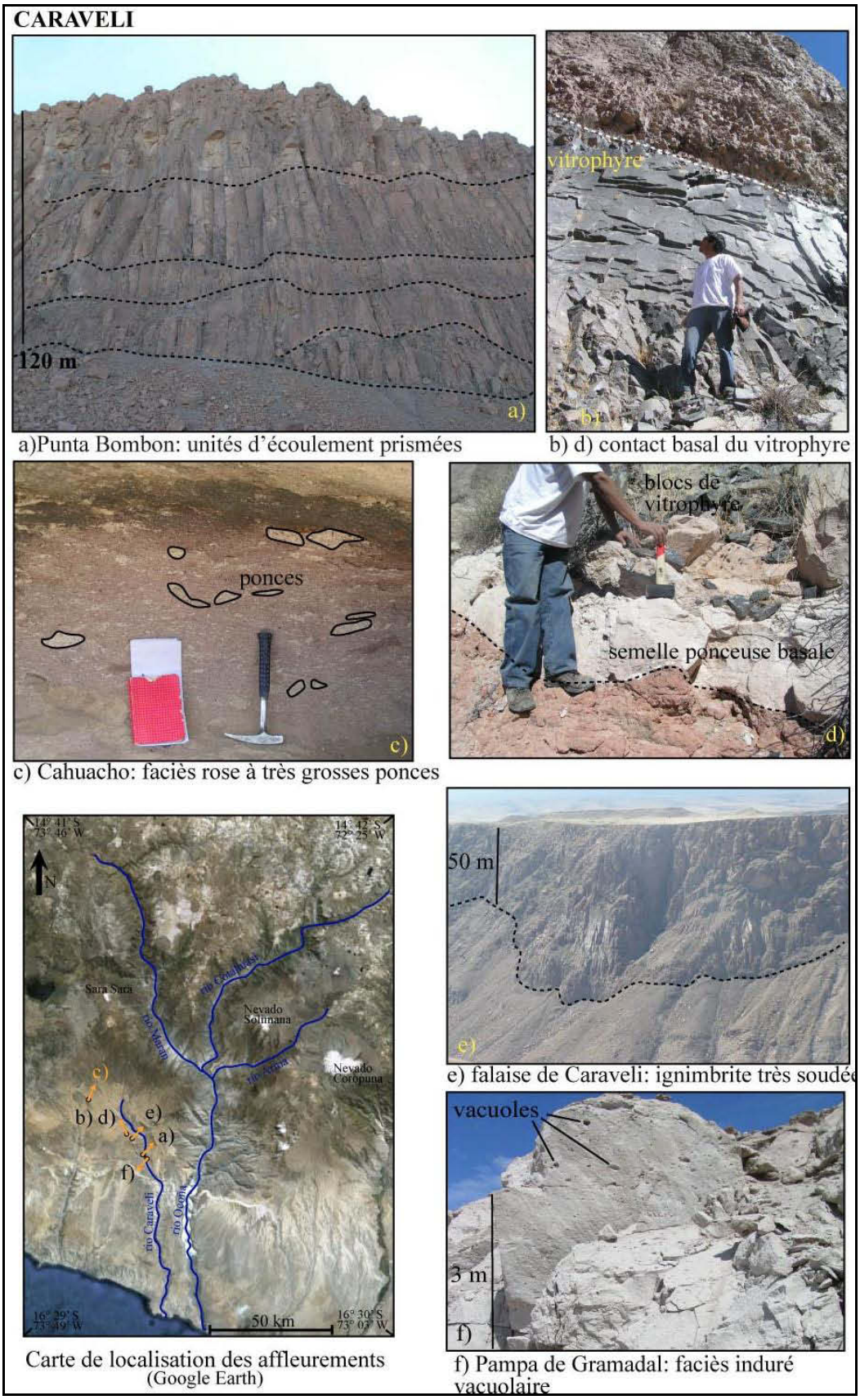


Figure 5.12. Photos des affleurements et faciès caractéristiques de l'ignimbrite Caraveli, avec leur localisation et les directions de prise de vue des clichés.

L'unité de Caraveli affleure également à la Pampa de Gramadal, à la Bodega, vers le village de Cahuacho et jusque dans le rio Maran à Pirca où elle a une épaisseur assez constante de 75 m en moyenne. Les faciès observés dans ces localités ne varient que peu par rapport à la description type. Dans le secteur de la Pampa de Bombon, comme sur la coupe de la figure 5.14 l'unité Caraveli repose sur une série d'une trentaine de mètres de conglomérats fluviatiles de la formation Moquegua qui reposent eux-mêmes sur un niveau ignimbritique plus ancien que nous attribuons à l'unité de Nazca.

Des dépôts similaires sont exposés à Pirca dans la vallée du Rio Maran, où un échantillon (PIG-00-07) est daté à 8,97 ± 0,06 Ma. Sur la base de cet âge et de la position stratigraphique, nous corrélons cette ignimbrite à celle de la Quebrada Chuñuno (Figure 5.12 b). Une unité ignimbritique de type « sillar » à ponces fibreuses que nous supposons appartenir à l'unité de Sencca (CARA-05-04) affleure au fond de la vallée du rio Caraveli. De plus à Pirca, une ignimbrite de type « sillar » a été datée à 1,81 ± 0,11 Ma, à environ 150 m au dessus de l'ignimbrite Caraveli, ce qui peut confirmer la présence de l'ignimbrite Sencca sur la rive droite du rio Maran.

A la Pampa de Gramadal le plateau est recouvert d'une coulée de ponces blanches aphyriques non fibreuses, datée à 8,99 ± 0,15 Ma (CARA-05-07, tableau 5.3). Les faciès et la position stratigraphique de ces dépôts datés vers 9 Ma nous amène à corréler l'ensemble de ces produits à l'unité de Caraveli. L'unité supérieure meuble décrite dans la coupe type n'est pas présente dans toutes les localités, elle est présente au Pan de Azucar où elle a été datée à 9,35 ± 0,06 Ma (PIG-07-05) ce qui confirme que l'ignimbrite Caraveli comporte aussi un faciès blanchâtre légèrement induré, de type « sillar » et qu'il ne s'agit pas d'une unité Sencca mise en place au dessus.

L'étendue des affleurements de Caraveli (figure 5.13) nous amène à délimiter une surface minimale de couverture pour cette unité de 2075 km^2. Toutefois, l'épaisseur élevée, de l'ordre de 50 m, aux limites de cette zone suggère que l'étendue initiale de cette unité est bien supérieure. En moyenne l'épaisseur est de l'ordre de 70 m sur le secteur étudié (voir la figure 5.12 e), ce qui suggère un volume minimal de 150 km^3, vraisemblablement très sous-estimé pour cette unité.

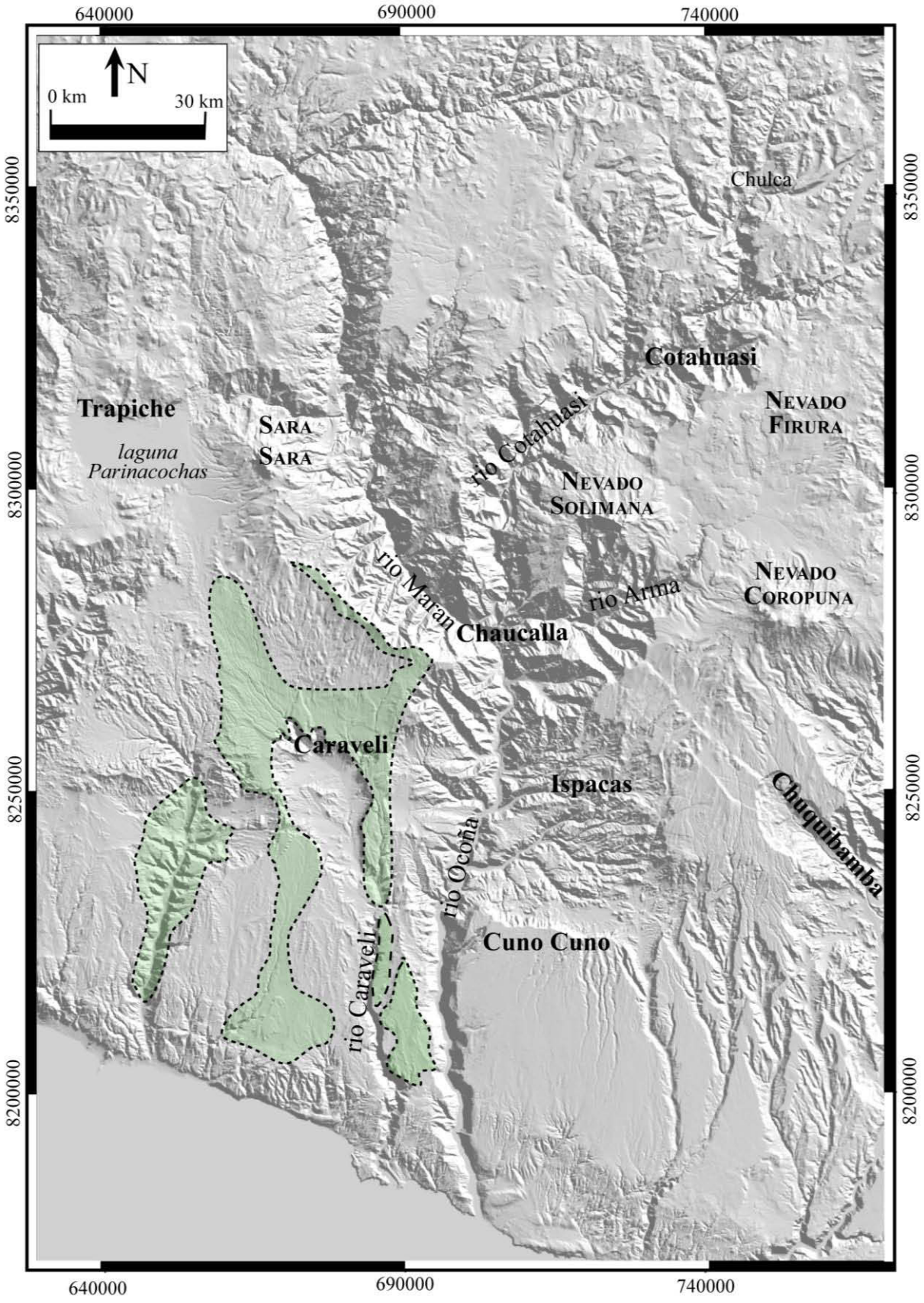


Figure 5.13. Etendue schématique des affleurements de l'ignimbrite Caraveli représentée sur un MNT SRTM.

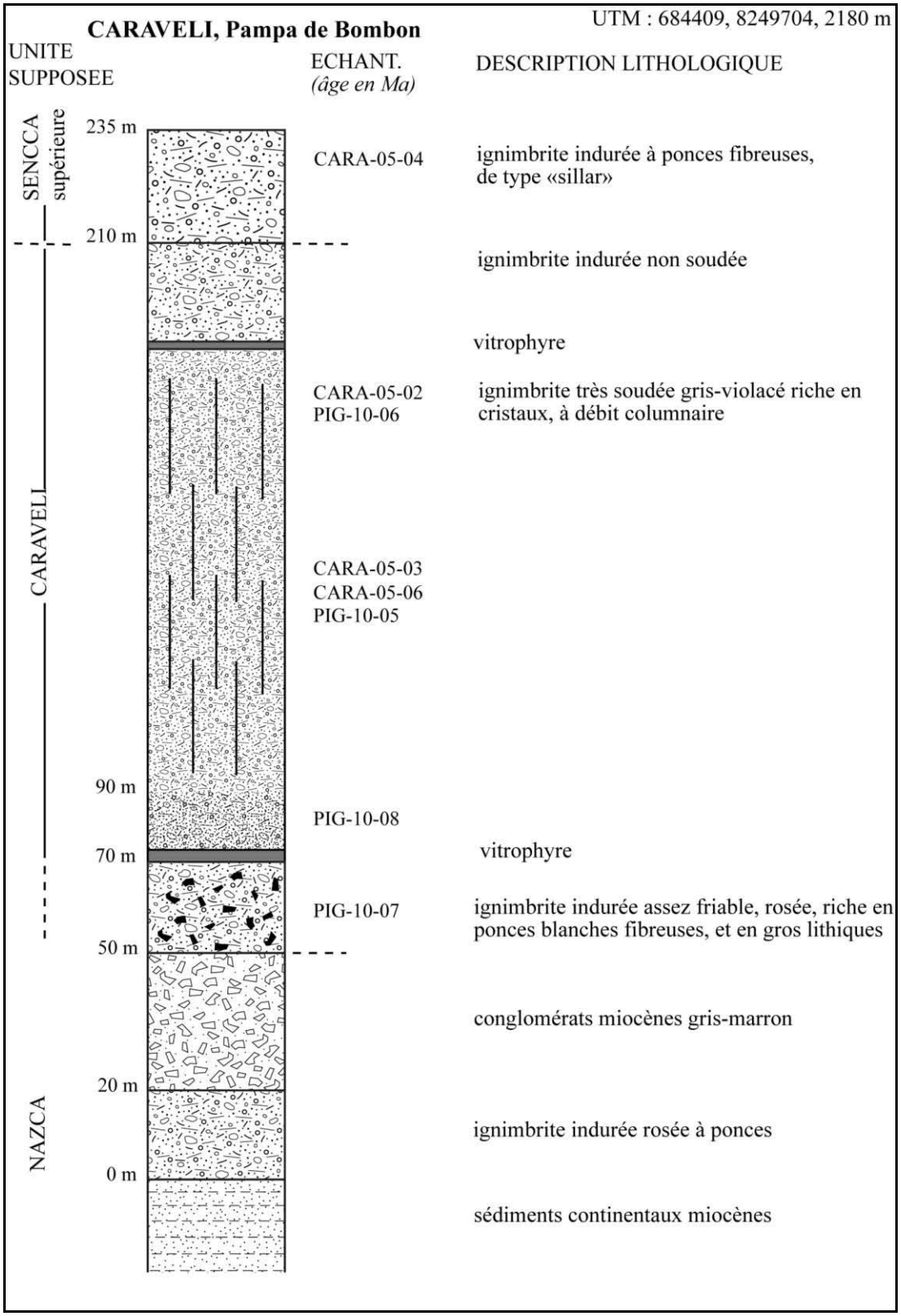


Figure 5.14. Colonne stratigraphique simplifiée de la succession observée à la Pampa de Bombon, en aval du bourg de Caraveli (voir la localisation sur la figure 5.3).

II.I.5. Les groupes Sencca

La formation Sencca a pris son nom de la Quebrada Sencca où elle a été décrite pour la première fois par Mendivil (1965). Cette petite vallée est située à la frontière entre le Pérou et la Bolivie (située sur la carte géologique de Maure, vers Tacna:17° 30'S, 69° 30' W). Cet ensemble de roches pyroclastiques se retrouve dans tout le sud du Pérou et jusque dans les canyons Ocoña – Cotahuasi.

A partir de données stratigraphiques et radiométriques plus récentes les études ont permis de différencier deux groupes d'ignimbrites Sencca (Wörner et al., 2002 ; Mamani et al., 2009 ; Thouret et al., 2007). Ceci a conduit à la distinction d'un groupe Sencca inférieure et Sencca supérieure.

a) Le groupe Sencca inférieure

Les nappes ignimbritiques de Sencca inférieure sont peu exposées à l'affleurement, difficilement accessibles et les datations des différentes unités sont assez étalées dans le temps (de ~5,1 Ma à ~3,2 Ma). Cependant, en se basant essentiellement sur les datations et la stratigraphie des dépôts nous définissons le groupe d'ignimbrites Sencca inférieure comme contenant quatre sous-unités. La coupe type (Figure 5.15) a été réalisée à l'affleurement de l'unité la plus ancienne, vers le village de Chulca, en amont du rio Cotahuasi où l'ignimbrite est formée d'une seule unité de refroidissement.

La succession repose sur des brèches volcaniques et sur une épaisse coulée de lave andésitique. La séquence ignimbritique de Sencca inférieure est exposée sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Sa base est un épais vitrophyre noir (d'environ 15 m) riche en cristaux mais ne contenant que peu de lithiques. Le verre de ce vitrophyre a été daté en ^{40}Ar ^{-39}Ar dans ce travail à 5,13 ± 0,01 Ma (PIG-08-33 tableau 5.2). Il est recouvert par une vingtaine de mètres d'un dépôt blanchâtre induré très riche en cendres, contenant de gros blocs ponceux (de 15-20 cm) ainsi que des blocs xénolithiques plus ou moins vésiculés. Les feldspaths des ponces de l'unité ont donné un âge ^{40}Ar-^{39}Ar de 5,09 ± 0,03 Ma (PIG-08-28B tableau 5.2). Ce dépôt très grossier est érodé avec des morphologies à cheminées de fées (Figure 5.16 c). Il affleure dans un "cirque" (env. 500 m de hauteur), dont les parois sont constituées de laves et dépôts pyroclastiques qui semblent très altérés. Au dessus repose une séquence de dépôts de coulées pyroclastiques qui ne sont pas datés (Figure 5.16 e et f), mais qui pourraient appartenir à cette même génération d'écoulements.

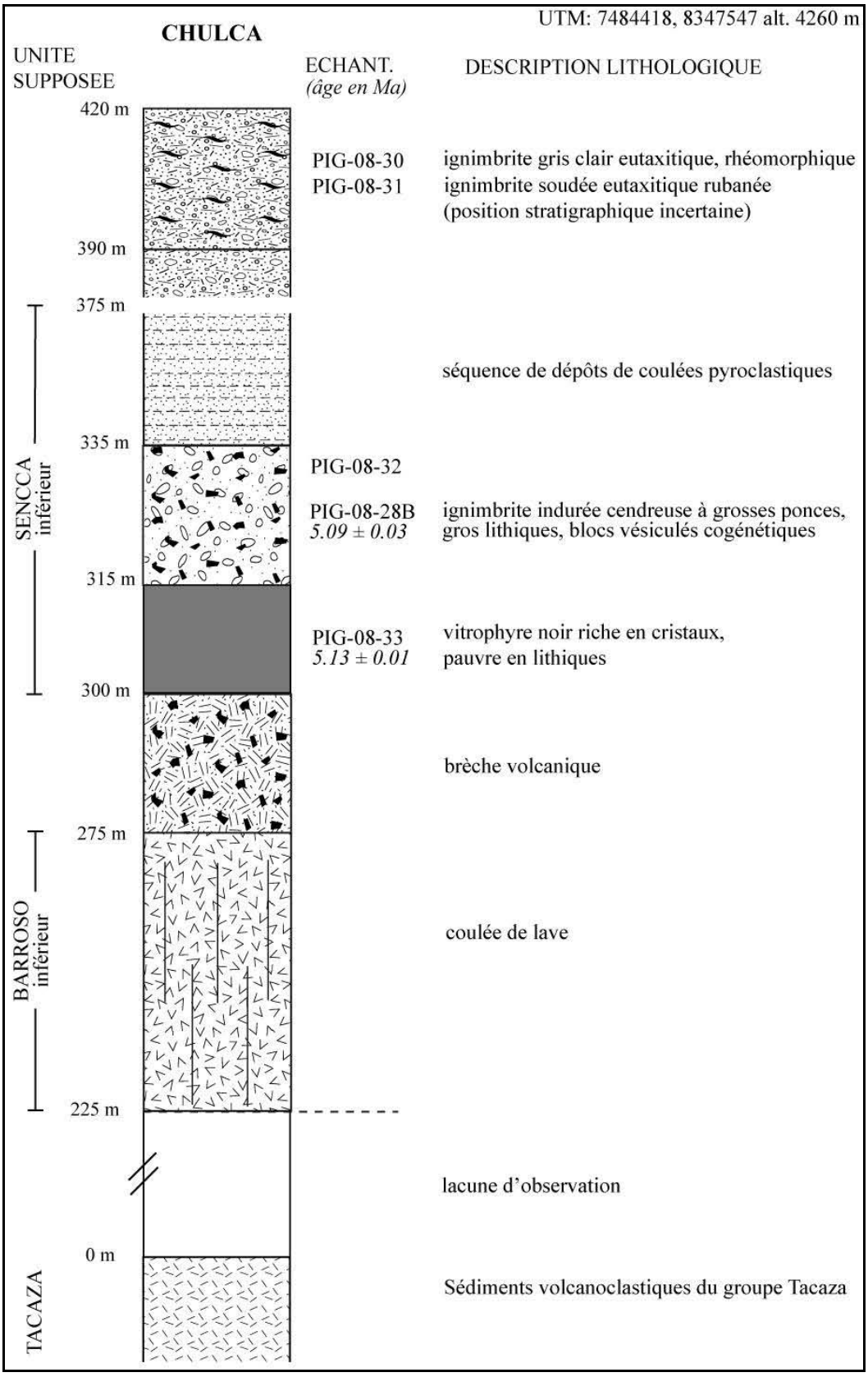


Figure 5.15. colonne stratigraphique simplifiée de la succession observée à Chulca (localisée sur la figure 5.3).

La seconde unité affleure sur la bordure de l'Altiplano à l'aplomb du village de Pampamarca ainsi que le long de la route entre Pampamarca et Sayla et sur la rive droite du rio Ocoña. Cette sous-unité dont l'épaisseur est plus faible (de l'ordre de 5-10 m) comporte un mince vitrophyre (quelques décimètres) à la base d'un dépôt meuble à induré de coulée de ponces blanches, qui a été daté dans cette thèse à 4,65 ± 0,11 Ma (PIG-07-10 tableau 5.1, figure 5.4 et figure 5.16 d).

La troisième unité affleure au bord de la route qui monte du village de Cotahuasi vers la vallée du rio Arma en direction du Sud-Est. Elle est à cet endroit grise, très soudée, de texture eutaxitique, avec de nombreuses fiammes noires très aplaties et aphyriques. Le degré de soudure, ainsi que la taille des fiammes, diminuent en remontant dans le dépôt. Cette unité de 30 m d'épaisseur a été datée à 3,76 ± 0,14 Ma (PIG-00-28 tableau 5.3, figure 5.18).

Une quatrième unité est observée sur le plateau autour du Nevado Coropuna, entre Chuquibamba et Arirahua, essentiellement dans des petites vallées (peu profondes) qui incisent ce plateau ou qui entaillent localement les dépôts de cette ignimbrite. Un échantillon situé dans ces vallées peu profondes (quelques mètres) a été daté a 3,16 ± 0,04 Ma (PIG-00-24 Thouret et al., 2007). Cette unité est indurée à très légèrement soudée, gris blanchâtre, très cendreuse et elle contient des ponces marquant en section verticale un léger alignement dans le plan de foliation. La terrasse d'Arirahua qui fait face au Nevado Solimana vers le Nord-Ouest, et qui surplombe la vallée du rio Chichas-Arma est formée dans sa partie supérieure par un empilement d'ignimbrites (Figure 5.16 a et b). Cette séquence n'a pas pu être échantillonnée car la falaise n'est pas accessible, mais la succession d'unités de refroidissement est clairement observable grâce aux vitrophyres basaux de chaque unité. La surface étant constituée de l'ignimbrite Sencca supérieure, il est très probable d'après la stratigraphie que l'unité sous-jacente appartienne à Sencca inférieure.

Les affleurements étudiés de l'ignimbrite Sencca inférieure (cartographiés sur la figure 5.17) se répartissent sur une surface minimale que nous évaluons à environ 700 km^2. Si l'on considère que l'épaisseur moyenne des dépôts de cette ignimbrite est de 15-20 m au minimum, alors son volume minimal est d'environ 10-15 km^3.

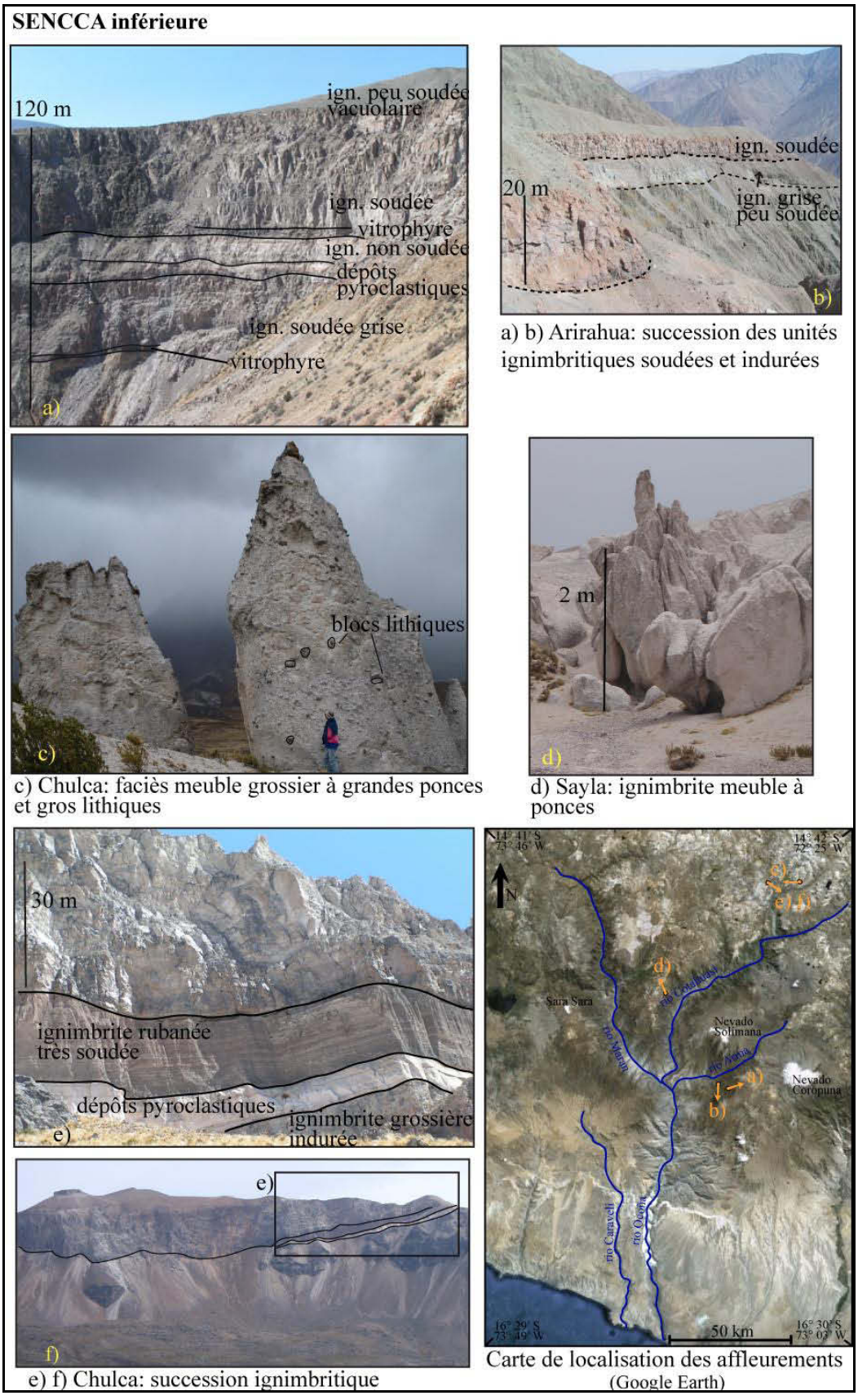


Figure 5.16. Photos des affleurements caractéristiques de l'ignimbrite Sencca Inférieure avec leur localisation et les directions de prise de vue des clichés.

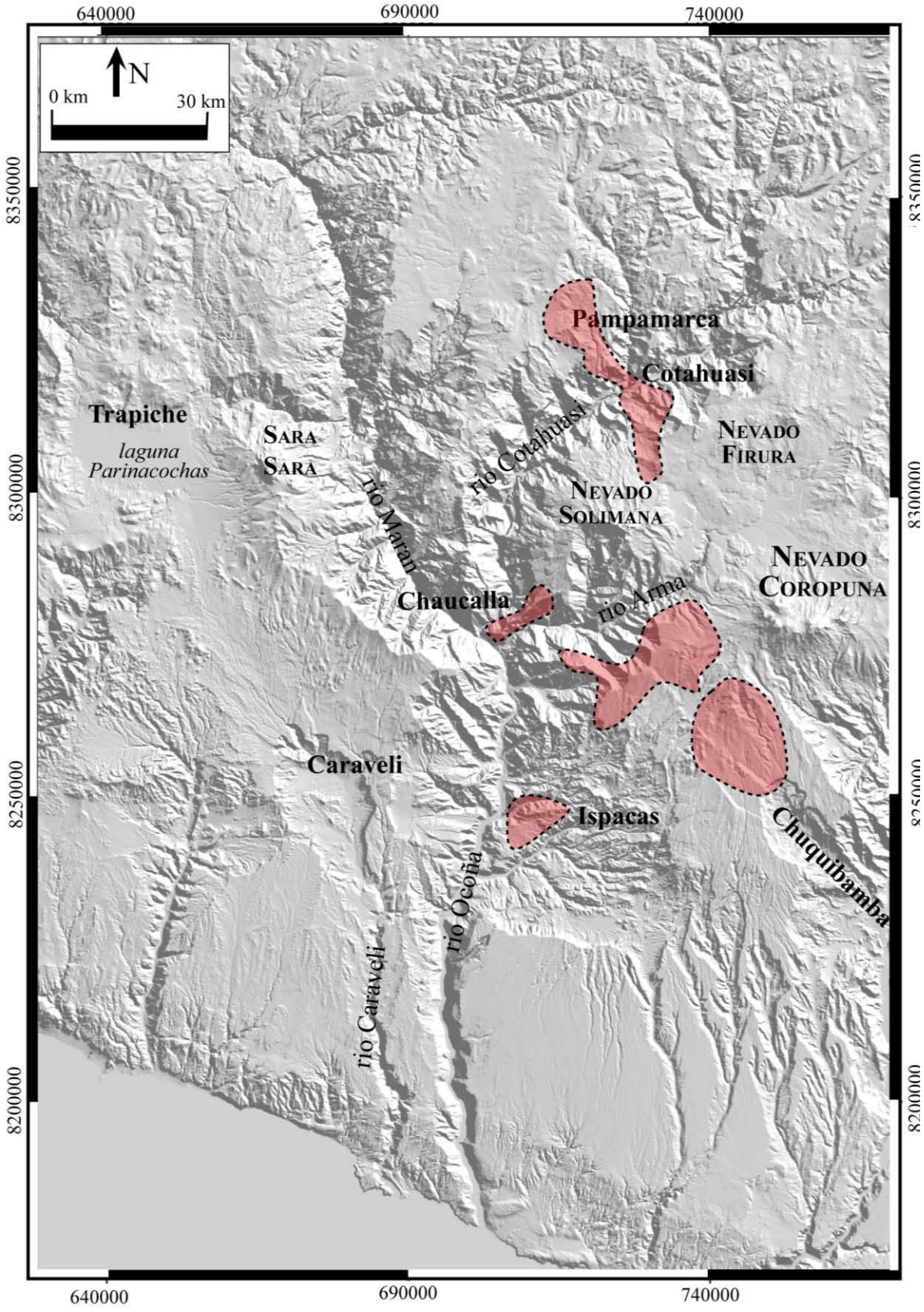


Figure 5.17. Enveloppes schématiques représentant l'étendue du groupe Sencca inférieur dans la région OCM ; le fond de carte est un MNT SRTM.

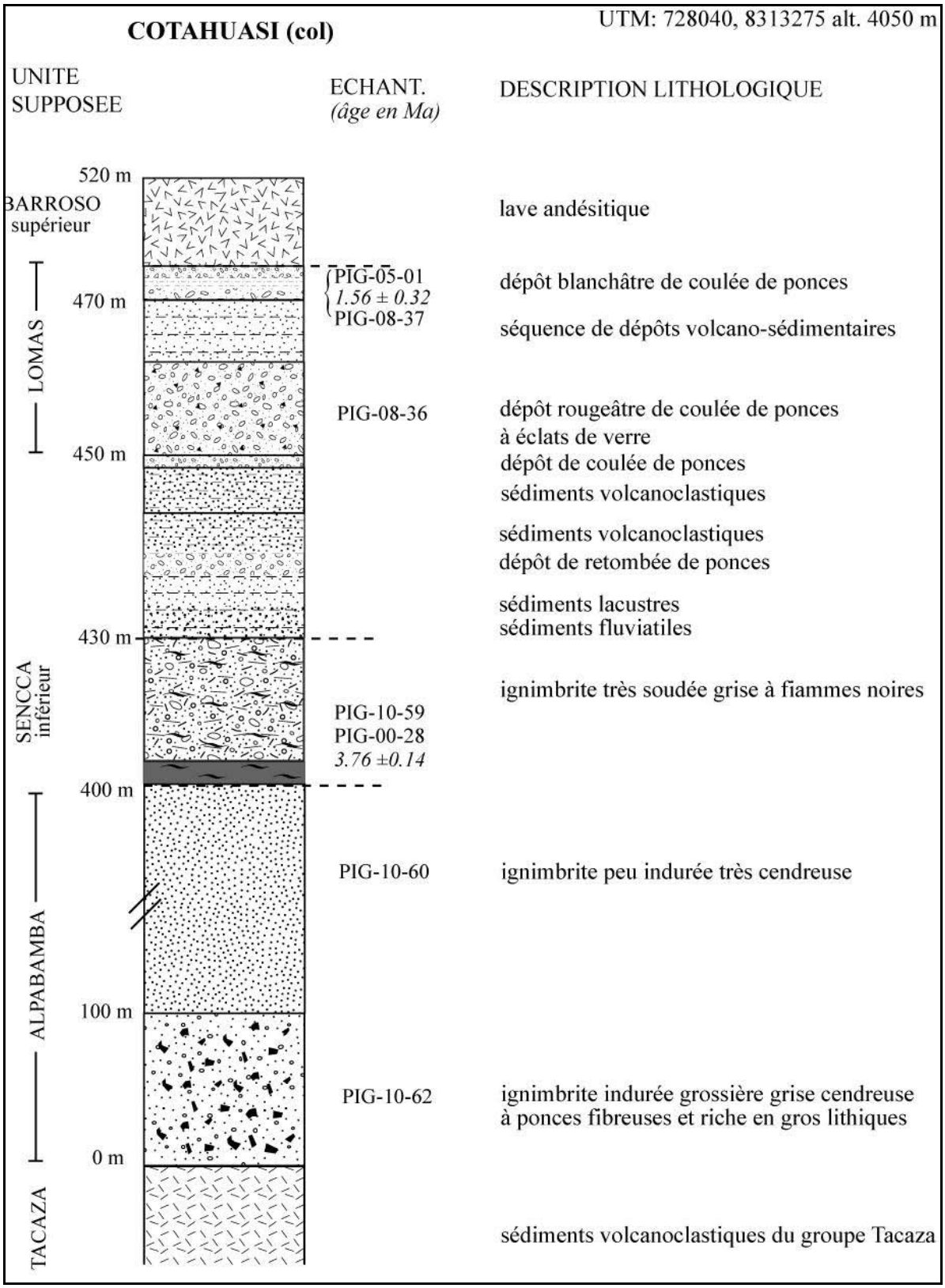


Figure 5.18. Colonne stratigraphique simplifiée de la succession observée au col, au dessus du village de Cotahuasi, sur la route qui va vers le Nevado Solimana (voir localisation sur la figure 5.3).

b) L'unité Sencca supérieure

La morphologie des dépôts de l'unité Sencca supérieure est assez caractéristique : ils coiffent les reliefs (crêtes, terrasses ou surfaces d'interfluves) ou bien ils ont été canalisés dans les vallées (respectivement figures 5.20 c, d et e). Ces observations sont valables dans toute la région des canyons Ocoña - Cotahuasi, aussi bien autour de Caraveli, sur la bordure de l'Altiplano où elle affleure au fond de petites vallées, que sur la ride de Chaucalla, la terrasse d'Arirahua qu'elle recouvre, ou encore aux abords des villages de Yanaquihua et Ispacas. C'est dans cette dernière localité que nous avons réalisé la coupe type pour décrire cette unité (Figure 5.19), où elle est canalisée dans les vallées de la Tranca, et de Chitle.

Sencca supérieure est composée d'une seule unité de refroidissement. L'épaisseur de cette unité est très variable et suit la morphologie antérieure à la mise en place. Aux endroits où on l'observe recouvrant des surfaces d'interfluves, elle n'a qu'entre 10 et 30 m d'épaisseur. Au contraire là où elle est très canalisée dans des vallées comme celles des quebradas Chitle et de la Tranca avoisinant le village d'Ispacas, elle atteint presque 100 m d'épaisseur.

Sa base est constituée d'une semelle de petites ponces fibreuses recouverte par un vitrophyre, le tout faisant 2-3 mètres d'épaisseur (Figure 5.20 c). Les ponces de la semelle ont été datées à 2,09 ± 0,06 Ma (OCO-05-04, Thouret et al., 2007). L'unité sus-jacente épaisse de 55-60 m est très soudée, gris foncé violacé, de texture eutaxitique et riche en lithiques (Figure 5.20 a). Elle contient des fiammes recristallisées plus claires ainsi que des éléments lithiques plutôt grossiers (5 cm en moyenne).

Cette unité contient également quelques inclusions arrondies, scoriacées, vésiculées, aphyriques et de teinte sombre. L'unité qui se trouve au-dessus est reconnaissable par sa couleur saumon et sa recristallisation en phase-vapeur qui lui donne une texture de "sillar". Ce faciès cendreux et très peu soudé est présent sur une épaisseur de 30 m. Il est riche en ponces fibreuses de deux sortes (des ponces jaune-ocre et des ponces blanc-grisé) qui ne sont pas déformées. L'unité contient aussi de nombreux petits lithiques, majoritairement de lave grise et elle est riche en cristaux de biotite. La partie sommitale de cette unité de couleur rosâtre est riche en ponces fibreuses. Elle contient de nombreux amas de verre en fibres enroulées autour des cristaux.

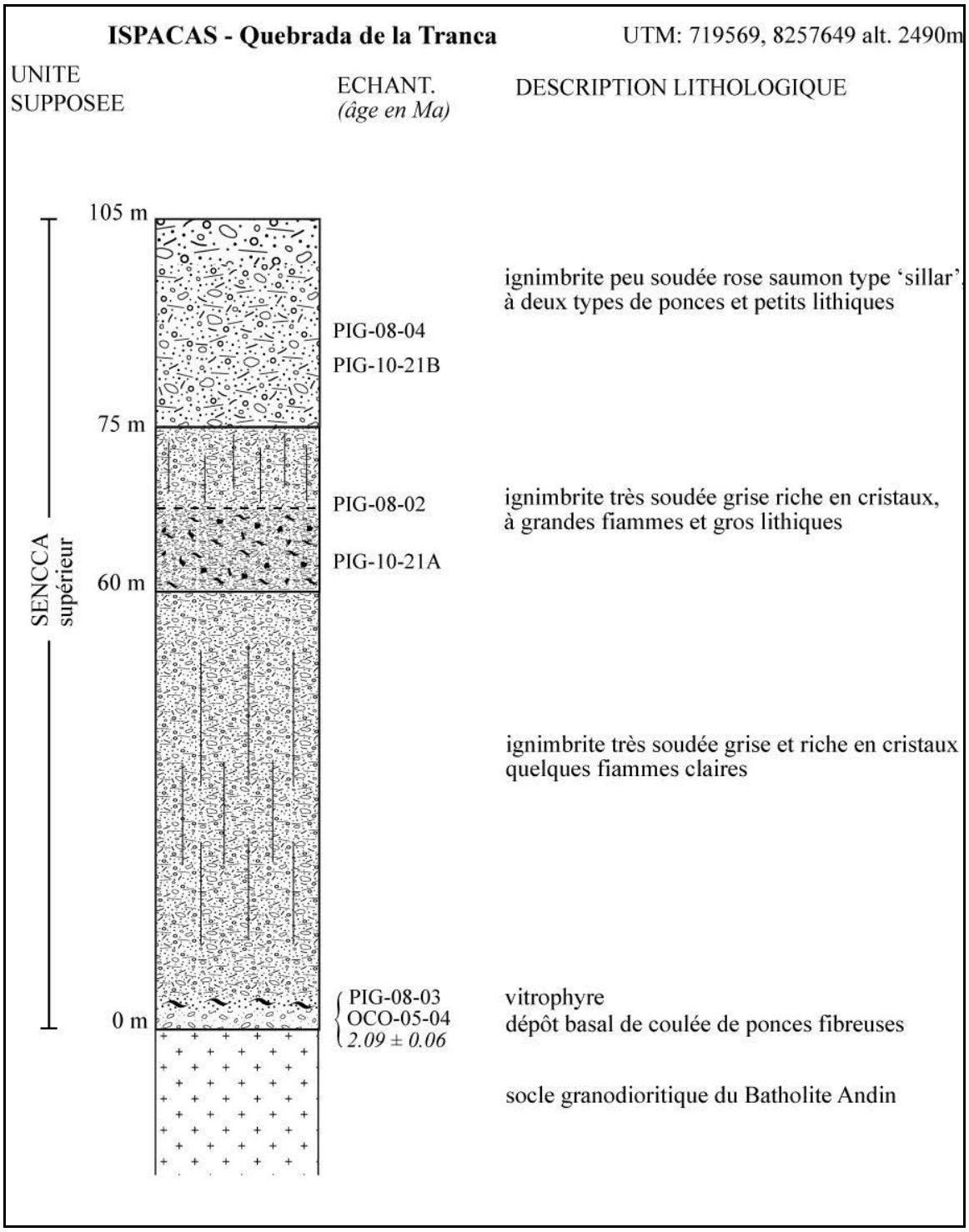


Figure 5.19. colonne stratigraphique simplifiée de la succession observée dans la Quebrada de la Tranca, vers les villages d'Ispacas et de Yanaquihua (voir localisation sur la figure 5.3).

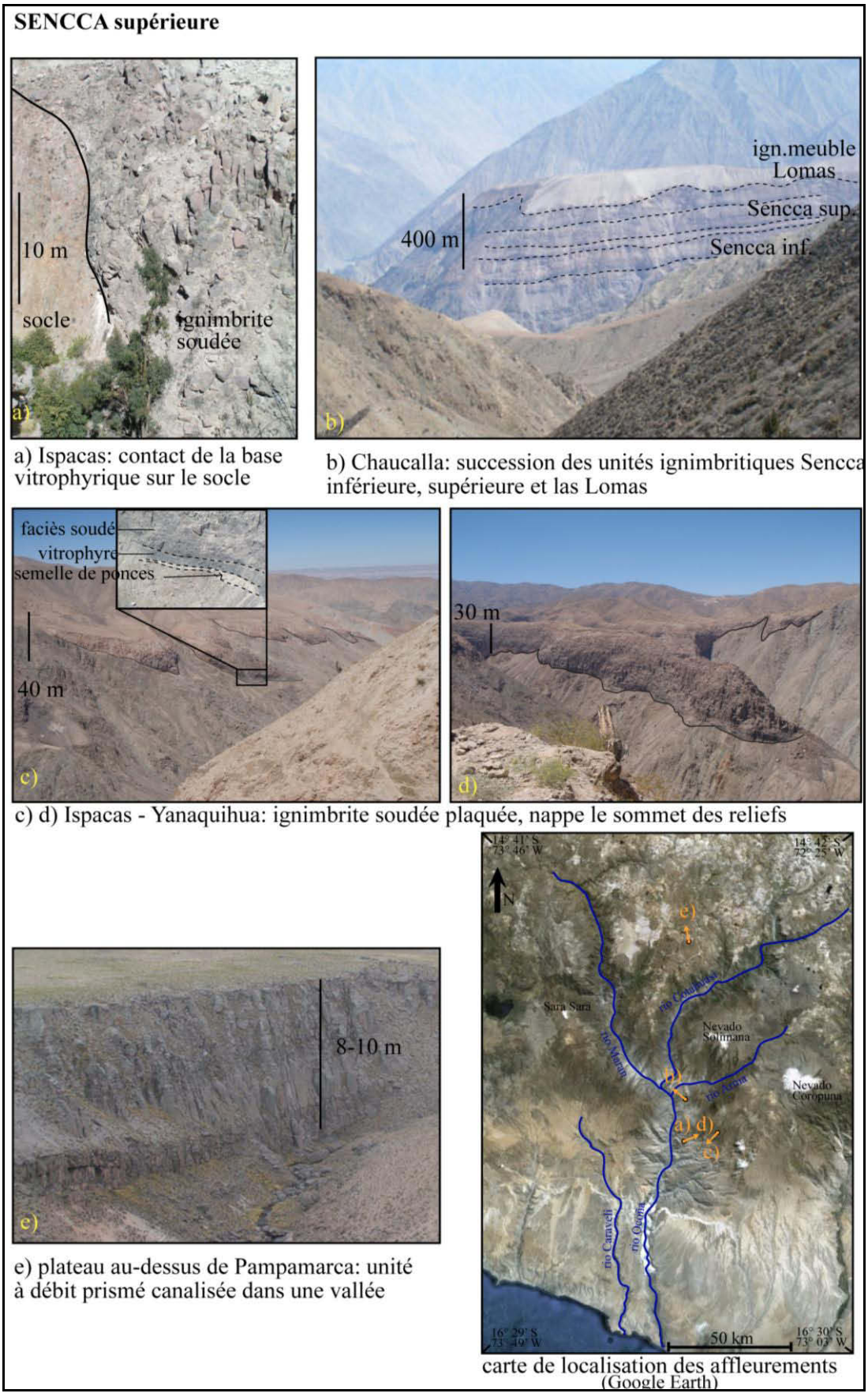


Figure 5.20. Photos des affleurements caractéristiques de l'ignimbrite Sencca supérieure, avec leurs localisations et la direction de prise de vue de ces clichés.

L'ignimbrite Sencca supérieure affleure aussi sur la bordure de l'Altiplano (au-dessus de Pampamarca PIG-07-11 datée à 2,06 ± 0,06 Ma) et autour du village de Caraveli, essentiellement canalisée dans de petites vallée (Figure 5.20 e) comme la carte de l'extension de cette unité le montre (Figure 5.21). La ride d'interfluve au-dessus du village de Chaucalla est située à la confluence des rios Maran, Cotahuasi, Ocoña et Arma (ou Chichas). Elle est constituée en partie d'unités ignimbritiques (semelle de ponces, parfois vitrophyre et dépôt de type « sillar » gris blanchâtre ou rose saumon au-dessus) qui présentent le faciès de type sillar décrit précédemment (figure 5.22). En face de Chaucalla, sur l'autre rive du rio Arma, la surface d'interfluve préservée d'Arirahua est formée de l'ignimbrite Sencca supérieure dans sa partie sommitale. L'ignimbrite y est plus soudée et grisâtre, mais présente des agglomérats et zones de concentrations de verre perlitique.

Au-dessus du village de Chuquibamba, les ignimbrites Huaylillas ou localement Sencca inférieure, qui forment le plateau au pied (côté sud à ouest) du Coropuna, sont légèrement incisées par de petites vallées (de 5 à 10 m de profondeur) qui ont été remplies par l'ignimbrite Sencca supérieure. Le faciès que l'on observe est soudé rosâtre à fiammes, au-dessus d'une base gris-blanchâtre très riche en ponces (datée à 1,93 ± 0,04 Ma PIG-00-25, Thouret et al., 2007). Les rives du rio Ocoña conservent à mi-hauteur (à environ 800 m du fond de la vallée) des affleurements de Sencca supérieure, généralement sur des replats qui ont un faciès de type "sillar" rosâtre. La présence de l'ignimbrite Sencca supérieure dans toutes ces localités nous permet d'estimer la surface minimale recouverte par cette ignimbrite à environ 1500 km^2. De plus, en considérant que son épaisseur est en moyenne de 25 m, cette ignimbrite a un volume minimal de 35-40 km^3.

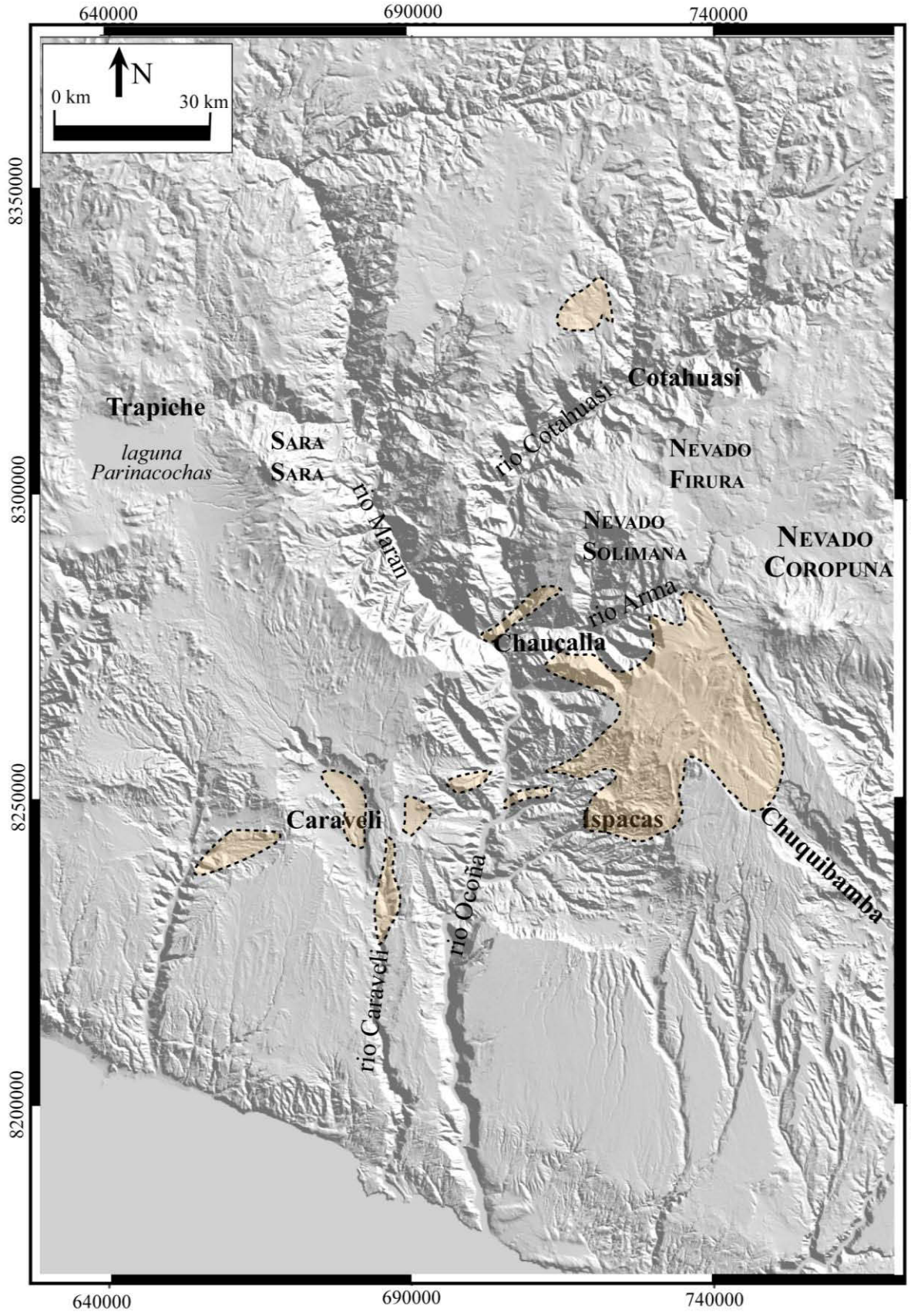


Figure 5.21. Enveloppes schématisant l'extension de l'unité Sencca supérieure sur la région d'étude ; le fond de carte est un MNT SRTM.

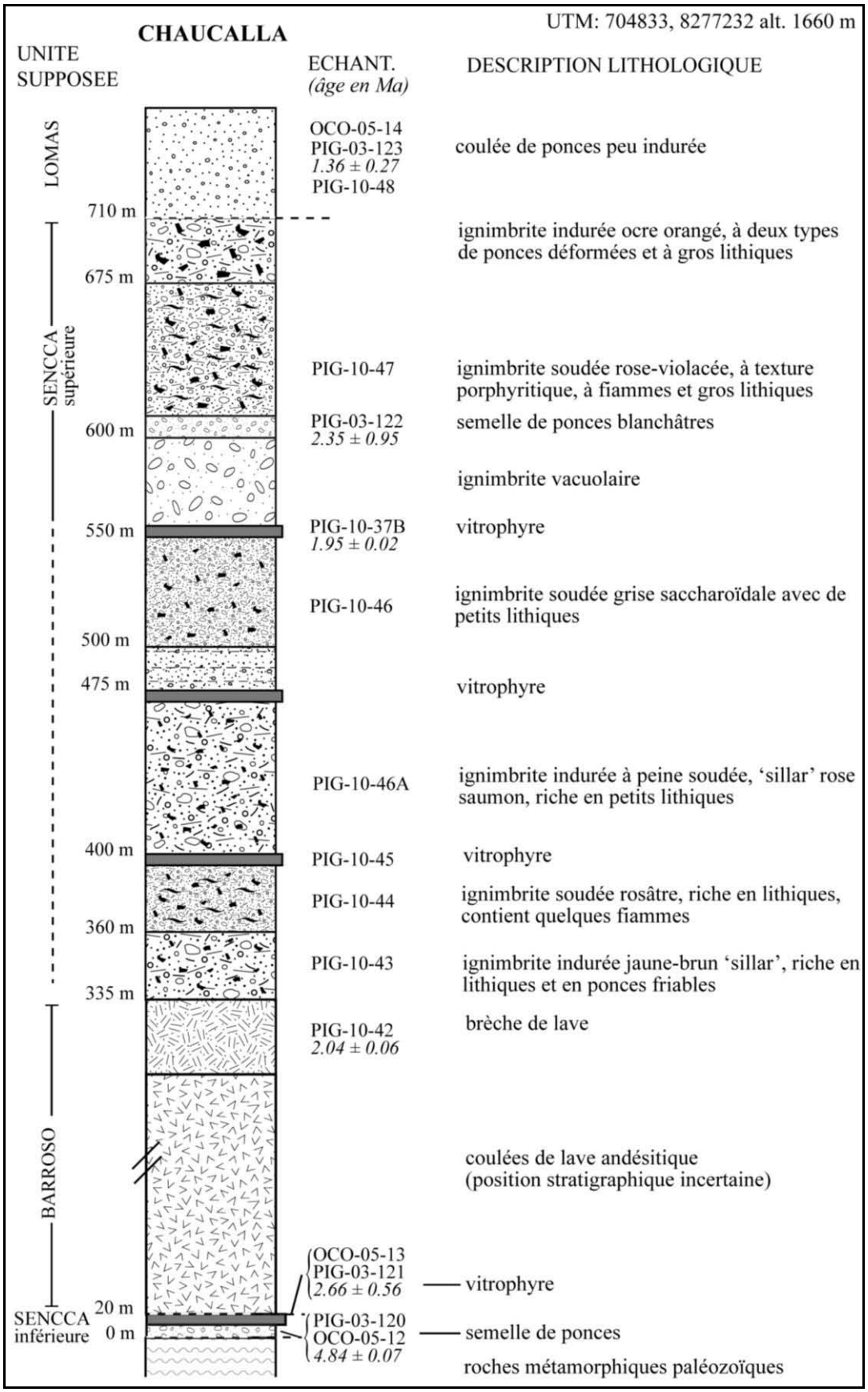


Figure 5.22. colonne stratigraphique simplifiée de la succession observée sur la ride de Las Lomas, au dessus du village de Chaucalla, à la confluence des rios Cotahuasi, Chichas-Arma et Ocoña (voir localisation sur la figure 5.3).

II.I.6. L'unité Las Lomas

Le Cerro Las Lomas est situé sur la « ride » au dessus du village de Chaucalla (15° 32' 55'' S, 73° 04' 28''W), à la confluence des rios Cotahuasi, Ocoña et Chichas (aval du rio Arma). Nous avons nommé ainsi une séquence de dépôts pyroclastiques beige à brun-rouge qui recouvre cette ride et qui affleure également au col situé au sud-est de Cotahuasi (en direction du Solimana), par endroits sous des séquences sédimentaires ou des coulées de lave des complexes Solimana-Firura (Figure 5.24 a, b et c). Dans ce secteur, de grands glissements de terrain rendent les analyses stratigraphiques difficiles, puisqu'ils sont la source de produits d'avalanches de débris qui occupent la vallée de Cotahuasi. Au nord du village de Cotahuasi, la bordure de l'Altiplano (plateau de Huaynacotas) est également nappée de produits pyroclastiques de teinte rougeâtre que nous corrélons à l'unité de la crête de Las Lomas. A Huaynacotas nous avons établi une coupe type (Figure 5.23) de cette ignimbrite, où l'épaisseur du dépôt est au minimum de 20 m et où nous l'avons datée à 1,26 ± 0,01 Ma (PIG-08-34 tableau 5.1).

L'ignimbrite Las Lomas repose sur des produits volcaniques plus anciens (comprenant à cet endroit les unités d'Alpabamba, figure 5.23) et se présente comme une seule unité de refroidissement et d'écoulement. Les dépôts sont meubles à indurés, très cendreux, contenant beaucoup de ponces fibreuses aphyriques (typiquement quelques cm de diamètre) et pauvres en cristaux libres et en lithiques (1-2 cm de taille maximale). De nombreux fragments d'obsidienne sont présents dans la matrice (Figure 5.24 d). Dans ce secteur de nombreuses cheminées de dégazage sont préservées de l'érosion au toit de l'unité (Figure 5.24 d). Les produits de l'unité de Las Lomas sont les ultimes dépôts des séquences du plateau de Huaynacotas, ainsi qu'au sommet de la ride de Chaucalla, où les faciès sont similaires (Figure 5.22). Dans le secteur au sud-est de Cotahuasi, l'ignimbrite est par endroits recouverte par des séquences sédimentaires ou des coulées de lave des complexes Solimana-Firura (Figure 5.24 a, b,et c).

Les produits correspondant à l'ignimbrite de Las Lomas se regroupent dans une zone limitée autour des massifs Solimana-Firura. L'enveloppe des affleurements conduit à estimer l'étendue minimale de cette nappe ignimbritique à 300 km^2. Considérant que l'épaisseur minimale du dépôt est de 20 m, alors le volume de ce dépôt est estimé à 6 km^3 au minimum.

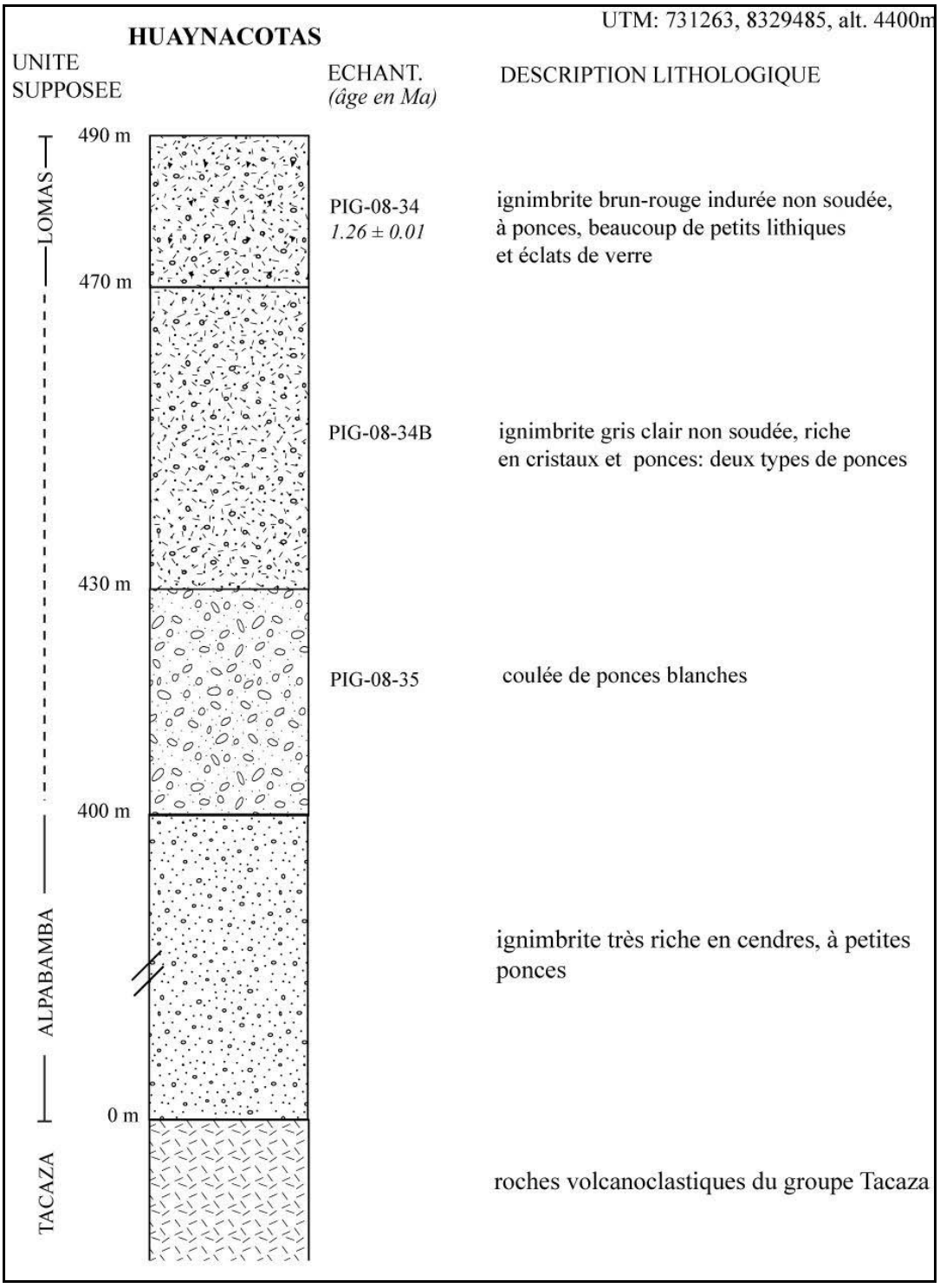


Figure 5.23. colonne stratigraphique simplifiée de la succession observée sur la falaise qui domine le village de Huaynacotas (voir localisation sur la figure 5.3).

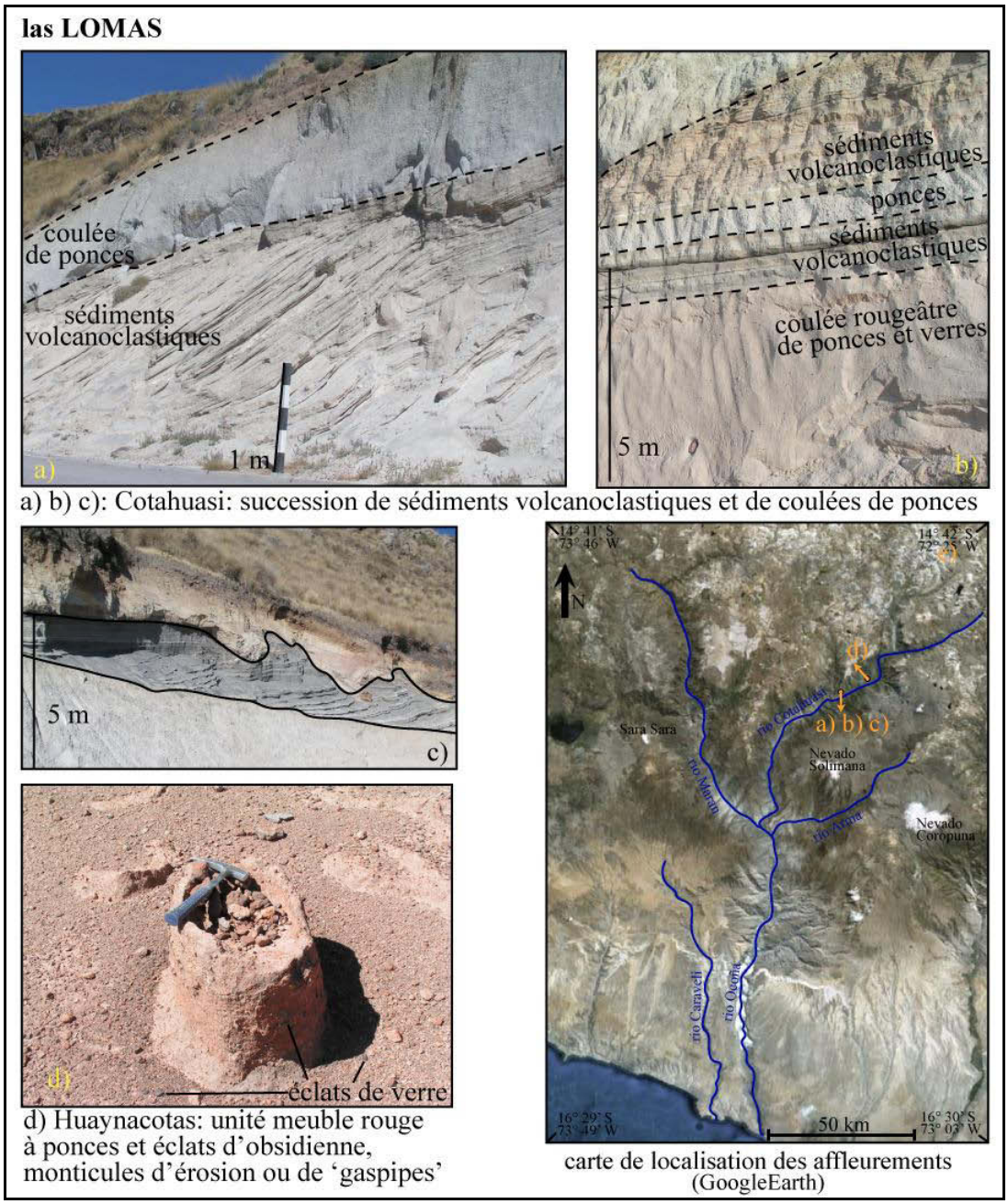


Figure 5.24. Photos des affleurements caractéristiques de l'ignimbrite Las Lomas et leurs localisations, avec les directions de prise de vue des clichés.

II.I.7. L'unité Capilla

L'ignimbrite Capilla est décrite pour la première fois dans cette étude. Elle n'a été observée que dans les alentours des localités de Capilla et Culipampa, en amont du rio Cotahuasi, sur l'Altiplano. Nous avons établi une coupe de cette ignimbrite à cet endroit où elle repose sur des sédiments volcanoclastiques du groupe Tacaza (Figure 5.25). Sa base est un vitrophyre que nous datons à 0,91 ± 0,05 Ma (PIG-08-40 tableau 5.1). L'unité suivante dans la succession stratigraphique est une ignimbrite soudée de couleur marron, qui est surmontée d'une unité rosâtre moins soudée mais qui contient de grandes fiammes noires (Figure 5.25). L'épaisseur moyenne de ce dépôt est estimée à environ 15 m, et sa surface de mise en place est de 2,15 km^2. Nous pouvons donc estimer le volume minimal de cette ignimbrite à 0,03 km^3.

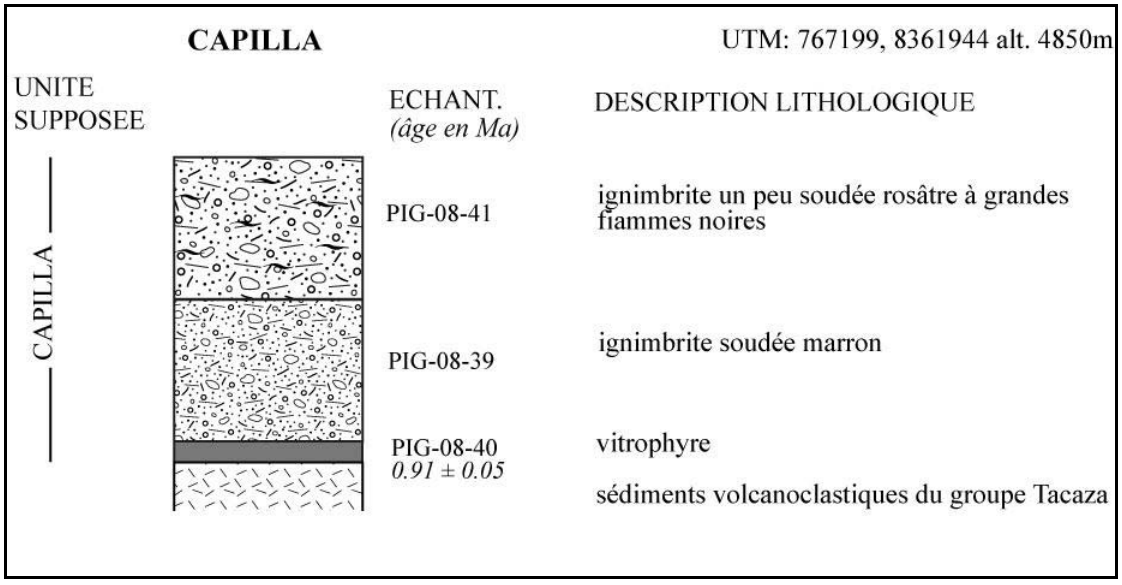


Figure 5.25. Colonne stratigraphique simplifiée de la succession observée à Capilla, dans la vallée de Culipampa, au nord-est du village de Chulca (voir localisation sur la figure 5.3).

III. ETUDE PETROGRAPHIQUE

III.1. Minéralogie et texture

III.1.1. L'unité Alpabamba

La séquence ignimbritique Alpabamba comporte trois faciès distincts, présentés sur la figure 5.26 : (1) une partie très soudée à la base (p.ex. PIG-08-24 degré de soudure V), (2) des faciès assez soudés (p ex. PIG-08-14, degré de soudure III-IV) et (3) un faciès induré non-soudé (p.ex. PIG-08-12). Les deux faciès plutôt soudés contiennent entre 20-30 % de ponces ou de fiammes. Les ponces blanches souvent recristallisées sont de taille pluricentimétrique, mais les fiammes du faciès le plus soudé atteignent 10 cm de long (p.ex. PIG-08-24). Dans le faciès non-soudé, les ponces, non dévitrifiées, sont holohyalines et ont une texture fibreuse (p.ex. PIG-08-12). La proportion d'éléments lithiques est assez élevée dans les trois faciès d'Alpabamba, elle est de 7-10 % en moyenne et peut atteindre 20%. Ces xénoclastes andésitiques ou basaltiques sont souvent oxydés.

Le faciès (1) contient 15-20 % de cristaux libres au contraire du faciès moins soudé qui est plus riche en cristaux (environ 40%). Les ponces du faciès (3) sont pauvres en cristaux (2-3%). Les différents faciès contiennent les mêmes phases minérales : quartz, feldspath alcalin et plagioclase, biotite, oxyde de Fe-Ti, zircon et apatite. De nombreux cristaux sont automorphes, quelques-uns sont cassés, en particulier certains feldspaths. On retrouve des clinopyroxènes (Cpx) dans un échantillon du faciès (1) contenant de nombreuses et grandes fiammes noires. De très rares amphiboles sont présentes dans un seul échantillon. Les cristaux de quartz sont fréquemment invaginés (possible corrosion liée à des mélanges de magmas ?). Les plagioclases, systématiquement maclés, se présentent parfois sous forme d'agrégats. Les oxydes de Fe-Ti sont essentiellement des magnétites (environ 1%) en cristaux arrondis subautomorphes de 40-200 µm présentant des figures d'exsolution. De rares cristaux d'ilménite ont été observés. Le faciès (1) est très soudé (degré de soudure V) : il présente une texture fluidale, les échardes de verre recristallisées sont très aplaties et moulent les cristaux, les fiammes suivent la même orientation. La matrice n'est pas toujours entièrement dévitrifiée, mais les ponces le sont systématiquement. La matrice du faciès (2), moins soudée, est systématiquement dévitrifiée : les échardes de verre à recristallisation axiolytique ont conservé leurs formes d'origine, elles sont distinctes et ne sont pas aplaties.

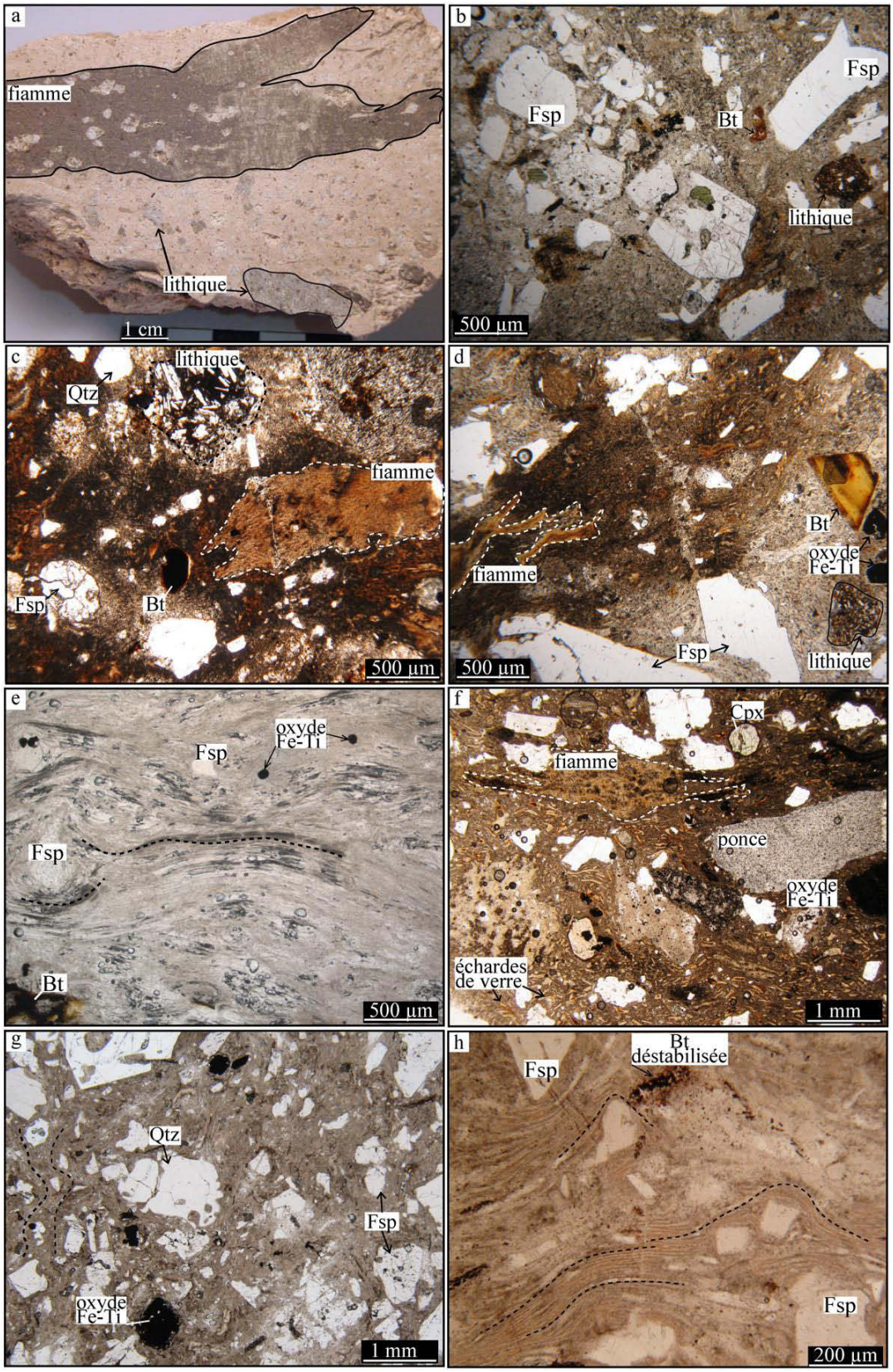


Figure 5.26. a) f) faciès soudé riche en grandes fiammes noires et en lithiques (PIG-08-23). b) c) d) faciès soudé riche en fiammes, lithiques et fragments de cristaux (feldspaths, biotites) (PIG-08-14, PIG-10-58). e) ponce fibreuse à petits cristaux et quelques oxydes. g) h) faciès le plus soudé contenant des cristaux cassés et de petits oxydes. Les échardes de verre sont aplaties et déformées, elles présentent une texture fluidale, ces échardes s'enroulant autour des cristaux (PIG-08-26).

Les cristaux de biotite sont souvent partiellement voire entièrement déstabilisés en un mélange de feldspaths, d'oxydes ferrotitanés (probablement de la titanomagnétite) et de pyroxènes. Dans certains échantillons du faciès (1) où la dévitrification est mineure, les biotites sont intactes, par contre, dans tous les échantillons dévitrifiés, la transformation de la biotite est importante, voire totale. La corrélation entre dévitrification et transformation des biotites suggère que cette dernière n'est pas d'origine magmatique mais qu'elle s'est déroulée après la mise en place de l'ignimbrite, en même temps que la dévitrification.

III.1.2. L'unité Huaylillas

La séquence ignimbritique Huaylillas est caractérisée par un faciès assez constant au sein de l'unité de refroidissement (voir la figure 5.27). L'unité repose sur un vitrophyre non dévitrifié et très riche en lithiques. Les échantillons sont soudés (degré III parfois IV) et de couleur gris-violacé. Cette unité contient environ 10 % de ponces et entre 5 et 10 % de lithiques. Les ponces sont de petite taille (5 mm) et les lithiques de nature andésitique à basaltique et peuvent atteindre 1 cm (PIG-08-18). Les ponces blanches sont totalement dévitrifiées et parfois aplaties, marquant ainsi une foliation. Elles sont très riches en phénocristaux (feldspaths plagioclase et alcalin, quartz, biotite, amphibole). Une caractéristique majeure est la présence d'agrégats co-génétiques très riches en cristaux porphyriques. La texture de ces agrégats est compacte, microlithique à microgrenue, et les cristaux sont de même nature que ceux de la matrice environnante. La morphologie de ces enclaves pluri-centimétriques indique qu'elles ont été incorporées à l'état partiellement liquide lors de l'éruption. Il n'y a pas de bordure de trempe ni de couronnes de réaction, ce qui suggère que les deux liquides avaient des propriétés physico-chimiques similaires. Il pourrait s'agir de fragments de « mush » cristallin dégazé en provenance de la chambre magmatique à l'origine de l'éruption ignimbritique. Les échantillons de Huaylillas sont très riches (environ 40 %) en fragments de cristaux de tailles variables (50 μm à 2 mm). Les cristaux sont parfois automorphes mais ils présentent plus généralement des faces anguleuses.

Les phases minéralogiques sont par ordre d'abondance, (1) le plagioclase, (2) le feldspath alcalin, la biotite et le quartz, (3) l'amphibole. Les biotites et les amphiboles sont entourées d'une fine couronne de déstabilisation. Quelques rares clinopyroxènes et orthopyroxènes ont également été observés. Les oxydes sont présents en faible quantité (environ 1%). Il s'agit surtout de magnétites, et plus rarement d'ilménites.

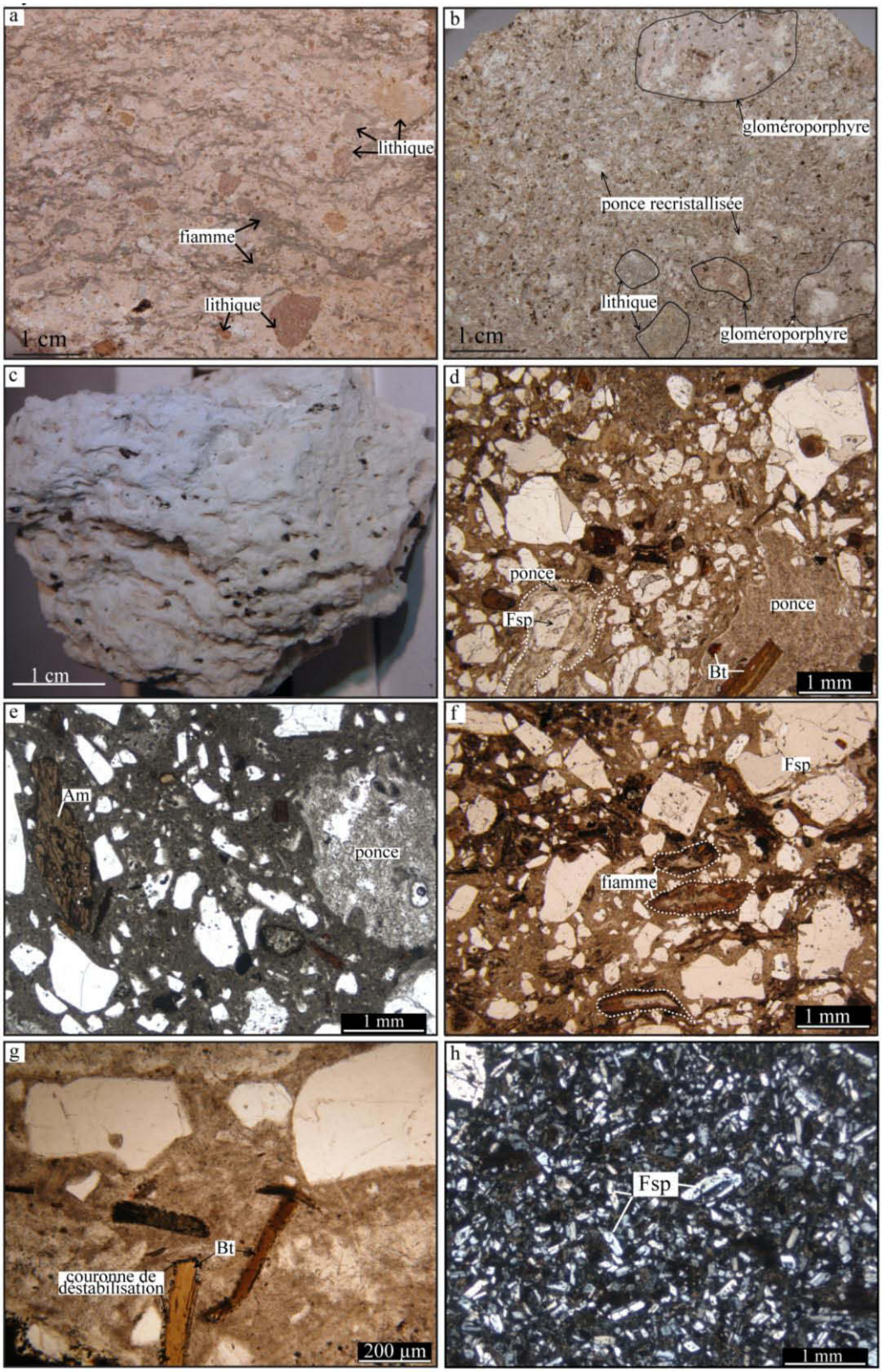


Figure 5.27. a) faciès très soudé à fiammes et gros lithiques (PIG-08-18). b) faciès soudé très recristallisé à lithiques et glomeroporphyres (PIG-08-15). c) ponce blanche fibro-moussue à cristaux de biotites et d'amphiboles (PIG-08-20). d) e) f) faciès soudé très riche en cristaux, en ponces et fiammes (PIG-08-15, PIG-10-34, PIG-02-83A). g) biotite déstabilisée dans un faciès dévitrifié (PIG-08-15). h) texture microlithique (très feldspathique) d'un glomeroporphyre (PIG-10-30).

Les premières sont caractérisées par des textures d'exsolution diphasée et contiennent des inclusions d'apatites. Ces oxydes sont présents en tant que cristaux libres et aussi comme inclusions dans les amphiboles et les biotites. La coulée de ponces située sous la base de Huaylillas et au-dessus d'Alpabamba contient des ponces blanches de 4-5 cm, de texture fibro-moussue et riche en phénocristaux (feldspaths, quartz, biotite). Une telle abondance de cristaux suggère que cette coulée appartient plutôt à l'unité de Huaylillas.

III.1.3.L'unité Caraveli

L'unité Caraveli comporte deux faciès distincts : un faciès à peine soudé, très cendreux, de couleur beige-rosé et un autre assez soudé, très recristallisé de couleur rose lie-de-vin (voir la figure 5.28). Le premier a une matrice très cendreuse indurée ou à peine soudée, de type « sillar » contenant 10 à 15 % de cristaux (PIG-07-06, OCO-06B-07), quelques lithiques et 10 à 15 % de ponces. Ces ponces fibreuses blanches de petite taille atteignent 1,5 à 2 cm. Le quartz abondant se présente sous la forme de phénocristaux arrondis et de petits fragments (de 2 à 8 mm), avec de nombreuses inclusions magmatiques et invaginations (ou golfes de corrosion). Les feldspaths sont abondants, rarement automorphes et se présentent sous la forme de fragments anguleux. On distingue des plagioclases et des feldspaths alcalins en quantités approximativement équivalentes. Les plagioclases sont parfois zonés et certains présentent une texture en damier. Les phénocristaux de biotite sont également abondants. Le faciès le plus soudé (ex. CARA-05-06), très recristallisé, présente la même composition minéralogique. La matrice est très riche en cristaux (25-30 %), mais ne contient pas d'éléments lithiques. Il faut noter que dans ce faciès les biotites sont partiellement ou entièrement déstabilisées en un mélange riche en petits cristaux d'oxydes, qui enregistre leur fabrique. Les phénocristaux d'oxydes subautomorphes et arrondis sont rares (<1 %) et de taille moyenne (200 μm). Ils présentent des figures d'exsolution, ce sont donc probablement des magnétites (ou titanomagnétites), réparties de façon homogène sur les échantillons. La relation entre la dévitrification et la déstabilisation des biotites est la même que dans l'unité Alpabamba. La matrice a une texture fluidale, les échardes de verre aplaties et assez déformées moulant les phénocristaux (degré de soudure III-IV). Le verre est entièrement dévitrifié et recristallise perpendiculairement aux parois des échardes (recristallisation axiolitique). Les ponces peu abondantes (5 à 15 %) sont de petite taille (2 à 10 mm), légèrement allongées et entièrement recristallisées.

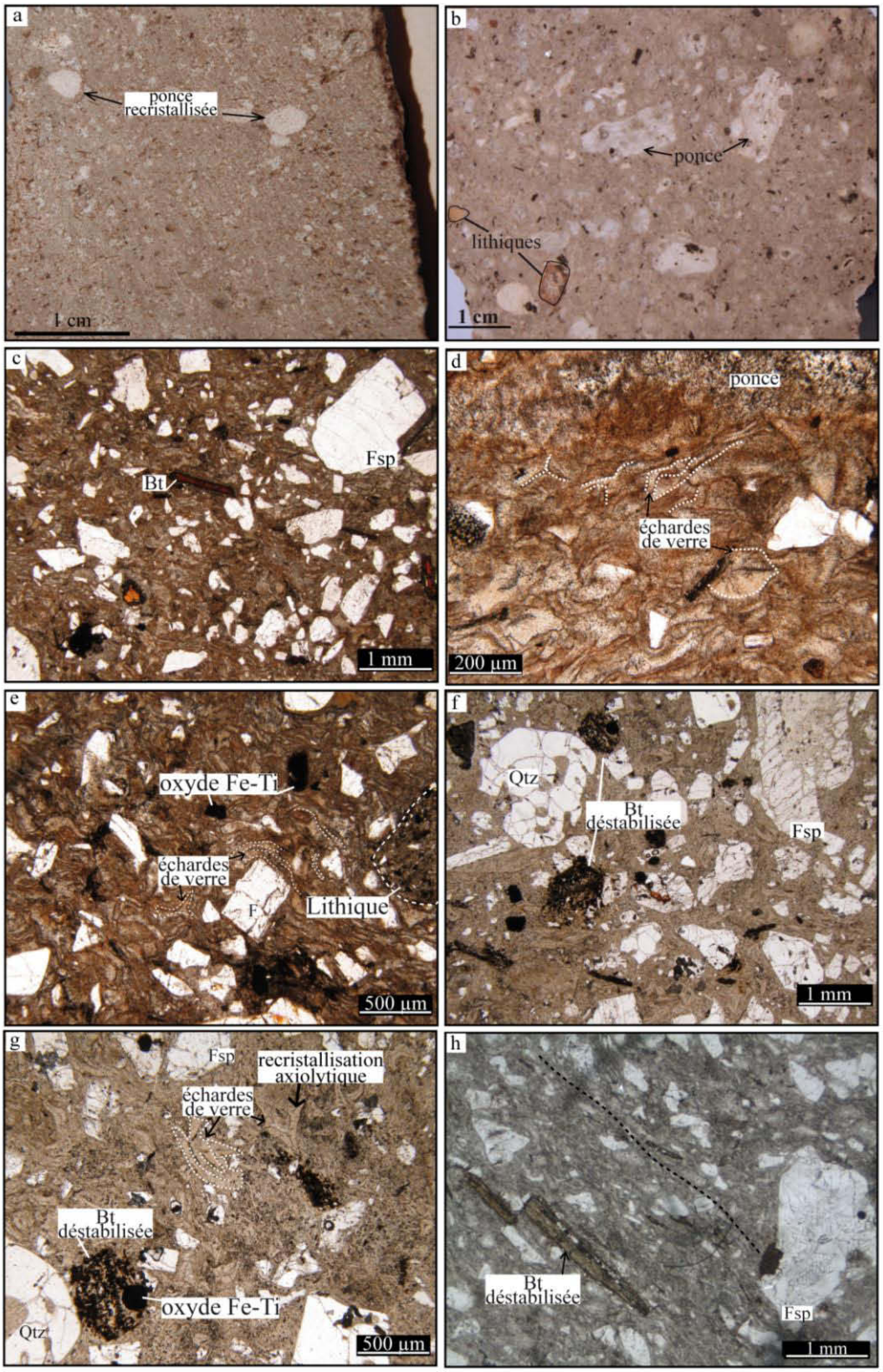


Figure 5.28. a) Faciès soudé très cristallisé (CARA-05-06). b) faciès peu soudé à matrice cendreuse, à ponces fibreuses et lithiques, riche en biotites (OCO-06-07). c) d) e) faciès soudé très riche en fragments de cristaux, le verre est sphérulitisé et les échardes de verre aplaties moulent les cristaux (CARA-05-06). f) g) dévitrification de ce faciès marquée par la recristallisation axiolytique des échardes de verre et la déstabilisation des biotites (couronnes contenant des oxydes) (PIG-07-06). h) aplatissement et linéation des minéraux et des échardes de verre dans un faciès du milieu de l'unité (PIG-11-04).

III.1.4. Le groupe Sencca inférieure

La séquence ignimbritique de Sencca inférieure comprend des faciès assez variés que l'on peut séparer en deux types (voir la figure 5.29).

D'une part, un faciès non soudé mais induré, ponceux, venant d'une coulée de ponces blanchâtres (PIG-07-10) à Pampamarca, et une ignimbrite blanche légèrement soudée à ponces (PIG-00-24) à Chuquibamba. Un faciès similaire se trouve également dans la semelle de ponces à la base d'une unité ignimbritique (OCO-05-12) à Chaucalla. Ces ponces dont la taille est de 5 cm en moyenne, ont une texture fibro-moussue et contiennent une petite quantité de cristaux (10%). L'assemblage minéralogique est dans l'ordre d'abondance : des feldspaths alcalins et plagioclases, des biotites, des magnétites et de rares clinopyroxènes. Un des affleurements (PIG-08-28 et PIG-08-28B à Chulca) est aussi très riche en lithiques grossiers (5-10 cm) et la taille des ponces varie de 5 à 30 cm. Ces caractéristiques grossières peuvent indiquer que ce dépôt a une localisation proximale par rapport à sa source.

Le faciès plus soudé grisâtre contient de nombreuses fiammes noires de taille moyenne (entre 3 et 10 cm). Le verre est intact, les échardes de verre ne sont pas coalescées mais elles sont légèrement aplaties et marquent la foliation (PIG-00-28, PIG-10-59, PIG-11-52 à Cotahuasi). Cependant, un autre échantillon du faciès soudé est totalement dévitrifié. Ce faciès contient 10-20 % de cristaux et l'assemblage minéralogique est similaire à celui du faciès ponceux (feldspaths alcalins et plagioclases, biotites, magnétites, de très rares pyroxènes). Ce faciès contient 2-3% de lithiques d'assez petite taille (1-3 cm). Les oxydes de Fe-Ti sont présents en petite quantité sous forme de magnétites.

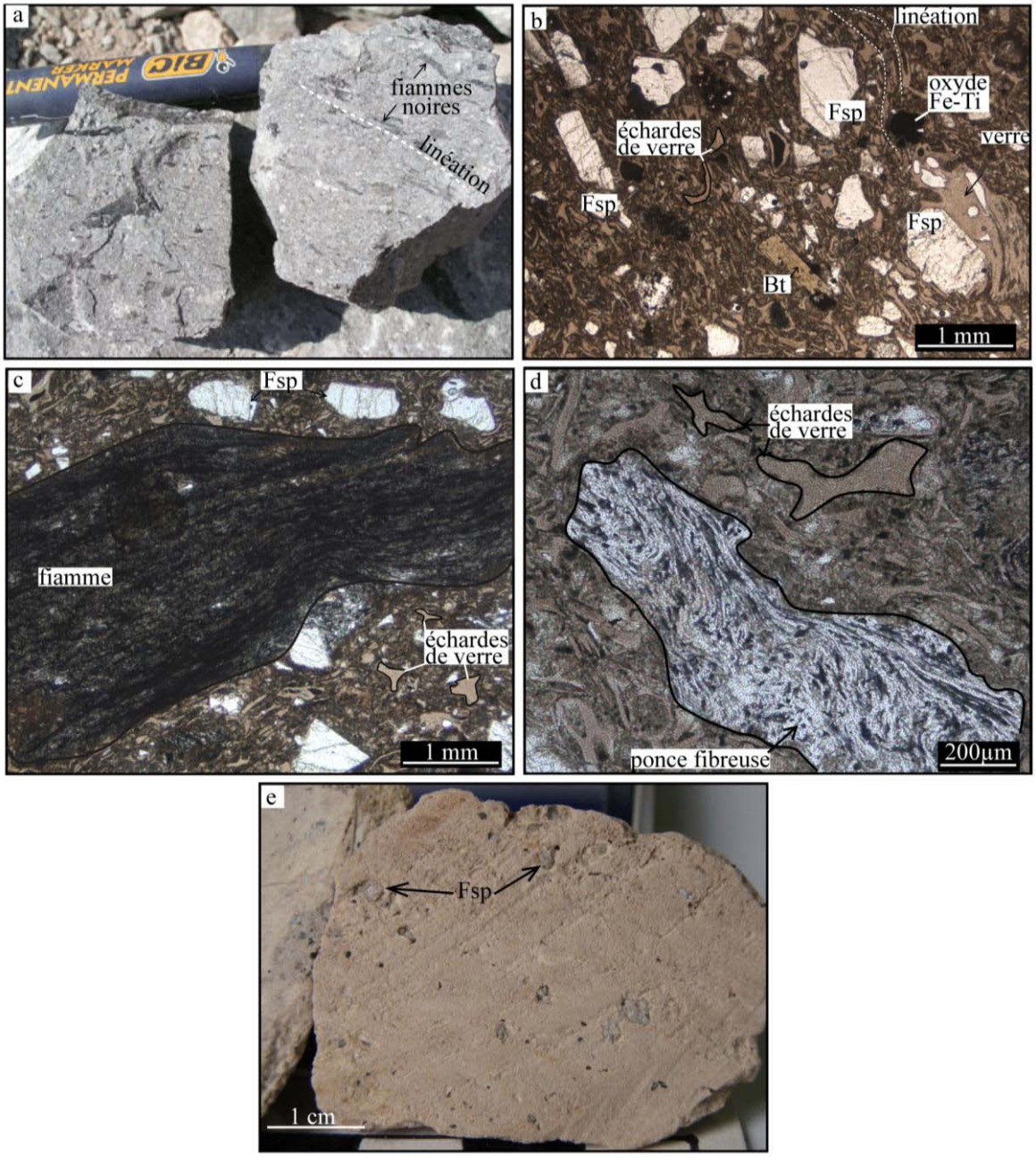


Figure 5.29. a) b) c) d) faciès soudé à fiammes noires et ponces fibreuses. Les échardes de verre sont légèrement aplaties, allongées par endroits selon la foliation. Les feldspaths sont cassés fracturés (PIG-00-28, PIG-10-52, PIG-11-52). e) ponce fibro-moussue à moussue, à cristaux de feldspaths (OCO-05-12). Photos c) et d) prises par E. Cubukçu (Ankara).

III.1.5. L'unité Sencca supérieure

L'ignimbrite Sencca supérieure présente deux faciès distincts comme l'illustre la planche de photos de la figure 5.30. Le premier faciès, caractéristique de la partie supérieure du dépôt, est induré à peine soudé (degré de soudure II-III). Il présente l'aspect caractéristique de type « sillar », avec une couleur rose saumon assez constante entre les affleurements. Le second faciès se situe plutôt à la base du dépôt ; il est assez soudé (degré IV-V) et de couleur gris-violacé.

Dans le premier faciès induré (ex. PIG-08-07), la matrice est très cendreuse et les échardes de verre ne sont ni coalescées ni déformées. Les ponces fibreuses, très légèrement aplaties, sont abondantes (15-20 %) et ont des tailles allant de 5 mm à 4 cm. Elles contiennent de nombreux cristaux de magnétite et de biotite. Les cristaux libres représentent 10% du volume et l'assemblage minéralogique de ce faciès comprend des plagioclases (parfois zonés), feldspaths alcalins, biotite, magnétite, un peu d'amphibole, de zircon et d'ilménite. Le quartz est très rare ou absent, les cristaux de feldspaths sont systématiquement cassés. Le minéral magnétique dominant est la magnétite, en cristaux arrondis homogènes d'environ 100 µm, dans les ponces et dans la matrice. Quelques cristaux aplatis d'ilménite de plus petite taille sont également présents. Les éléments lithiques assez abondants (3-5 %) ont une taille moyenne de 1 cm. Ils sont de nature basaltique ou andésitique pour la plupart, avec de nombreux phénocristaux de plagioclase et clinopyroxène. Dans les échantillons types, les fragments de verre et les ponces sont parfaitement vitreux, sans aucune trace de dévitrification. Cependant, certains échantillons (ex. PIG-08-16) montrent un début de dévitrification du verre, peut-être lié à l'altération en phase vapeur responsable de la morphologie « sillar ».

Dans le second faciès soudé (ex. PIG-08-25), la matrice est presque totalement recristallisée, de même que les ponces qui sont aplaties et déformées en fiammes. Ces ponces ou fiammes représentent entre 10 et 15 % du faciès et sont de couleur blanc-gris. Les fragments constitutifs de la matrice sont fortement déformés et entourent les fragments de cristaux, donnant un aspect fluidal à la roche. La minéralogie est identique à celle des échantillons de l'autre faciès, à l'exception des biotites qui sont légèrement déstabilisées. Les lithiques, dont la taille varie entre 3 et 8 mm, sont présents en petite quantité, entre 3 et 8 %.

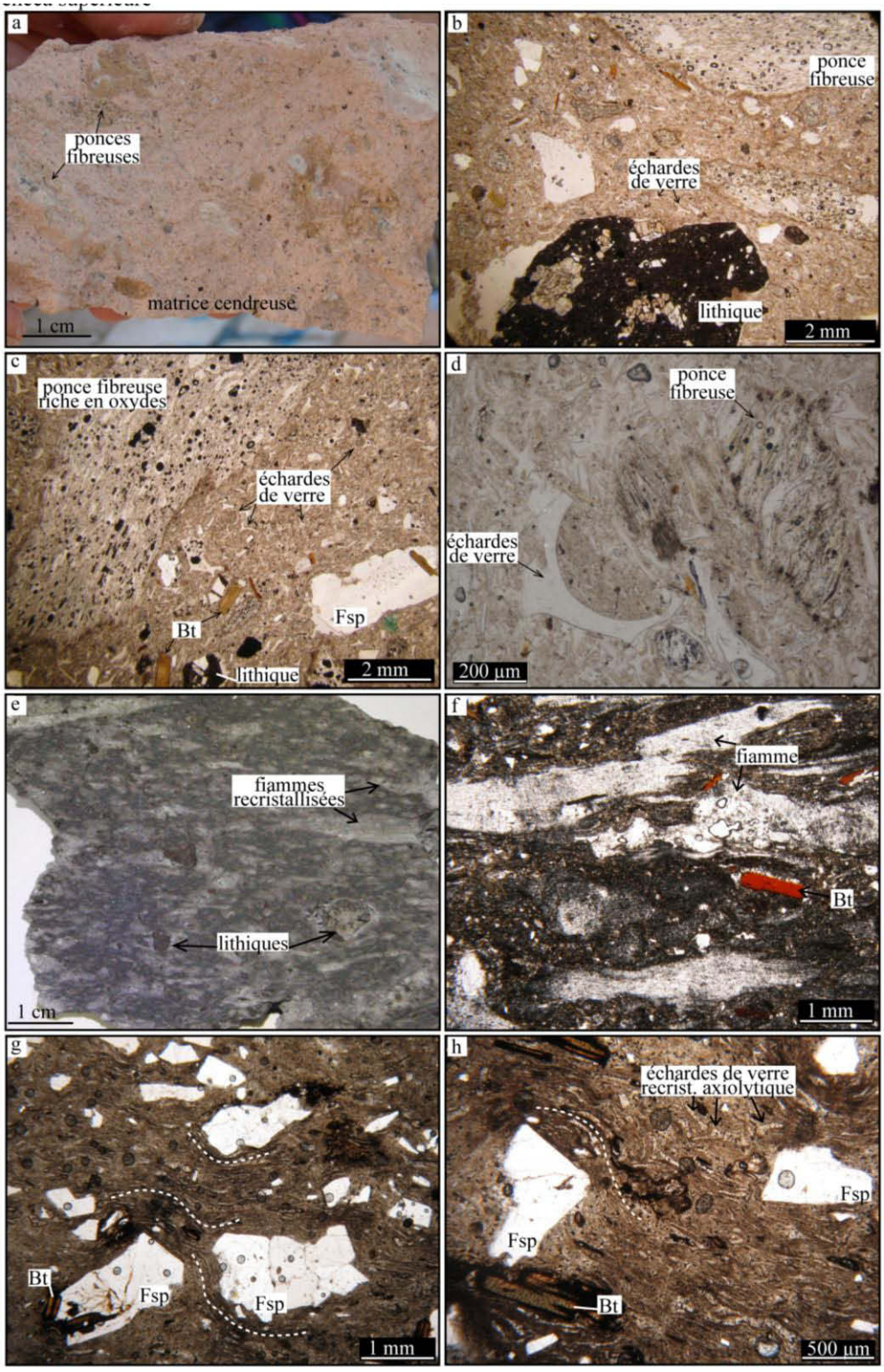


Figure 5.30. a) Faciès peu soudé de type « sillar » de couleur rose saumon à matrice cendreuse et ponces fibreuses. b) c) d) faciès du « sillar » : la matrice cendreuse contient des échardes de verre non déformées, ni dévitrifiées, des ponces fibreuses riches en oxydes Fe-Ti, des biotites à l'équilibre et de gros lithiques (PIG-08-04, PIG-08-07). e) f) faciès soudé grisâtre à fiammes blanches recristallisées et quelques lithiques. Les biotites sont orientées selon la linéation (PIG-08-02, PIG-10-32B). g) h) faciès soudé : les biotites ont d'importantes couronnes oxydées de déstabilisation, les échardes de verre sont aplaties, recristallisées, marquent la linéation et moulent les cristaux. Les cristaux de feldspaths sont fracturés (PIG-08-27).

III.1.6. L'unité Las Lomas

L'ignimbrite Las Lomas est un dépôt cendreux beige à rougeâtre, riche en ponces, en petits lithiques et en fragments d'obsidienne, dont le degré de soudure est de I à II (voir la figure 5.31). Les ponces qu'elle contient ont une texture fibro-moussue. Ces ponces étudiées au microscope (p.ex. PIG-10-48) sont plutôt pauvres en cristaux (entre 1 et 3 %) et elles sont légèrement vésiculées. L'assemblage minéralogique est le suivant : plagioclases, feldspaths alcalins, biotites et amphiboles, oxydes ferrotitanés, surtout de la magnétite (atteignant 400 µm). Les cristaux assez cassés sont de petite taille et peuvent atteindre 1 mm. Quelques rares et petits lithiques andésitiques à pyroxène sont observés (1 mm). Les plagioclases sont zonés. La matrice plutôt bien préservée a une teinte noirâtre en lumière naturelle, que l'on suppose être de l'oxydation. Un autre échantillon (PIG-08-34) de cette même ignimbrite est entièrement dévitrifié et de degré de soudure légèrement supérieur (II-III). De gros lithiques (pluricentimétriques) probablement juvéniles, de nature rhyo-dacitique sont observés dans le dépôt (cf figure 5.31 c et d).

III.1.7. L'unité Capilla

L'ignimbrite Capilla n'a été que peu échantillonnée, seul un échantillon (PIG-08-39, sur la figure 5.31) nous permet d'en faire une description pétrographique. Ce faciès est décrit comme brun et assez soudé sur le terrain (degré III-IV), et il s'avère être entièrement dévitrifié à l'échelle microscopique. Il contient environ 8 % de cristaux assez cassés, avec dans l'ordre d'abondance, des feldspaths plagioclases et alcalins, des biotites, amphiboles et quelques magnétites.

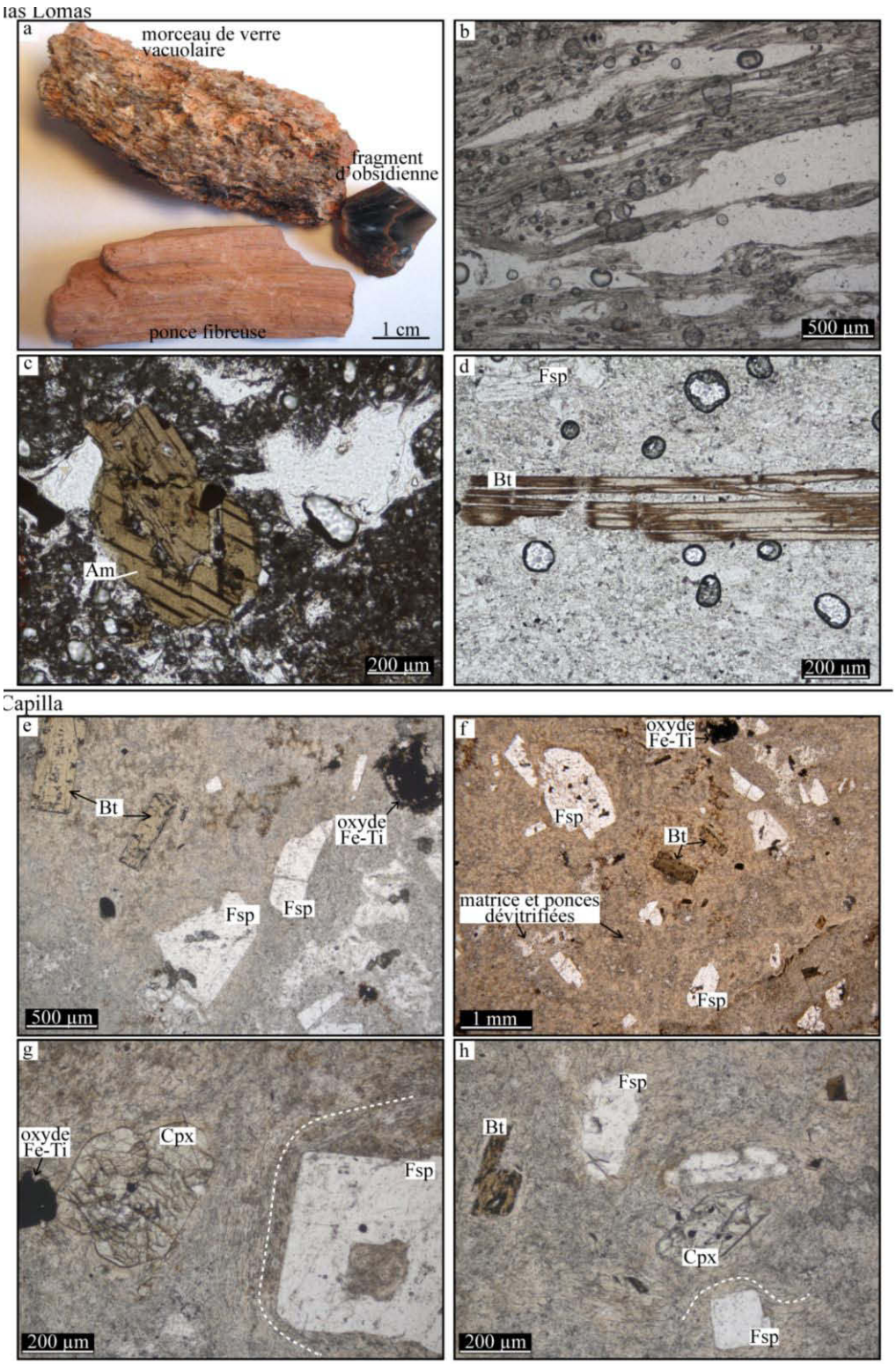


Figure 5.31.
Las Lomas. a) b) faciès meuble contenant des morceaux de verre, d'obsidienne et des ponces fibreuses aphyriques rougeâtres (PIG-08-34). c) d) faciès des éléments lithique supposés juvéniles rhyo-dacitiques à biotites et amphiboles (PIG-08-34). Clichés c) d) pris par E.Cubukçu.

Capilla. e) f) faciès très dévitrifié à feldspaths, biotites et oxydes de Fe-Ti (PIG-08-39).
g) h) détails de la texture : les échardes de verre moulent les cristaux, clinopyroxènes (PIG-08-39).

III.1.8. Les oxydes ferrotitanés

Les oxydes ferromagnésiens présents dans les unités ignimbritiques sont des magnétites et des ilménites. Toutes les unités contiennent les deux types d'oxydes. Cependant le seul échantillon étudié de l'unité Alpabamba ne contenait pas de magnétite. Les magnétites présentent souvent des figures d'exsolution diphasées, surtout dans l'unité Huaylillas dans laquelle les magnétites sont subautomorphes (figure 5.32 a) et b) en lumière réfléchie). Les amphiboles et biotites des faciès fortement dévitrifiés présentent systématiquement des couronnes de déstabilisation formées de nombreux petits cristaux de magnétites et ilménites (figure 5.32 c) et d) amphibole en lumière réfléchie et e) et f) amphibole et biotite déstabilisées en lumière naturelle).

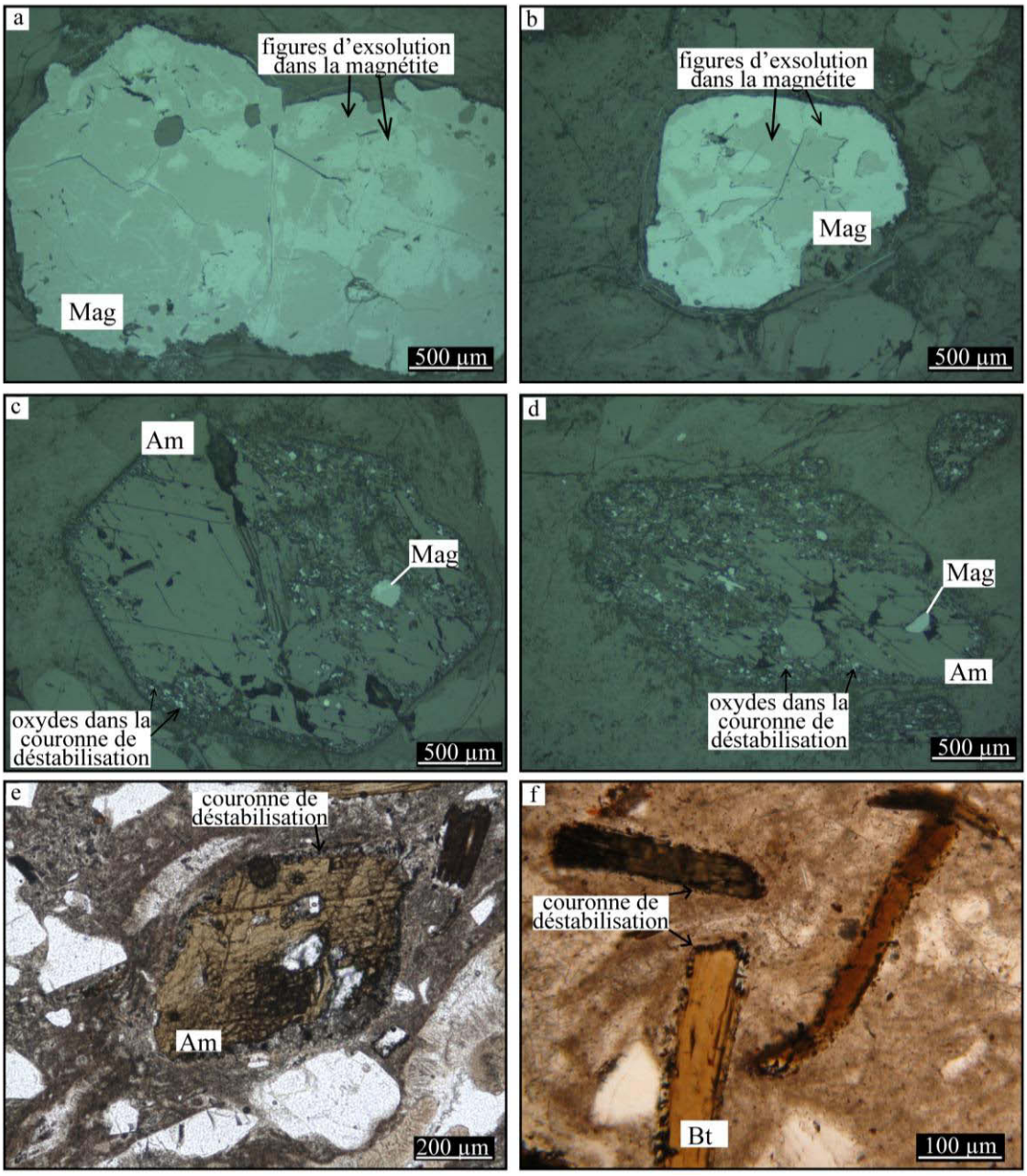


Figure 5.32.
a) b) figures d'exsolution diphasées dans les cristaux de magnétite (PIG-08-15) en lumière réfléchie.
b) c) couronnes de déstabilisation des amphiboles contenant de nombreux petits cristaux de magnétite (PIG-08-15) en lumière réfléchie.
e) couronne de déstabilisation d'une amphibole en lumière naturelle transmise (PIG-11-33C, cliché pris par E. Cubukçu).
f) couronne de déstabilisation d'une biotite, formée de nombreux petits cristaux de magnétite, et d'ilménite, vue en lumière naturelle transmise (PIG-08-05).

III.2. Analyses chimiques

III.2.1. Diversité de composition

Les laves et les ignimbrites de la région des rios OCM forment une série calco-alcaline potassique. Leurs compositions chimiques en éléments majeurs (voir annexe D) permettent de les classer dans les champs des andésites basaltiques jusqu'aux rhyolites comme l'indique le diagramme TAS (Figures 5.33 et 5.34, Le Bas et al., 1986).

Les analyses géochimiques en éléments majeurs ont été réalisées sur les laves, sur les ponces des ignimbrites, ainsi que sur les roches totales lorsque les ignimbrites étaient trop soudées pour en extraire les ponces (par exemple pour les échantillons de Caraveli). La série des laves comprend celles du groupe Barroso (inférieur à supérieur) ainsi que les produits des cônes monogéniques et de l'arc pléistocène. Elle présente des compostions qui s'étendent des trachy-andésites basaltiques, andésites basaltiques (Barroso inférieur) à des trachytes – trachy-dacites (produits de l'arc pléistocène, volcanisme du Sara-Sara et du Solimana). Les ignimbrites et les ponces des dépôts pyroclastiques ont des compositions rhyolitiques, elles correspondent donc aux termes les plus différenciés de la série. Les ignimbrites les plus récentes des groupes Sencca et de l'unité Las Lomas sont les plus riches en éléments alcalins (environ 9 % en poids d'oxydes) mais globalement les compositions en alcalins ne permettent pas de discriminer chaque groupe ou unité ignimbritique.

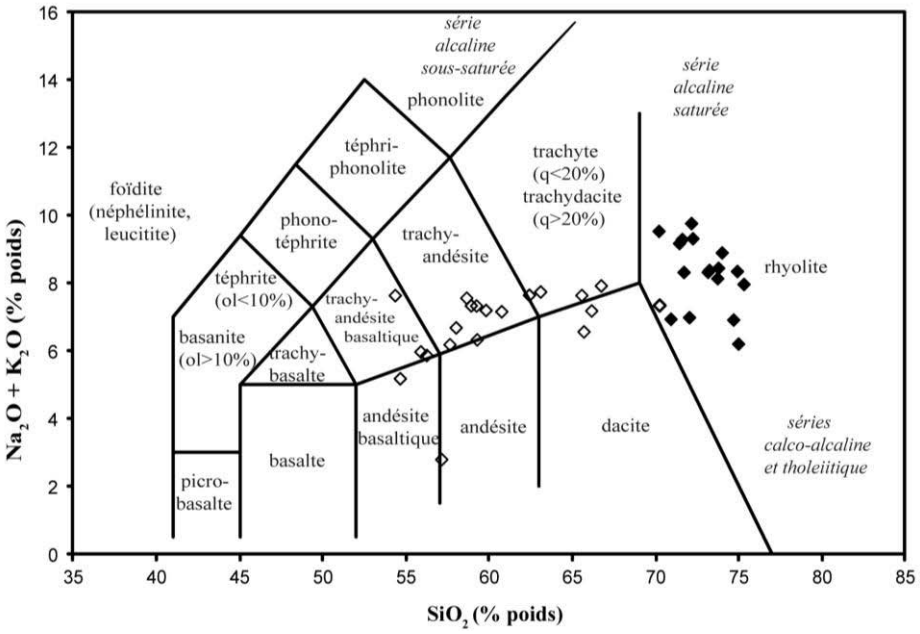


Figure 5.33. Diagramme des teneurs en éléments alcalins en fonction de la silice (figurés vides) et des ignimbrites (figurés pleins) de la région des canyons OCM.

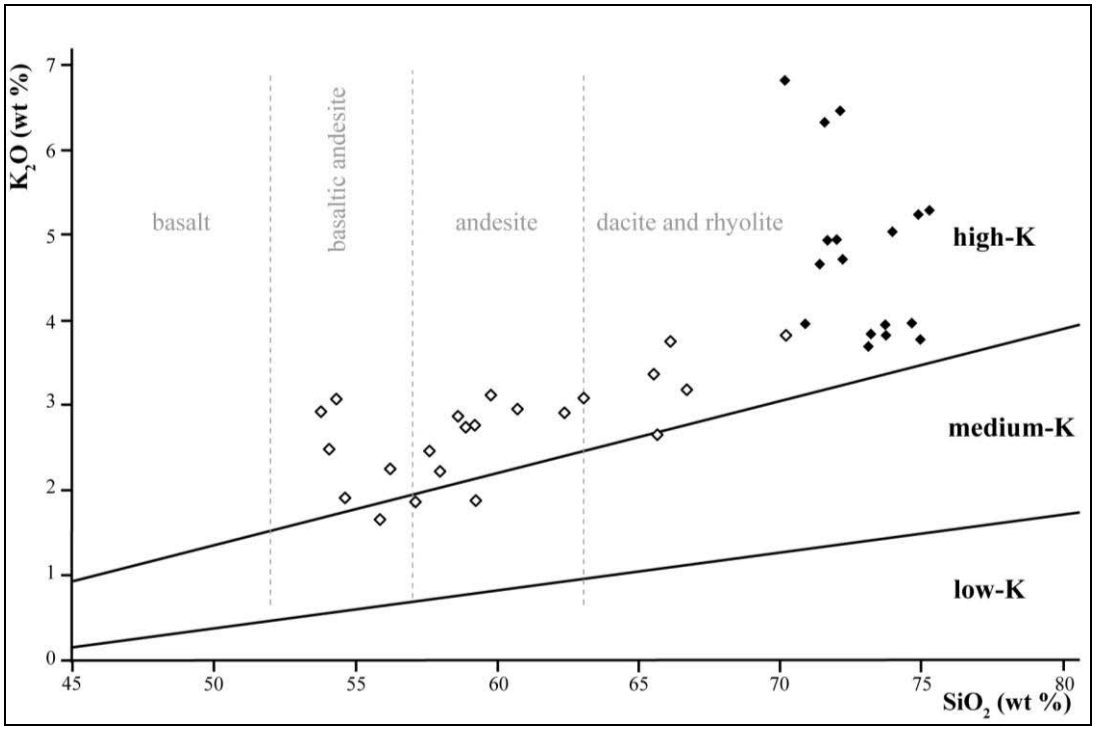


Figure 5.34. Classification des séries basalto-rhyolitiques selon leur teneur en K, elles sont dites plus ou moins riches en potassium, mais elles ne sont pas « potassiques » pour autant. La totalité des ignimbrites (losanges pleins) forme une série de rhyolites riches en K. La série des laves (figuré de losanges vides) s'étend des andésites basaltiques à des rhyo-dacites moyennement riches en K à riches en K. Diagramme modifié d'après Peccerillo et Taylor (1976).

Le diagramme discriminant de Harker comparant Fe_2O_3 vs SiO_2 (Figure 5.35) est celui qui permet de mieux distinguer les différentes ignimbrites et produits pyroclastiques de la région OCM. Les différentes nappes ignimbritiques ne se regroupent pas vraiment selon des compositions spécifiques à chacune. Cependant, on peut noter que la majorité des échantillons du groupe Sencca (inférieure et supérieure) est regroupée autour des valeurs de SiO_2 entre 71,8-72,0 % et entre 1,5-2,0 % de Fe_2O_3. Les deux échantillons appartenant à Alpabamba sont plus différenciés. De plus, les produits pyroclastiques issus du volcanisme de l'arc pléistocène sont significativement plus riches en Fe_2O_3 et moins riches en SiO_2, que l'ensemble des ignimbrites rhyolitiques. Ce diagramme a permis de préciser l'attribution des pyroclastites d'un affleurement, initialement identifié comme correspondant aux ignimbrites de Huaylillas ou d'Alpabamba, dont la composition est beaucoup moins riche en silice et beaucoup plus riche en fer, qui représentent en fait probablement un dépôt pyroclastique quaternaire.

Ce type de diagramme pourrait être utilisé pour confirmer l'attribution d'un affleurement à une unité donnée, mais le nombre d'analyses n'est pas suffisant pour définir avec précision la composition chimique « type » pour chaque unité.

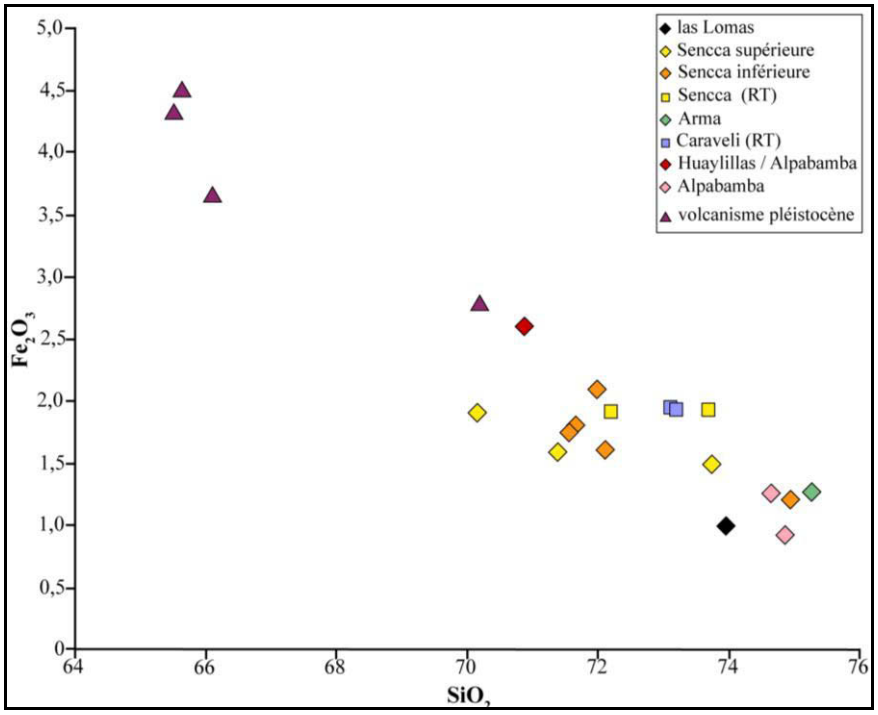


Figure 5.35. Teneurs en $Fe2O_3$ en fonction de la silice des différents événements ignimbritiques. Les analyses ont été réalisées sur les ponces et sur le matériel juvénile, sauf pour les échantillons notés (RT), pour lesquels les analyses ont été faites sur roche totale. Les échantillons provenant de dépôts de coulées de ponces associées à l'activité volcanique des Nevados Sara Sara et Solimana sont désignés ici sous le terme de « volcanisme pléistocène ».

III.2.2. Eléments traces

Les spectres d'éléments traces des ponces et ignimbrites normalisés aux N-MORB présentent des formes très homogènes et montrent un appauvrissement en éléments compatibles, alors qu'ils sont tous enrichis en éléments incompatibles (Figure 5.36). Cette allure décroissante des courbes en allant vers les éléments les plus compatibles est caractéristique des zones orogéniques. Ces spectres montrent tous un fort enrichissement en LILE (Large Ion Lithophile Elements, Cs, Rb, Ba), par rapport aux HFSE (High Field Strength Elements, Nb et Ta, Zr et Hf). Ces tendances d'enrichissement en LILE et appauvrissement relatif en HFSE sont propres aux magmas des zones de subduction, et sont la signature des fluides issus de la plaque en subduction (McCulloch et Gamble, 1991 ; Davidson et al., 1991 ; Smith et Leeman, 1993 ; Vatin-Pérignon et al., 1996).

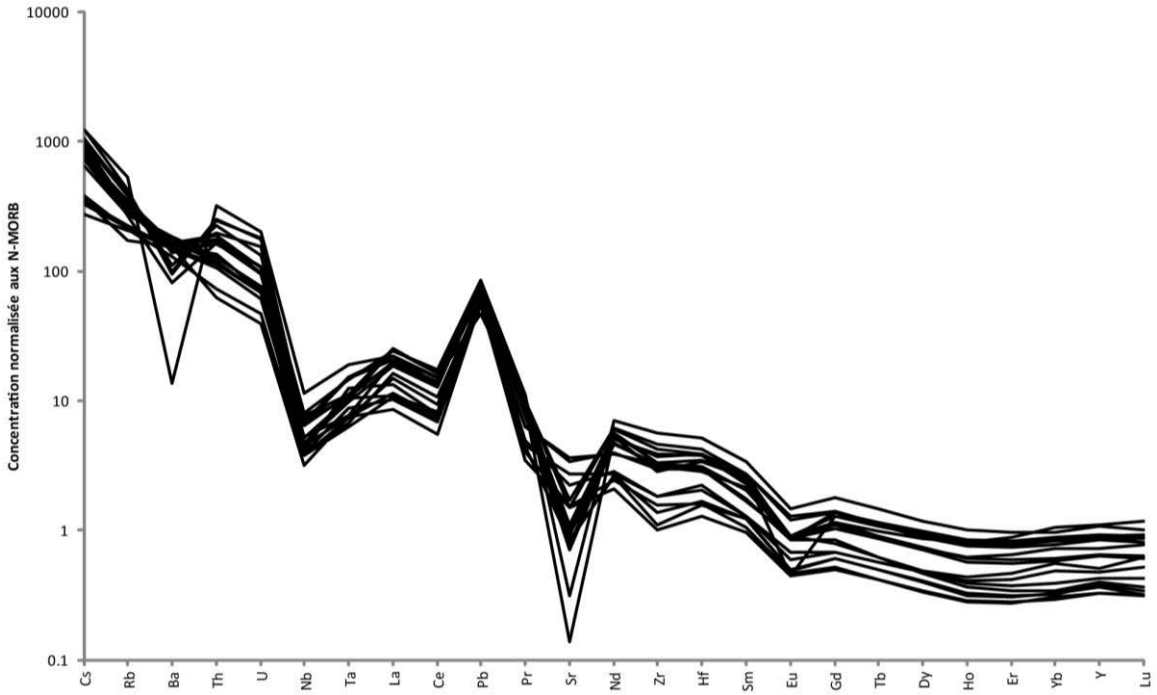


Figure 5.36. Spectres des compositions en éléments traces des ignimbrites. Les concentrations ont été normalisées aux N-MORB (Sun et MacDonough, 1989).

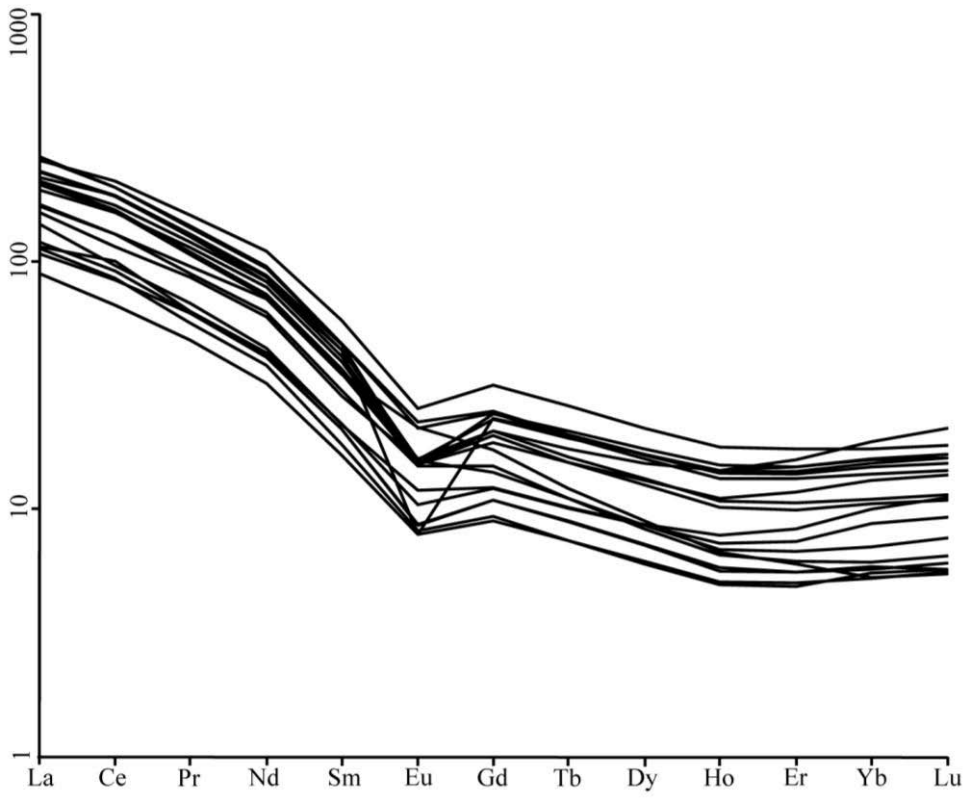


Figure 5.37. Diagramme d'abondance des Terres Rares (REE) dans les ignimbrites. Les concentrations ont été normalisées à la chondrite C1 (Sun et MacDonough, 1989).

L'anomalie négative en Sr caractérise quant à elle les magmas d'arc (Pearce, 1983) et témoigne du fractionnement du plagioclase au cours de la différenciation. Il en est de même pour l'anomalie négative en Eu qui lui est généralement associée, ainsi que pour l'anomalie positive en Pb.

Le profil général du spectre des Terres Rares des ignimbrites étudiées est similaire à celui des magmas calco-alcalins riches en K_2O des marges continentales actives (Figure 5.37). En effet, il est enrichi en Terres Rares légères (LREE) par rapport aux Terres Rares lourdes (HREE), ainsi, le rapport LREE/HREE est élevé. L'enrichissement en Terres Rares légères et en éléments incompatibles est un marqueur d'une source enrichie (le coin de manteau asthénosphérique métasomatisé, le manteau lithosphérique sous-continental ou la croûte continentale inférieure) ou bien d'une contamination crustale importante.

IV. ETUDE DES PROPRIETES PHYSIQUES

IV.1. Compaction, soudure et densité de solide

IV.1.1. Compaction et soudure

Comme indiqué dans les méthodes (chapitre 4), nous avons utilisé l'approche de Quane et Russell (2005) pour évaluer les variations verticales des degrés de compaction-soudure pour deux nappes ignimbritiques, en nous focalisant sur deux coupes sélectionnées.

Un profil étudié à Huaylillas pour l'ignimbrite éponyme (Figure 5.38) montre une variation régulière du taux de compaction depuis le sommet modérément compacté (classe III), passant en dessous à des faciès plus soudés à prismation (classe IV), puis plus bas à des faciès à ponces aplaties et fiammes (classes IV et V). A la base du profil la soudure est extrême avec une semelle vitrophyrique correspondant à la classe VI.

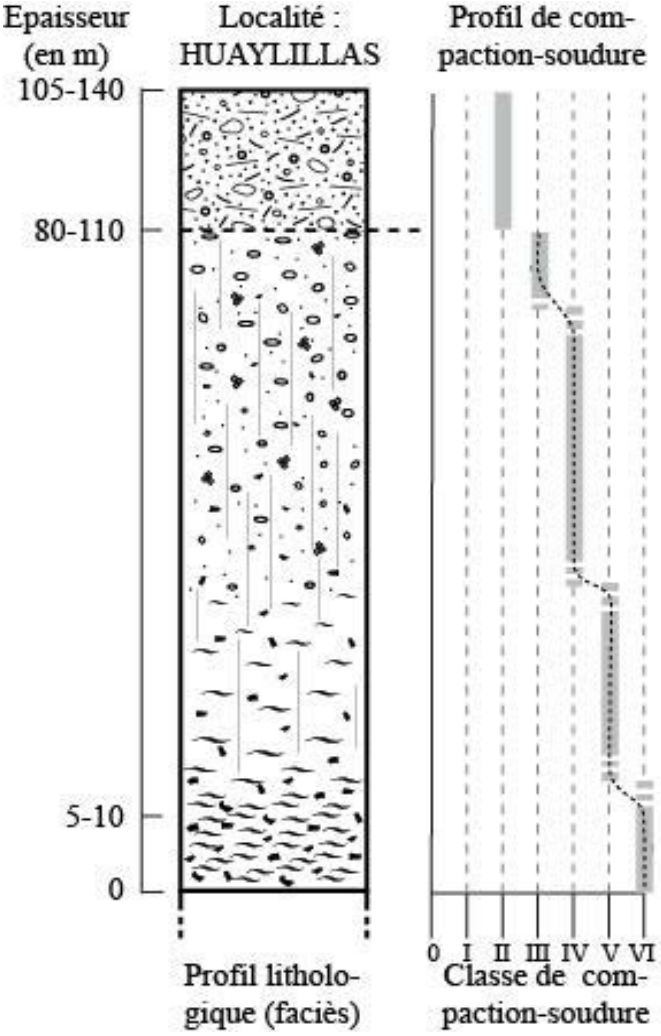


Figure 5.38.

Profil de compaction pour l'unité Huaylillas à Chuquibamba. Le degré de compaction montre une évolution simple depuis le sommet de l'unité (classe III, modérément soudé) jusqu'à la base à faciès vitrophyrique (classe VI).

Cette variation régulière traduit l'existence d'une seule unité de refroidissement, qui peut correspondre à une seule unité d'écoulement ou à plusieurs unités d'écoulement qui se seraient accumulées rapidement pour produire un profil de température simple (cf. Chapitre 3). Les coupes que nous avons observées à d'autres endroits pour des produits de Huaylillas suggèrent que ce type de profil de compaction-soudure est une constante latérale de cette nappe ignimbritique. Ce critère est donc utile pour effectuer des corrélations et pour assigner à cette nappe le statut « d'unité ignimbritique » (et non de « groupe », cf. chapitre 3).

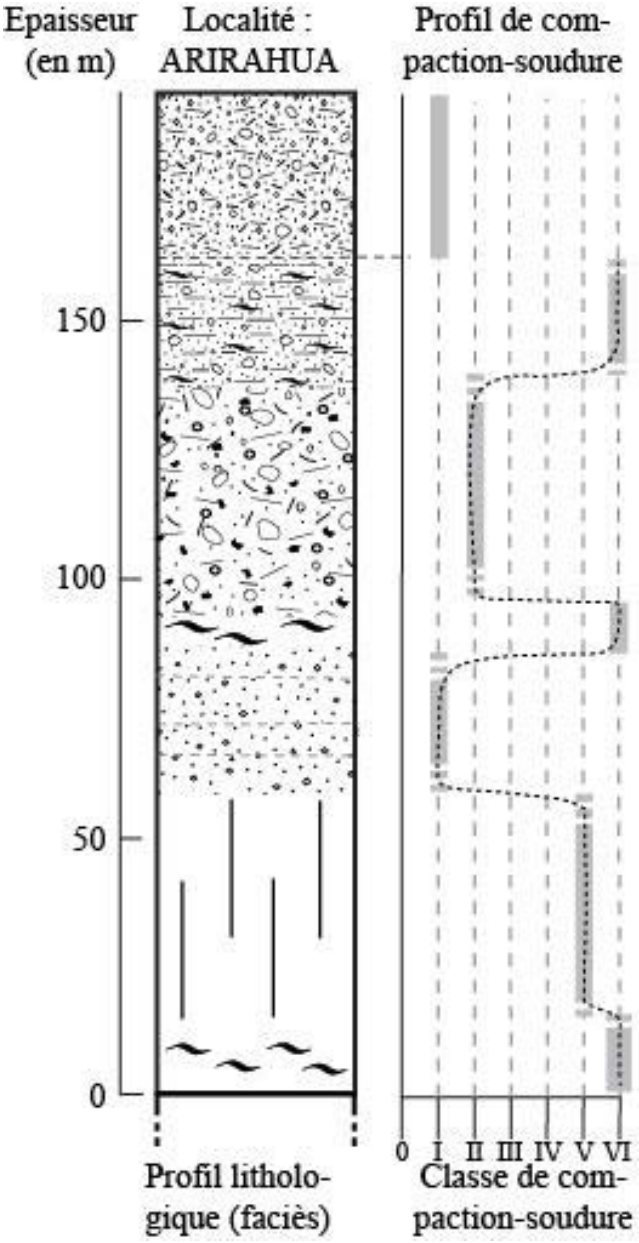


Figure 5.39.

Profil de compaction de l'unité Sencca à Arirahua (en aval du rio Arma) Le degré de compaction montre une évolution complexe avec plusieurs niveaux vitrophyriques (classe VI) à diverses hauteurs dans le dépôt, et un niveau fortement compacté (à prismation, proche de la base, classe V). On note que les transitions de degré de soudure d'une classe à l'autre sont très marquées.

Un autre profil est présenté sur la figure 5.39, pour les dépôts de Sencca, à la localité d'Arirahua. Dans cette section on observe une variation très irrégulière du degré de compaction-soudure, avec des transitions abruptes d'un extrême à l'autre de l'échelle de Quane et Russell (2005). On note en effet trois zones vitrophyriques (classe VI) à la base, dans la partie intermédiaire et au sommet de la section. Entre ces niveaux très soudés se trouvent des zones peu à modérément compactées (classes I et III), avec toutefois un accroissement de la soudure marqué par une prismation régulière dans la partie inférieure de la section (juste au-dessus du vitrophyre basal), où le degré de compaction-soudure atteint la classe V. Cette section suggère que l'événement de Sencca à cet endroit correspond à l'empilement de plusieurs unités d'écoulement, dont la mise en place se serait faite sur une durée suffisamment longue pour permettre le refroidissement partiel des premières unités, avant le recouvrement par de nouvelles unités à haute température. Cette hétérogénéité de température conduit à un profil de compaction-soudure irrégulier, avec plusieurs maxima. Au final, le profil complexe de compaction de Sencca suggère une durée de mise en place étendue, qui serait peut-être à mettre en perspective avec l'intervalle de temps suggéré par l'étude radiométrique (cf. plus haut dans ce chapitre). D'autre part, la complexité du profil indique que les variations latérales de faciès de compaction-soudure sont probablement difficiles à utiliser pour la recherche de la source de cette nappe ignimbrite.

Ces deux exemples apportent des informations importantes pour notre étude et illustrent l'intérêt et les limites de cette approche pour renseigner la stratigraphie interne des groupes et des unités et pour obtenir des informations sur les zones sources. En effet, ces données peuvent être utilisables à des fins de corrélation, dans le cas où les profils de compaction se répètent et peuvent se suivre latéralement. Dans cette étude, il n'a pas été possible de généraliser ce type d'analyse à d'autres affleurements, mais ces coupes constituent une base pour des recherches complémentaires dans le futur. En outre, on voit ici tout l'avantage à obtenir ce type de données pour distinguer les faciès distaux des faciès plus proximaux, notamment dans le cas des unités de refroidissement simples comme Huaylillas, pour lesquelles on doit s'attendre à observer une décroissance latérale du taux de compaction de l'amont vers l'aval. Bien entendu, des effets de sur-épaississement ou amincissement locaux peuvent compliquer ce schéma, mais la tendance générale à épaisseur connue doit être interprétable. Nous le verrons dans les applications de ces résultats, qui sont discutés au chapitre 6.

IV.1.2. Densité de solide

Un total de 34 échantillons d'ignimbrites ont été analysés par pycnométrie à eau (cf. chapitre 4) pour déterminer la densité de solide des matériaux, sur la base de 3 déterminations par site. Les résultats sont reportés dans le tableau 5.5.

Echantillon	**Unité ignimbritique**	**Densité de solide (g/cm^3)**	**Ecart type (g/cm^3)**
PIG-10-03B	Sencca sup.	**2,55**	0,02
PIG-10-09A	Sencca sup.	**2,59**	0,01
PIG-10-09B	Sencca sup.	**2,57**	0,01
PIG-10-10A(2)	Sencca sup.	**2,53**	0,01
PIG-10-10B(2)	Sencca sup.	**2,53**	0,02
PIG-10-18	Sencca sup.	**2,41**	0,01
PIG-10-19B	Sencca sup.	**2,56**	0,02
PIG-10-20	Sencca sup.	**2,43**	0,02
PIG-10-20A	Sencca sup.	**2,46**	0,03
PIG-10-20C	Sencca sup.	**2,55**	0,01
PIG-10-21A(1)	Sencca sup.	**2,52**	0,01
PIG-10-21B(2)	Sencca sup.	**2,37**	0,02
PIG-10-44B	Sencca sup.	**2,55**	0,01
PIG-10-45	Sencca sup.	**2,59**	0,02
PIG-10-32A	Sencca inf.	**2,40**	0,01
PIG-10-02A(1)	Caraveli	**2,40**	0,01
PIG-10-05	Caraveli	**2,54**	0,03
PIG-10-08(2)	Caraveli	**2,55**	0,02
PIG-10-12A	Caraveli	**2,58**	0,02
PIG-10-12B(2)	Caraveli	**2,63**	0,01
PIG-10-15(2)	Huaylillas	**2,49**	0,01
PIG-10-22(1)	Huaylillas	**2,63**	0,01
PIG-10-23	Huaylillas	**2,45**	0,01
PIG-10-26	Huaylillas	**2,58**	0,01
PIG-10-34	Huaylillas	**2,49**	0,00
PIG-10-50	Huaylillas	**2,60**	0,02
PIG-10-55	Huaylillas	**2,53**	0,02
PIG-10-58(2)	Huaylillas	**2,48**	0,01
PIG-10-54A	Alpabamba	**2,46**	0,04
PIG-10-57(2)	Alpabamba	**2,51**	0,01
PIG-10-60	Alpabamba	**2,52**	0,02
PIG-10-07	Nazca (?)	**2,42**	0,01
PIG-10-11A(2)	Nazca	**2,31**	0,00
PIG-10-14	Nazca (?)	**2,33**	0,01

Tableau 5.5. Résultats des densités de solide pour les échantillons décrits au chapitre 4 (Tableau 4. 5 p. 34-36). Le nombre de mesures effectuées pour calculer l'écart type est de 3 dans tous les cas.

On constate que la majorité des nappes ignimbritiques montre des gammes de variations importantes (de l'ordre de 5 à 13 %), qui s'expliquent par une origine complexe de la densité de solide. La plupart des unités montrent des valeurs entre 2,30 et 2,45 g/cm^3 (Figure 5.39), qui correspondent typiquement à la densité de solide d'un verre de composition rhyolitique (Clark, 1966). Cependant, de nombreux échantillons montrent des valeurs particulièrement élevées supérieures à 2,45 g/cm^3, jusqu'à 2,63 g/cm^3 (avec une incertitude d'environ 0,01 à 0,02 g/cm^3) pour presque toutes les unités (Figure 5.40). Ces valeurs élevées peuvent s'expliquer de deux façons. Une première explication consiste à invoquer la présence de xénoclastes de matériel plus dense dans les échantillons (fragments d'andésites notamment). Toutefois, l'examen des échantillons n'a pas révélé la présence de xénoclastes en proportions significatives. Une deuxième explication peut provenir de la recristallisation post-soudure de certains faciès (cf. chapitre 3), se traduisant par des changements de phases, depuis le verre initialement dominant de la matrice des ignimbrites, vers des minéraux de densités plus élevées, comme les feldspaths néoformés ou les oxydes secondaires (cf. observations pétrologiques précédentes). Une combinaison des deux hypothèses est possible pour certains échantillons.

Au final, ces résultats de densités de solide montrent qu'ils sont difficilement utilisables à des fins de stratigraphie et de corrélation dans la succession ignimbritique OCM. Cependant, ils offrent une approche intéressante pour qualifier les degrés de soudure dans la gamme des fortes soudures, puisque la recristallisation affecte significativement la densité de solide.

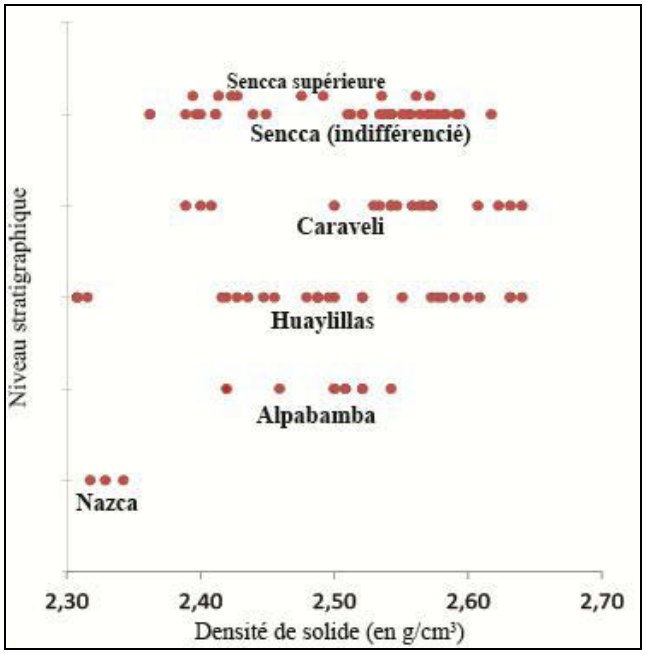


Figure 5.40.

Densité de solide des échantillons pour les unités d'OCM classées par ordre stratigraphique. On observe une forte dispersion des valeurs pour toutes les unités, ce qui traduit une origine complexe de la densité de solide.

IV.2. Propriétés magnétiques

IV.2.1. Examen des données magnétiques

a) Résultats des mesures de susceptibilité magnétique

Les valeurs des susceptibilités relatives déterminées pour les trois axes principaux de l'ellipsoïde d'ASM sont reportées dans le tableau 5.6. Les paramètres élémentaires de description de la fabrique, comme la foliation F, la linéation L et le degré d'anisotropie P sont également indiqués. Le tableau 5.7 rassemble les valeurs de susceptibilité globale moyenne (ainsi que la déviation standard sur l'ensemble de la population analysée pour chaque site), et fournit les valeurs des paramètres magnétiques utilisés dans la littérature (Flinn, degré corrigé d'anisotropie P' ; paramètre de forme T ; paramètre angulaire V de Graham ; cf. Chapitre 4).

Site PIG-11-	**Unité supposée**	***N***	**Kmax**	**Kint**	**Kmin**	**Foliation** Kmax/Kmin **F**	**linéation** Kmax/Kint **L**	**Degré d'anisotropie P**
03	Caraveli	9	1,0097	0,9955	0,9948	1,0007	1,0142	1,0150
11	Caraveli	8	1,0083	1,0043	0,9875	1,0170	1,0040	1,0211
14	Sencca >	11	1,0156	1,0086	0,9759	1,0335	1,0070	1,0407
16	Caraveli	12	1,0154	1,0076	0,9772	1,0312	1,0077	1,0391
20	Sencca	9	1,0174	1,0091	0,9735	1,0366	1,0082	1,0451
25	Sencca ?	6	1,0175	1,0122	0,9705	1,0429	1,0053	1,0484
30	Huaylillas	7	1,0146	1,0139	0,9718	1,0433	1,0007	1,0440
31	Huaylillas	11	1,0070	1,0022	0,9908	1,0115	1,0047	1,0163
35	Huaylillas	11	1,0029	1,0023	0,9948	1,0075	1,0006	1,0081
36	Huaylillas	7	1,0185	1,0083	0,9734	1,0359	1,0101	1,0463
39	Alpabamba	7	1,0065	1,0023	0,9912	1,0112	1,0042	1,0155
42	Sencca >	4	1,0082	1,0024	0,9895	1,0131	1,0058	1,0189
48	Huaylillas	9	1,0101	1,0072	0,9828	1,0248	1,0029	1,0278
59	Huaylillas	9	1,0157	1,0061	0,9784	1,0284	1,0095	1,0381
61	Sencca <	9	1,0159	1,0112	0,9729	1,0393	1,0047	1,0442
63	Alpabamba	6	1,0283	1,0189	0,9530	1,0691	1,0093	1,0790
65	Alpabamba	7	1,0301	0,9959	0,9742	1,0223	1,0343	1,0574

Tableau 5.6. Résultats des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique pour les 17 sites étudiés et valeurs des paramètres simples de description de la fabrique (F, L, P). *N* est le nombre de spécimens par site.

Site PIG-11-	Unité supposée	Susceptibilité volumique x 10^{-3} SI	Déviation Standard x 10^{-3} SI	Paramètre de Flinn q	Degré d'aniso-tropie corrigé P'	Paramètre de forme T	Paramètre angulaire V
03	Caraveli	48,796	2,636	14,0000	-0,8994	1,0169	12,88
11	Caraveli	23,143	1,858	0,2353	1,0224	0,6129	63,81
14	Sencca sup	52,627	3,011	0,2121	1,0436	0,6497	65,04
16	Caraveli	65,978	3,328	0,2581	1,0414	0,5995	63,18
20	Sencca	46,320	5,447	0,2162	1,0480	0,6291	64,25
25	Sencca ?	74,353	33,563	0,1163	1,0532	0,7758	70,22
30	Huaylillas	148,786	21,685	0,0233	1,0506	0,9693	82,81
31	Huaylillas	22,612	3,044	0,4167	1,0168	0,4164	57,17
35	Huaylillas	16,933	1,316	0,1429	1,0090	0,8344	74,21
36	Huaylillas	116,229	9,020	0,2778	1,0487	0,5571	61,66
39	Alpabamba	62,994	4,868	0,3636	1,0160	0,4572	58,51
42	Sencca sup	43,988	3,505	0,4615	1,0194	0,3846	56,18
48	Huaylillas	125,611	13,895	0,1200	1,0306	0,7865	70,82
59	Huaylillas	125,189	5,023	0,3214	1,0397	0,4957	59,62
61	Sencca inf	88,028	5,930	0,1282	1,0486	0,7835	70,61
63	Alpabamba	103,190	50,549	0,1304	0,7566	1,0866	69,22
65	Alpabamba	66,881	11,424	1,5455	1,0578	-0,2095	38,56

Tableau 5.7. Résultats des mesures de susceptibilité magnétique pour les 17 sites étudiés, et valeurs des paramètres de description de la fabrique (Flinn, P', T et V).

L'étude a permis d'obtenir 142 mesures de susceptibilité volumique globale, avec des valeurs qui varient sur un ordre de grandeur, entre 15 et 180 x 10^{-3} SI. La susceptibilité moyenne pour l'ensemble des spécimens est proche de 70 x 10^{-3} SI (les données magnétiques obtenues individuellement pour chaque spécimen sont compilées dans l'annexe E à la fin de ce mémoire). Dans le détail, les susceptibilités se répartissent statistiquement selon une distribution à tendance unimodale, grossièrement centrée sur la moyenne vers 70 x 10^{-3} SI, avec toutefois des valeurs plus faibles que la moyenne (gamme 10 à 70 x 10^{-3} SI) mieux représentées que les valeurs plus élevées. L'analyse de la susceptibilité volumique par événement ignimbritique montre qu'il n'est guère possible de les distinguer sur la base de ce paramètre. On note toutefois que Caraveli montre des valeurs plutôt faibles (Kmoy = de 49 x 10^{-3} ± 18 x 10^{-3} SI) par rapport aux autres unités (e.g. Alpabamba, Kmoy = 76 x 10^{-3} ± 32 x 10^{-3} SI ; Huaylillas, Kmoy = 84 x 10^{-3} ± 56 x 10^{-3} SI).

Les rapports de susceptibilités (Tableau 5.6) indiquent que les anisotropies totales (paramètre P) varient de moins de 1% à près de 8% (site PIG-11-63) avec une moyenne à 3,6 %. Les linéations L sont très faibles, moins de 1 % à deux exceptions près (L moyen de

0,78%) mais les foliations F sont nettement plus marquées (F moyen de 2,75%), généralement dans la gamme 1,0-4,5%, avec une valeur très élevée à 7 % (site PIG-11-63).
Une comparaison de la linéation magnétique moyenne à la susceptibilité moyenne du site ne montre aucune corrélation (Figure 5.41 (a)). En revanche, une tendance positive se dessine lorsqu'on compare la foliation F ou le degré d'anisotropie P à la susceptibilité moyenne (Figure 5.41 (b) et (c), respectivement). Cette observation, faite pour d'autres ignimbrites dans le monde, révèle une certaine dépendance de la fabrique magnétique à la quantité et à la nature du matériel susceptible dans les échantillons, et conduit à s'interroger sur la nature des minéraux magnétiques dans ces roches.

b) Minéralogie magnétique

Etudier dans le détail l'origine du signal ASM dans nos échantillons n'est pas un objectif de ce mémoire. Néanmoins, nous disposons de quelques éléments pour avoir une idée de la minéralogie magnétique des dépôts ignimbritiques d'OCM capable de contrôler le signal ASM. L'examen des échantillons indique qu'il existe des liens entre la densité brute, le degré d'altération, et la susceptibilité volumique. D'une façon générale, à densité similaire, plus la roche est altérée, plus sa susceptibilité est basse. Des relations contraires sont observées dans d'autres unités (e.g. au Tuff de Bandelier de la caldera de Valles, USA, Ellwood et McDonald, 1991). Cette relation suggère que la susceptibilité volumique est possiblement portée, au moins en partie, par des minéraux issus des processus d'altération (donc postérieurs à la mise en place à l'état granulaire, cf. chapitre 3).

L'importance des processus secondaires dans le développement des propriétés magnétiques des produits ignimbritiques est désormais mieux connue. Outre l'ASM, les changements de phase lors de l'altération (hydrothermale lors du refroidissement, ou météorique par la suite) peuvent affecter significativement les propriétés rémanentes et impacter les déterminations paléomagnétiques (Agro et al., soumis). En effet, les observations de l'étude pétrographique (voir plus haut dans ce chapitre), indiquent que la plupart des unités sont riches en phyllosilicates (essentiellement la biotite de comportement paramagnétique) et en grains opaques ferromagnétiques.

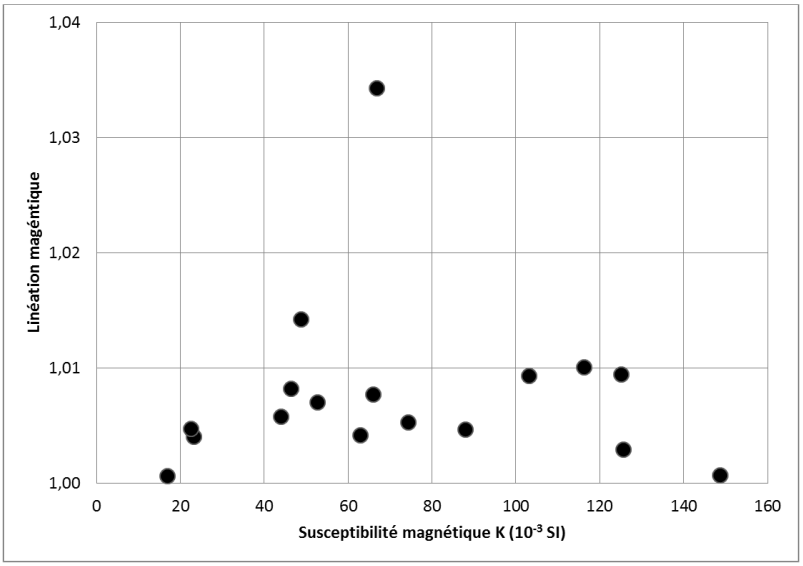
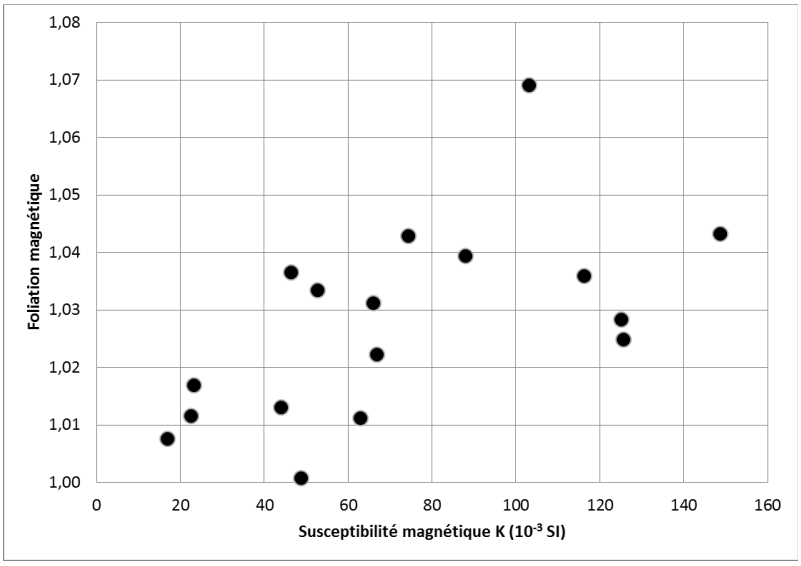
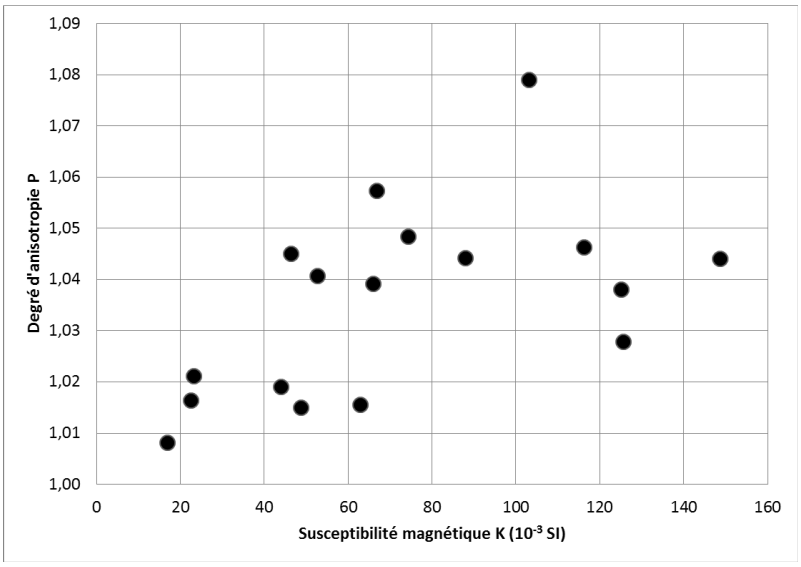


Figure 5.41.

(a) Linéation magnétique en fonction de la susceptibilité moyenne.



(b) Foliation magnétique en fonction de la susceptibilité moyenne.



(c) Degré d'anisotropie P en fonction de la susceptibilité moyenne.

La géométrie des grains opaques observée en lame mince ne montre pas d'anisotropie claire. De plus, on observe sur certaines lames des amas de grains ou des alignements de grains, susceptibles de développer des effets de distribution (Hargraves et al., 1991).
Les minéraux opaques sont abondants. Quel que soit le groupe ou l'unité ignimbritique, leur forme est typiquement irrégulière, mais des effets d'association de minéraux opaques sur les auréoles de déstabilisation des biotites, des pyroxènes et des amphiboles suggèrent que la sous-fabrique ASM d'altération « mime » probablement la fabrique primaire de ces roches (anisotropie de distribution selon Hargraves et al., 1991). Les études à la microsonde (Bréard, 2011 ; Çubukçu et al., 2012) indiquent que les opaques présents dans les ignimbrites de OCM sont de la famille des titano-magnétites (proches du pôle des magnétites) et des titano-hématites. Dans certains cas les magnétites hébergent des exsolutions d'ilménite. Bien que certaines magnétites apparaissaient sub-automorphes, les habitus d'oxydes sont généralement complexes depuis des amas de grains sub-cubiques, jusqu'aux opaques de formes très irrégulières ou en micro-amas. La taille des opaques est typiquement de l'ordre d'une dizaine à des centaines de micromètres, ce qui suggère, pour les cas où ces grains correspondent à des magnétites, que les structures multi-domaines sont dominantes. Les relations entre axes morphologiques et magnétiques de ces grains, s'ils sont de forme anisotropes, seraient donc normales (Rochette et al., 1992 ; 1998).

IV.2.2. Fabriques magnétiques

a) Caractéristiques des fabriques ASM et classification

Nous avons obtenu 17 nouveaux stéréogrammes qui s'ajoutent aux données préexistantes de Bréard (2011) pour 24 sites. Ils sont présentés à la fin de ce chapitre sur la figure 5.43 (a,b, et c), et ceux de Bréard (2011) apparaissent sur la figure 5.44. Nos 17 sites correspondent aux principales nappes ignimbritiques (Alpabamba, Huaylillas, Caraveli, Sencca inférieure et supérieure), avec un nombre de spécimens par site variant de 4 à 12, pour une moyenne de 8,3 (Tableau 5.7), ce qui a permis une caractérisation satisfaisante de la fabrique dans tous les cas. Globalement les stéréogrammes montrent une grande variabilité de la typologie d'ASM, bien que certaines constantes se retrouvent dans la plupart des diagrammes. Une majorité montre que Kmin est fortement incliné ou sub-vertical (inclinaison supérieure ou égale à 60°). Pour tous ces cas, Kmax et Kint sont distribués dans un plan proche de l'horizontale.

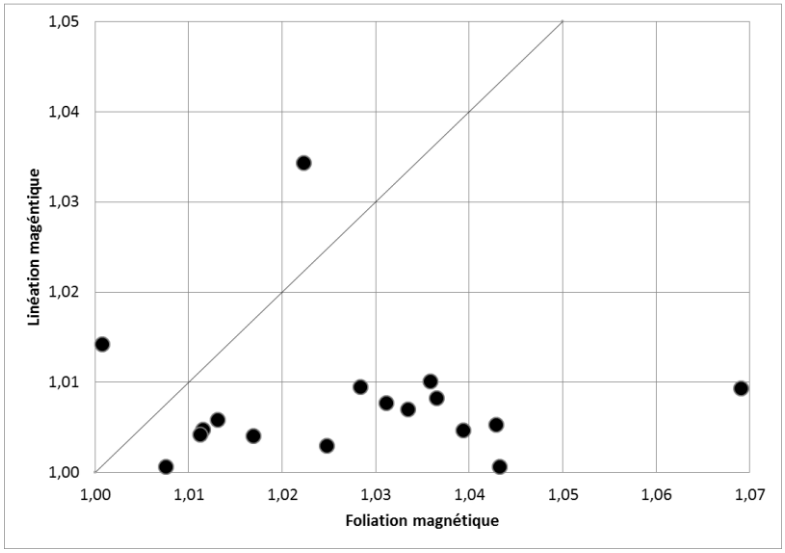
Site	Kmax		α_{95}		Kint		α_{95}		Kmin		α_{95}	
PIG-11	Dir.°	Inc.°	Max°	Min°	Dir.°	Inc.°	Max°	Min°	Dir.°	Inc.°	Max°	Min°
03	**80,8**	**57,9**	29,42	9,76	**298,8**	**22,1**	66,46	16,55	**199,0**	**11,3**	64,92	19,54
11	**13,5**	**9,8**	47,02	38,42	**284,3**	**8,4**	43,15	14,92	**158,8**	**78,5**	43,52	9,54
14	**120,2**	**11,9**	49,66	9,85	**212,7**	**12,6**	49,48	6,88	**346,8**	**72,0**	11,27	5,22
16	**344,7**	**5,1**	62,42	21,54	**256,6**	**6,4**	62,08	18,71	**85,4**	**81,2**	27,46	15,16
20	**299,1**	**6,8**	40,29	7,81	**29,3**	**1,6**	40,17	14,20	**124,3**	**82,9**	14,78	8,52
25	**47,6**	**5,7**	72,56	18,24	**315,6**	**9,7**	70,63	23,42	**159,0**	**74,7**	24,15	20,75
30	**41,1**	**27,3**	70,54	33,03	**317,3**	**7,8**	73,47	18,25	**214,1**	**57,9**	36,71	14,26
31	**76,4**	**45,9**	53,43	23,55	**315,4**	**21,5**	54,36	30,56	**216,4**	**35,6**	42,24	15,98
35	**346,2**	**8,4**	72,49	11,64	**251,9**	**3,0**	68,29	26,76	**165,8**	**81,9**	27,73	12,71
36	**138,0**	**13,8**	51,16	9,80	**42,5**	**24,9**	53,62	10,75	**259,2**	**55,9**	25,61	13,87
39	**28,1**	**15,5**	21,19	8,56	**293,4**	**15,3**	21,81	11,25	**161,5**	**67,5**	13,76	6,38
42	**46,1**	**11,6**	60,46	12,52	**311,3**	**15,2**	60,15	25,12	**174,0**	**71,9**	26,07	11,73
48	**232,8**	**3,3**	48,42	5,65	**142,4**	**3,8**	48,70	7,82	**11,9**	**84,8**	9,63	3,28
59	**311,1**	**19,2**	51,41	24,37	**53,1**	**24,5**	51,00	30,09	**190,5**	**60,0**	34,05	22,62
61	**350,7**	**4,2**	33,74	6,40	**81,1**	**6,4**	34,04	12,11	**222,9**	**81,8**	12,91	7,74
63	**318,3**	**0,1**	48,07	8,71	**48,9**	**11,0**	47,81	11,04	**219,2**	**77,6**	15,56	7,64
65	**79,6**	**57,6**	21,60	16,21	**230,8**	**29,0**	54,55	23,36	**329,0**	**12,8**	56,49	13,57

Tableau 5.8. Résultats des propriétés directionnelles de la fabrique magnétique pour les 17 sites d'étude de ce travail. Les moyennes sont calculées séparément pour chaque axe.

Pour d'autres stéréogrammes, on constate que la structure de la fabrique est globalement similaire, mais des interversions d'axes magnétiques sont observées. Par exemple, les sites 03 et 65 ont des Kmax très inclinés, alors que Kmin et Kint forment un seul plan de faible inclinaison. Pour certains stéréogrammes Kint et Kmin se répartissent sur un grand cercle fortement incliné (ex site 12 des résultats de Bréard, figure 5.44). On remarque que les propriétés magnétiques de ces cas particuliers se distinguent dans les valeurs de susceptibilités et d'anisotropies (tableaux 5.6 et 5.7), qui se traduisent par des positions inhabituelles dans les diagrammes de forme d'ellipsoïde d'ASM (cf. figure 5.42).

Les dispersions de Kmax et Kint sont également différentes selon les stéréogrammes. Dans certains cas, Kmax et Kint sont fortement regroupés autour de la moyenne et forment des essaims bien distincts dans le plan de foliation (ex : PIG-10-01 ; PIG-10-04 ; PIG-10-06 ; PIG-11-39 etc.). Dans d'autres cas, les Kmax et Kint ont tendance à se mélanger dans le

plan de foliation. On note aussi que certains spécimens montrent une fabrique coaxiale de la fabrique générale à l'échelle du site, mais les axes magnétiques semblent intervertis par rapport à ceux des autres spécimens du même site (ex : pour le site PIG-11-11 un seul Kmin se trouve dans le champ des Kmax et inversement). On observe que les autres stéréogrammes de fabrique sont caractérisés par une importante dispersion des axes magnétiques, notamment pour les sites où le nombre de spécimens et/ou leur anisotropie est faible (ex : PIG-11-31).



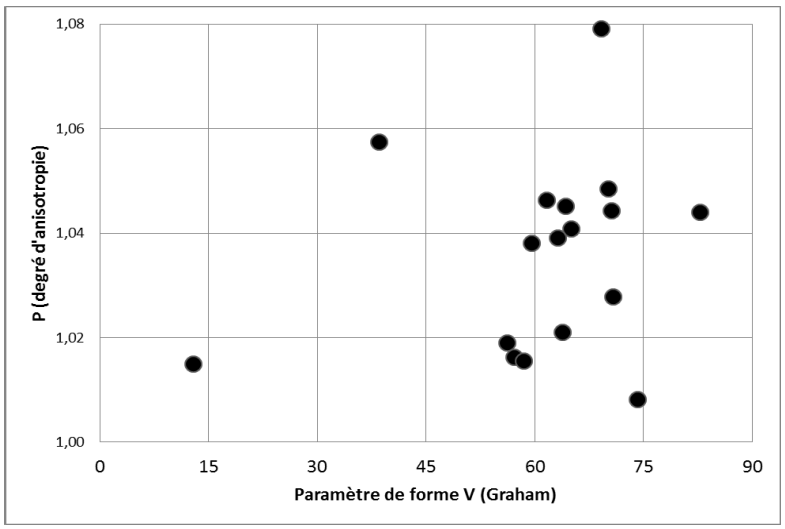


Figure 5.42.

(a) Diagramme de Flinn avec séparation (ligne diagonale) du champ des ellipsoïdes aplatis à droite et des ellipsoïdes allongés à gauche. La grande majorité des ellipsoïdes ASM sont de forme aplatie.

(b) Diagramme P (degré d'anisotropie) en fonction du paramètre angulaire V (de Graham), confirmant que 15 ellipsoïdes sur 17 sont de forme aplatie, avec V > 45°.

Comme indiqué au chapitre 4, il est possible de décrire quantitativement l'anisotropie en utilisant quelques paramètres clefs tels que P, F, L, q, T, P', V. Dans l'ensemble, une très grande majorité d'ellipsoïdes ASM (15 pour 17) se trouve dans le champ des formes aplaties (diagrammes de Flinn et P' en fonction de V, figure 5.42 a et b). Ce type d'ellipsoïde de fabrique magnétique, de forme dominante en « galette », est extrêmement courant dans les

ignimbrites, dans lesquelles les effets de compaction-soudure dominent par rapport à la linéation.

Des études antérieures ont défini des classifications des différents types de fabrique ASM des ignimbrites selon l'organisation des axes magnétiques (Knight et al., 1986 ; Seaman et al., 1991 ; McDonald et al., 1998; Palmer et McDonald, 1999). Nous les avons utilisées pour décrire nos résultats :

-*Classe 1* : elle correspond à un bon regroupement de Kmin près de la verticale ; idem pour Kmax dans le plan de foliation subhorizontal à peu incliné. Seaman et al. (1991) ont décliné une sous-classe 1A, semblable à la 1, mais pour laquelle Kmin est plus dispersé. Cette classe se rapproche de la fabrique "standard" des roches détritiques décrite au chapitre 3. Pour nos sites d'études, nous pouvons par exemple assigner à cette classe PIG-11-14, 48, 61, 63.

-*Classe 2* : les Kmin sont bien groupés autour ou à proximité de la verticale, avec une guirlande de Kmax et Kint sur un grand cercle, mais sans linéation très nette. Cette catégorie ne fournit pas ou peu d'indication sur la direction d'écoulement. Dans nos stéréogrammes nous plaçons PIG-11- 16, 25, 35 dans cette classe.

-*Classe 3* : elle correspond aux stéréogrammes pour lesquels Kmax, Kint et Kmin sont très dispersés, avec des axes de fabrique difficilement décelables. Ce type de stéréogramme peut traduire une anisotropie trop faible pour être mesurable, ou une mise en place par un processus très dispersant (des effets de turbulence sont invoqués dans la littérature). Dans notre collection de sites, 30 et 31 pourraient correspondre à cette classe.

-*Classe 4* : il s'agit des stéréogrammes dans lesquels Kmax et Kint sont bien groupés, et Kmin est dévié de la verticale en faisant un angle inférieur à 30°. Cette déviation est interprétée comme l'imbrication des grains magnétiques dans les dépôts (Kmin indiquerait dans ce cas à la fois la direction et le sens de l'écoulement ; cf. chapitre 3), ou une inclinaison des dépôts post-mise en place (e.g. liée à la tectonique). L'examen de nos résultats montre que les sites PIG-11-36 et 39 peuvent se placer dans cette classe.

b) Qualité des résultats

La qualité de la fabrique peut être évaluée en utilisant une combinaison de divers paramètres tels que le nombre de spécimens, l'anisotropie totale P, les paramètres de concentration des tenseurs de fabrique, ou encore les cônes d'incertitudes autour des moyennes. Dans notre étude, nous avons utilisé ce dernier paramètre, qui tient compte de la

grandeur de la population de spécimens et de leur dispersion. Le choix d'une distribution de type Bingham (cf. chapitre 4) pour décrire les répartitions de Kmax, Kint et Kmin est amplement justifié par les stéréogrammes, qui montrent généralement une tendance sub-axiale avec dispersion proche d'un plan moyen. Cependant, certains cônes d'incertitude peinent à décrire certaines fabriques plus complexes lorsque des mélanges d'axes (interversion de Kmax, Kint et Kmin) se présentent, ou lorsque des tendances bimodales dans la répartition des axes se produit (surtout Kmax et Kint).

Les résultats de cette étude révèlent que les dispersions sont fortement anisotropes pour Kmax et Kint, avec α_{max} très supérieur à α_{min}. Au niveau de confiance à 95% choisi, ceci se traduit par des valeurs très différentes, avec α_{max} très supérieur à α_{min}. Dans l'ensemble les α_{max} pour Kmax et Kint sont de l'ordre de 50° (avec typiquement une dizaine de degrés de fluctuation) alors que les α_{min} avoisinent 15-18°. Pour Kmin la tendance à une dispersion plus nettement axiale est marquée, avec α_{max} et α_{min} respectivement voisins de 30° et 12°, bien que variables dans le détail. Ces résultats confirment le fait que la linéation magnétique est généralement peu marquée, ce qui conduit à recommander une certaine prudence pour les interprétations en termes de cinématique de flux et directions d'écoulement. Cependant, les bonnes concentrations obtenues pour Kmin indiquent que l'axe court de la fabrique est susceptible d'offrir des informations pertinentes sur les directions de transport.

Le fait que la susceptibilité des spécimens soit relativement forte et que l'anisotropie observée soit suffisamment élevée pour la majorité des sites, rend les données ASM pleinement exploitables pour la recherche des sources. C'est à partir de l'ensemble de ces résultats et des connaissances concernant la complexité du signal ASM et des processus de transport et de dépôt, que nous avons examiné et interprété les données magnétiques pour tenter de localiser la source des unités principales. Ces interprétations sont discutées dans le chapitre 6.

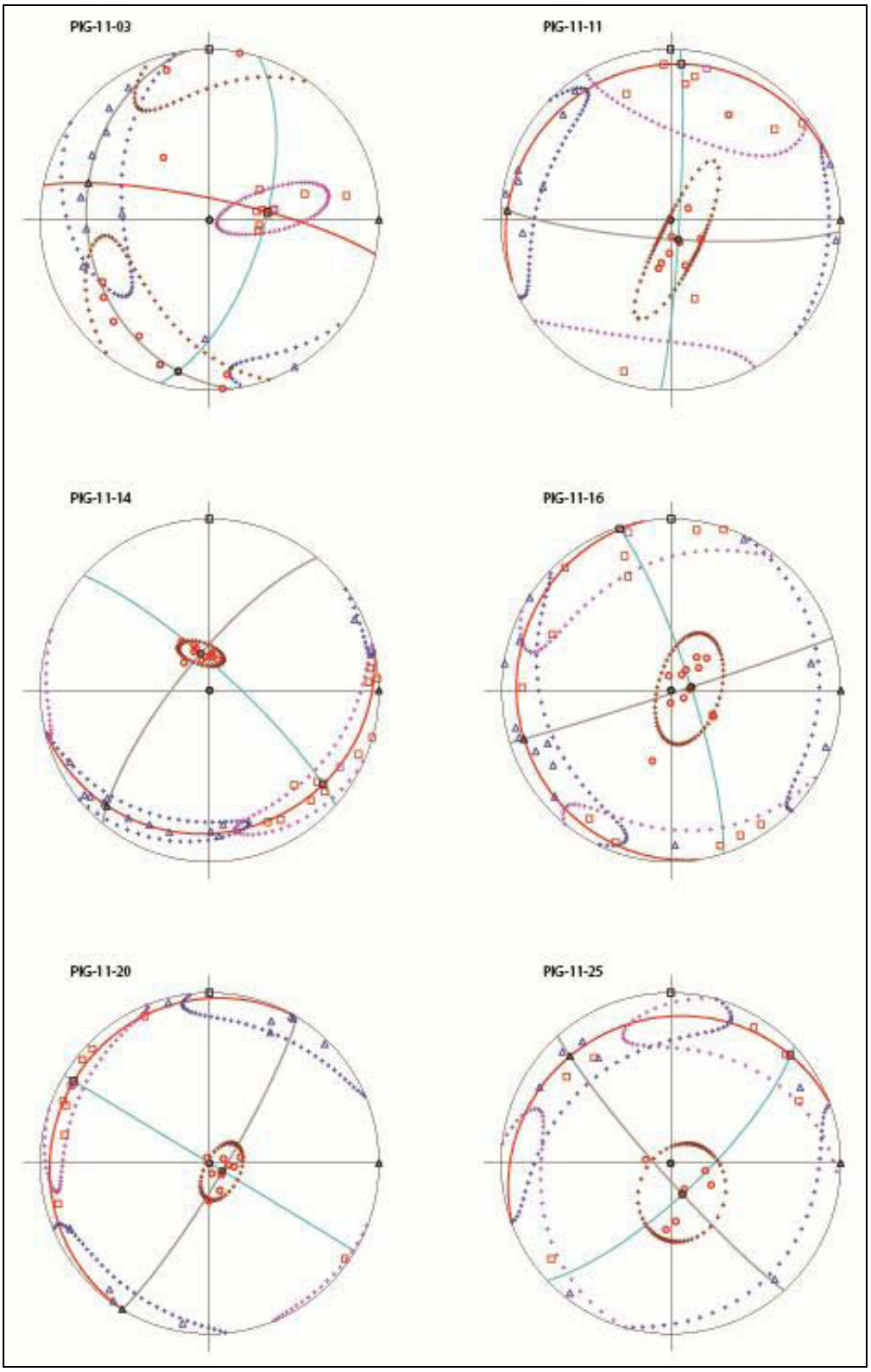


Figure 5.43a. Stéréogrammes des fabriques magnétiques obtenus pour les sites 03 à 25.
Kmax = carrés rouges ; Kint = triangles bleus ; Kmin = cercles rouges. Les moyennes pour chaque axe sont représentées par des symboles en gras (Nota : le carré en gras à 0°, pendage 0° indique le Nord ; le triangle en gras à 90°, pendage 0° indique l'Est ; le cercle en gras à 0°, pendage 90° indique la verticale ; ces symboles ne doivent pas être confondus avec les moyennes). Les traces des cônes de confiance autour des moyennes sont représentées par les lignes de symboles « + ». Les plans communs à Kmax, Kint, et Kmin sont représentés en traits pleins.

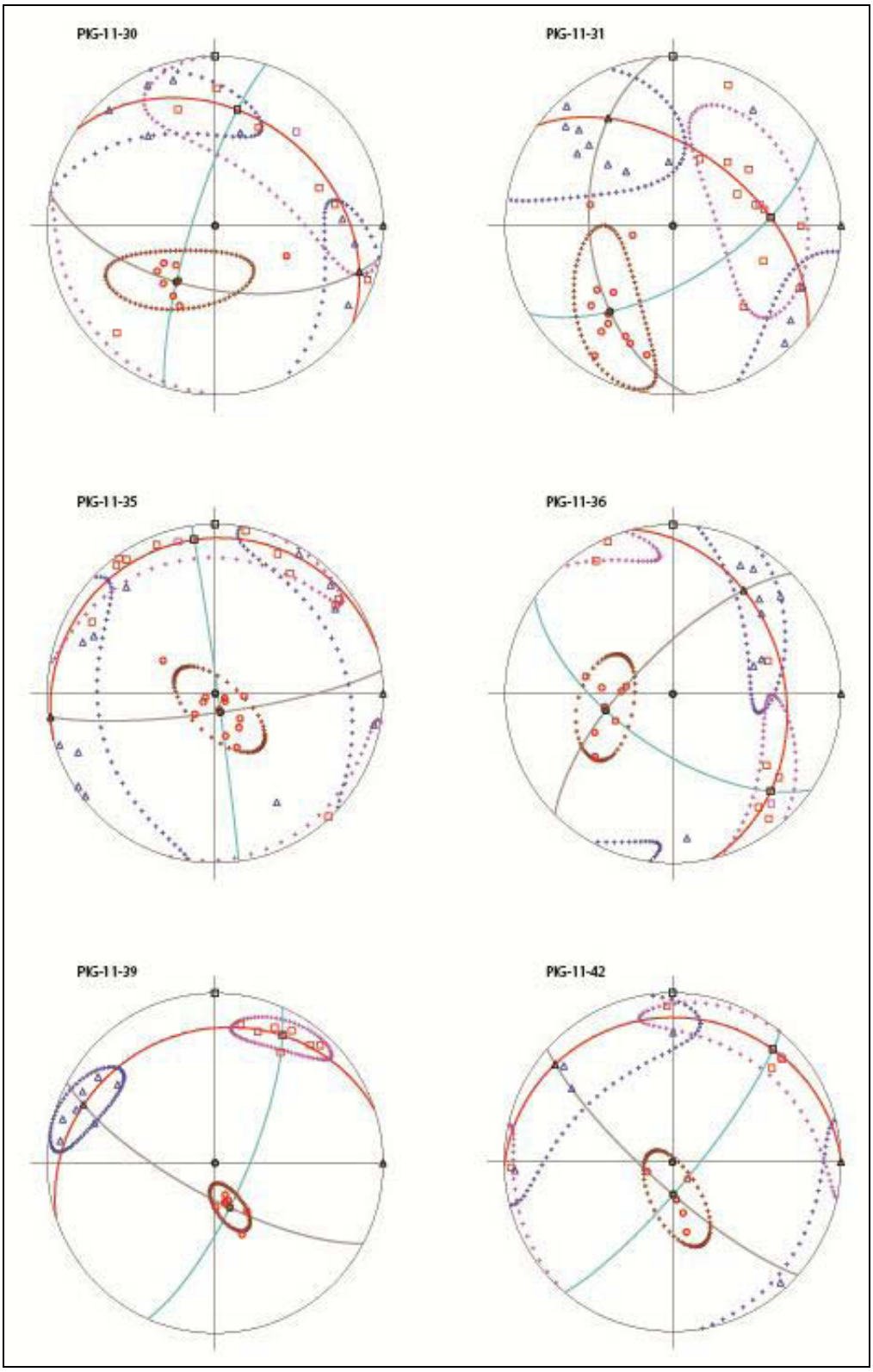


Figure 5.43b. Stéréogrammes des fabriques magnétiques obtenus pour les sites 30 à 42.
Kmax = carrés rouges ; Kint = triangles bleus ; Kmin = cercles rouges. Les moyennes pour chaque axe sont représentées par des symboles en gras (Nota : le carré en gras à 0°, pendage 0° indique le Nord ; le triangle en gras à 90°, pendage 0° indique l'Est ; le cercle en gras à 0°, pendage 90° indique la verticale ; ces symboles ne doivent pas être confondus avec les moyennes). Les traces des cônes de confiance autour des moyennes sont représentées par les lignes de symboles « + ». Les plans communs à Kmax, Kint, et Kmin sont représentés en traits pleins.

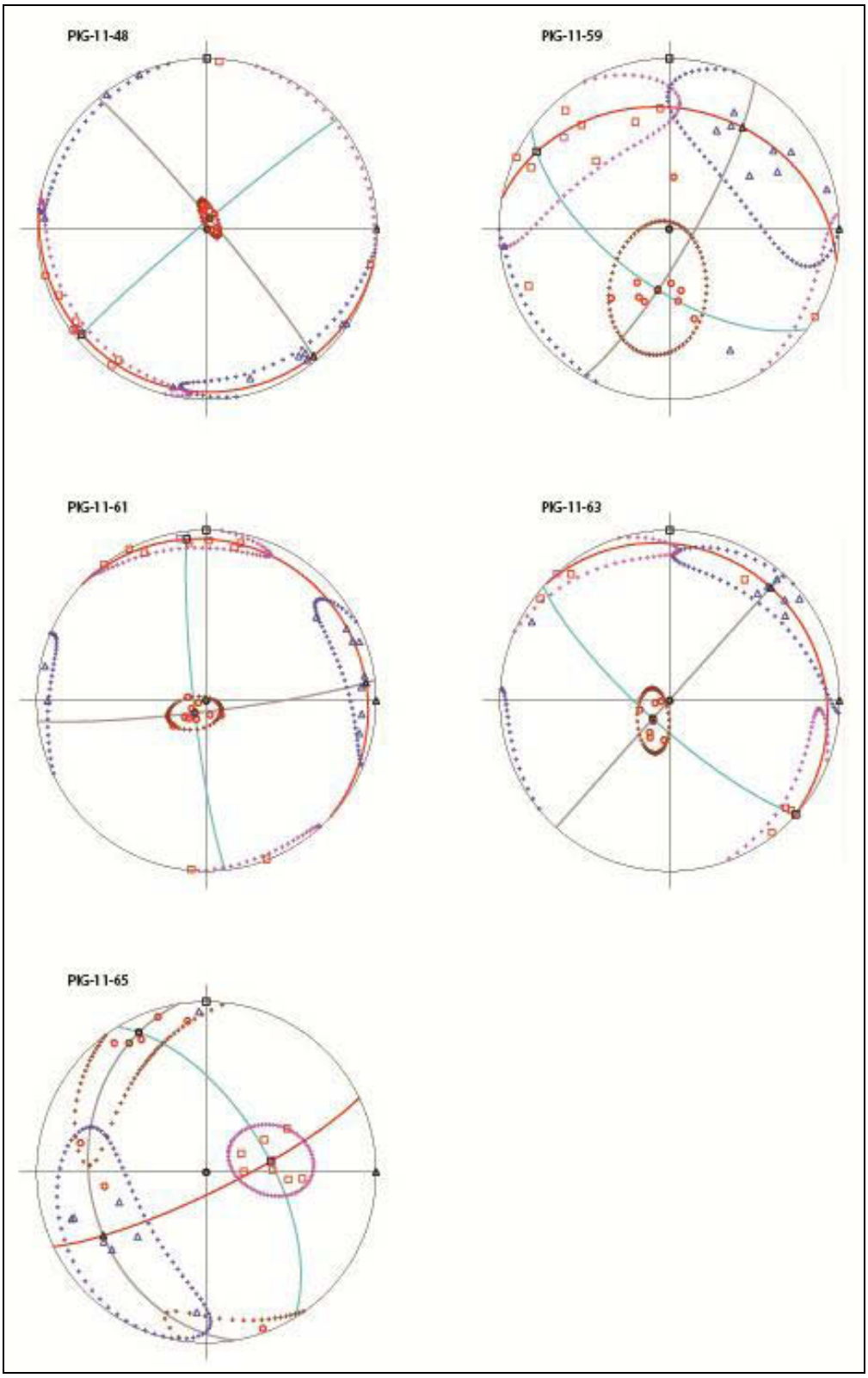


Figure 5.43c. Stéréogrammes des fabriques magnétiques obtenus pour les sites 48 à 65.
Kmax = carrés rouges ; Kint = triangles bleus ; Kmin = cercles rouges. Les moyennes pour chaque axe sont représentées par des symboles en gras (Nota : le carré en gras à 0°, pendage 0° indique le Nord ; le triangle en gras à 90°, pendage 0° indique l'Est ; le cercle en gras à 0°, pendage 90° indique la verticale ; ces symboles ne doivent pas être confondus avec les moyennes). Les traces des cônes de confiance autour des moyennes sont représentées par les lignes de symboles « + ». Les plans communs à Kmax, Kint, et Kmin sont représentés en trait pleins.

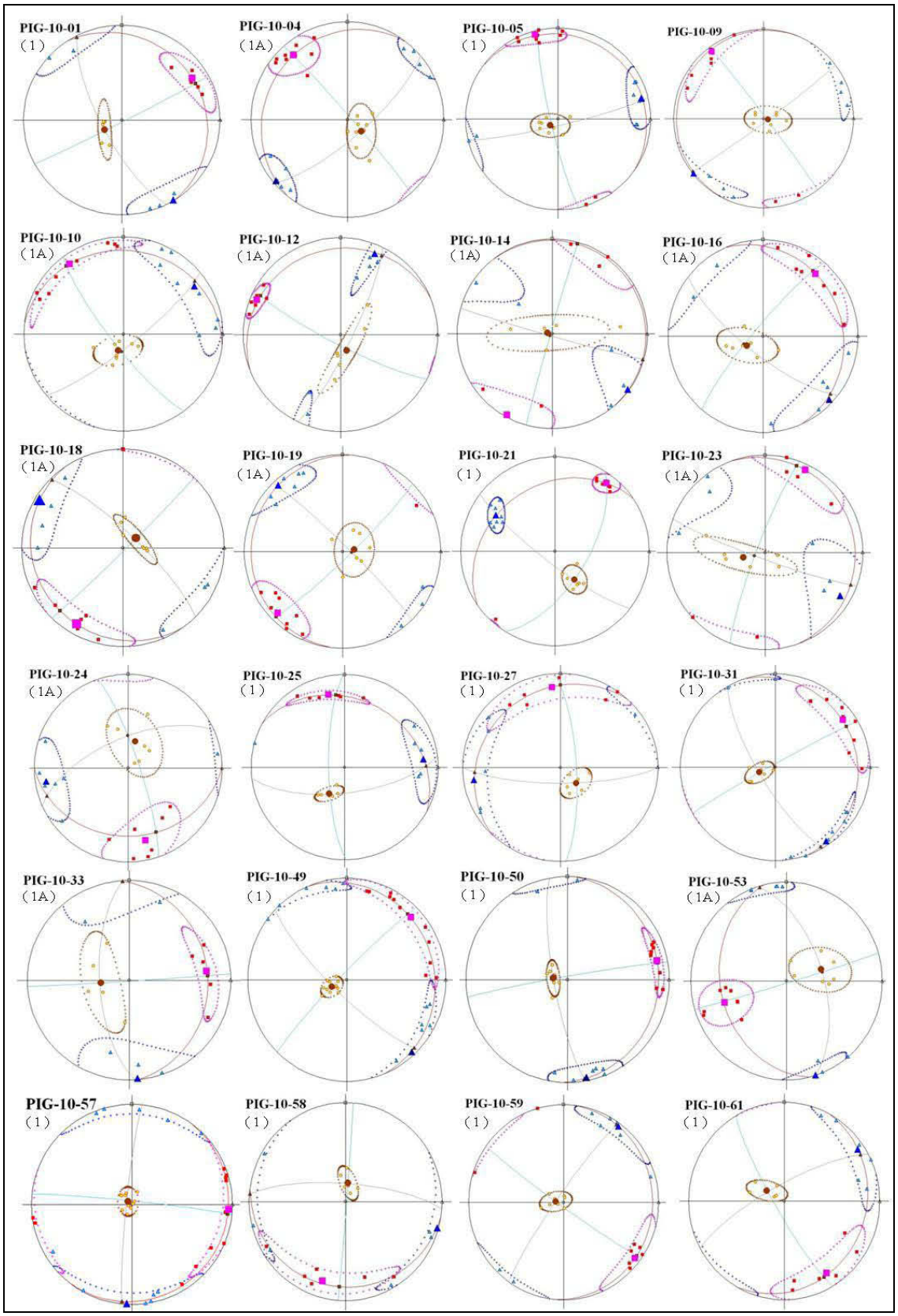


Figure 5. 44. Stéréogrammes des fabriques obtenus pour les 24 sites d'échantillonnage (Hémisphère inférieur). Carré rose = Kmax, triangle bleu = Kint, rond marron = Kmin, la légende est détaillée sur la page 15. Les indications (1) et (1A) correspondent respectivement aux classes des stéréogrammes selon Knight et al. (1986) et Seaman et al. (1991). D'après Bréard (2011).

CHAPITRE 6

DISCUSSION

I. LE VOLCANISME IGNIMBRITIQUE DE LA REGION OCOÑA-COTAHUASI

I.1. Apport des données stratigraphiques, chronologiques et volumétriques

Les données stratigraphiques et géochronologiques obtenues dans ce travail, associées aux données préexistantes (Roperch et al., 2006 ; Thouret et al., 2007, Schildgen et al., 2009) permettent de lever une nouvelle chrono-stratigraphie de synthèse des principales nappes ignimbritiques identifiées dans la région Ocoña-Cotahuasi-Maran (Figure 6.1). Cette nouvelle colonne amène quelques commentaires. D'une part, on constate que la succession reconstituée dans ce travail est, dans les grandes lignes, similaire à la succession préliminaire antérieure (Thouret et al., 2007). La stratigraphie des unités principales est confirmée, avec des âges désormais plus précis, grâce aux nouvelles déterminations obtenues dans cette étude. En outre, deux unités nouvelles (Las Lomas et Capilla), qui n'avaient pas été décrites précédemment, sont nouvellement identifiées. De plus, une meilleure distinction chronologique des événements Sencca est proposée. Cette chrono-stratigraphie actualisée amène à s'interroger sur la terminologie volcanologique et la nomenclature des nappes ignimbritiques.

En effet, certains noms propres utilisés dans ce mémoire pour nommer les nappes d'ignimbrites proviennent de lieux relativement éloignés de la région OCM (cf. chapitre 2). C'est notamment le cas pour Nazca, Huaylillas ou Sencca (cf. chapitre 5). Par exemple, d'après les études réalisées depuis une quinzaine d'années, Sencca serait présente dans le sud du Pérou près de la Bolivie, et se diviserait en deux ensembles dans la région d'OCM. Cependant, l'utilisation d'un seul terme pour décrire des ignimbrites d'âges dissemblables et de sources totalement différentes nous semble inappropriée pour les études futures. Ce problème provient du fait que des nappes ignimbritiques sub-contemporaines et distantes ont été auparavant corrélées dans une même « formation » géologique d'âge plus ou moins précis. En effet, une formation comme Sencca qui est datée vers 6,5-7,9 Ma à l'extrémité sud du Pérou (Quang et al., 2005; Roperch et al., 2006), ne peut pas être corrélée aux groupes et unités Sencca du secteur OCM, datés ici entre 5 et 2 Ma environ. Cette nomenclature était maintenue dans les études géologiques récentes mais, à la lumière de ce travail, ces appellations ne semblent plus adéquates pour désigner certains des événements décrits au chapitre 5 dans le cadre d'une étude strictement volcanologique.

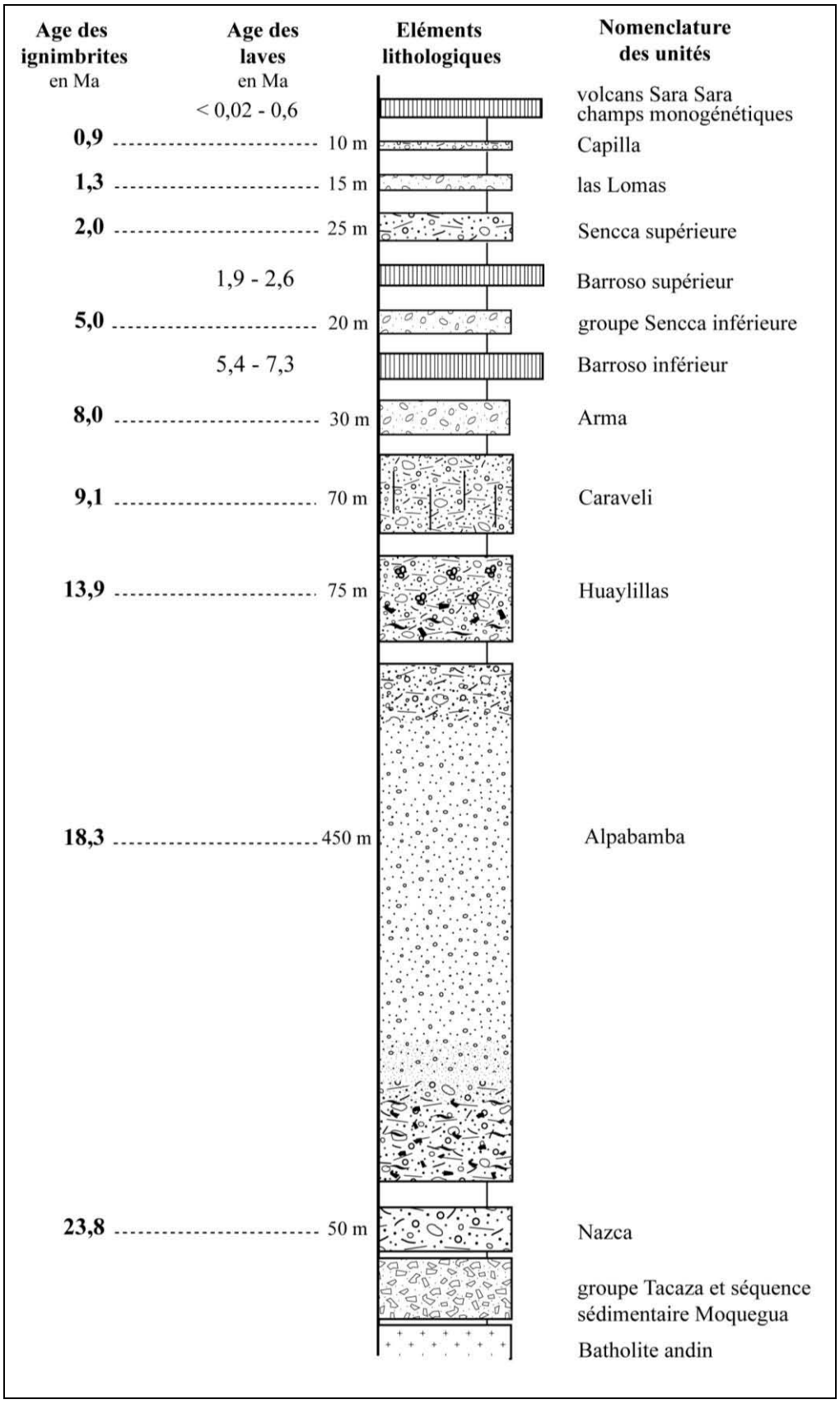


Figure 6.1. Chronostratigraphie synthétique de la série ignimbritique de la région Ocoña-Cotahuasi-Maran étudiée dans cette thèse, les laves apparaissent également.

Nous recommandons à l'avenir d'utiliser un terme local, associé à une coupe type (donc vérifiable), pour décrire un groupe ou une unité issue d'un système acide spécifique bien défini (comme une caldera mono- ou polygénique et son volcanisme local associé). Nous envisageons donc de proposer une nouvelle terminologie pour certains événements lorsque nous publierons les résultats de ce mémoire.

I.1.1. Récurrence des éruptions ignimbritiques

L'étude radiométrique montre que la résolution des âges obtenus est plus élevée que la récurrence des super-éruptions du secteur étudié (voir le tableau 6.1). En effet, les grands événements sont raisonnablement datés aux alentours de 23,83 Ma (groupe Nazca), 18,3 Ma (unité Alpabamba), 13,86 Ma (unité Huaylillas), 9,1 Ma (unité Caraveli), 5 Ma (Sencca inférieure), 1,97 Ma (Sencca supérieur) et 1,26 Ma (Las Lomas). Les temps de repos inter-événements varient d'environ 5,5 Ma (entre Nazca et Alpabamba) à 0,7 Ma entre Sencca supérieure et Las Lomas, voire moins pour les unités récentes de tailles modestes (0,35 Ma entre Las Lomas et Capilla).

Groupe ou unité	**Age (Ma)**	**Volume brut minimum (km^3)**	**Volume initial supposé (km^3)**	**VEI supposé**
Unité Capilla	0,91	0,03	1	4-5
Unité Las Lomas	1,26	6-7	15-20	6
Unité Sencca supérieure	1,97	35-40	70-120	7
Groupe Sencca inférieure	5,00	10-15	20-75	6
Unité Arma	7,99	5-10	15-30	6
Unité Caraveli	9,10	150	300-800	7
Unité Huaylillas	13,86	200	500-600	7
Unité Alpabamba	18,30	500-800	1000-2400	8
Groupe Nazca	23,83	Inconnu	Inconnu	7 ?

Tableau 6.1. Tableau récapitulatif des âges, des volumes estimés, et des magnitudes supposées des grands événements ignimbrites de la région OCM.

Par conséquent, depuis ~24 Ma (début de la surrection des Andes dans cette région), la récurrence moyenne des super-éruptions à OCM serait d'un événement tous les 2,6 Ma environ. Un tel résultat « moyenné » ne tient pas compte des différences de VEI d'un

événement à l'autre. Si on ne retient que les grands évènements de VEI 7 et 8, on obtient une récurrence moyenne de l'ordre de 4,8 Ma depuis 24 Ma. Dans le détail, on constate que tous les VEI 7-8 ont eu lieu dans la période de 24 à 2 Ma, intervalle de temps pour lequel la récurrence s'élève donc à un événement tous les 4,4 Ma environ. A titre de comparaison, la fréquence des super-éruptions calculée pour une région comme l'Anatolie centrale (région de Cappadoce) est de l'ordre d'un évènement VEI 7 tous les 1,2 Ma (Le Pennec, 2009 ; Aydar et al., 2012). Cette récurrence est donc nettement inférieure à celle déterminée au niveau mondial pour les VEI 8 depuis 36 Ma par Mason et al. (2004) qui obtiennent un événement tous les 1,4 Ma (voir également Crossweler et al., 2012).

I.1.2. Volume émis en fonction du temps

Les considérations précédentes à propos de la fréquence des super-éruptions conduisent à s'interroger sur la possibilité de nouveaux évènements, et sur la magnitude que pourraient atteindre ces futures super-éruptions. Pour explorer cet aspect, nous avons reconstitué la courbe cumulative des quantités de produits ignimbritiques en fonction du temps, en considérant l'imprécision sur les estimations de volume (Figure 6.2). Compte tenu des incertitudes sur ces courbes, l'idée n'est pas de spéculer ici sur les valeurs précises des volumes mis en place, mais de dégager les grandes tendances de comportement des systèmes de la région OCM.

Les courbes cumulatives (Figure 6.2) ont été reconstruites sur la base des volumes calculés à partir de la surface de l'enveloppe des affleurements connus, en considérant une épaisseur moyenne constante sur cette surface (cf. données présentées au chapitre 5). La courbe supérieure considère un volume 2,5 fois plus grand (Tableau 6.1) pour tenir compte des secteurs où les ignimbrites ont probablement été mises en place, puis ont été érodées, ou non-observées lors de notre étude de terrain. Bien qu'imprécises, ces courbes montrent toutefois que l'accumulation de produits ignimbritiques autour des systèmes de la région d'OCM s'est produit par à-coups, lors de la mise en place des groupes et des unités décrits plus haut. Lorsqu'on examine les courbes cumulatives, on constate qu'il existe une tendance nette à la diminution du taux d'accumulation des produits ignimbritiques au cours des 25 derniers Ma. Cette tendance est observée pour les courbes utilisant autant les volumes supposés que les volumes minimaux, et il est peu probable que les incertitudes puissent fondamentalement remettre en cause cette macro-tendance.

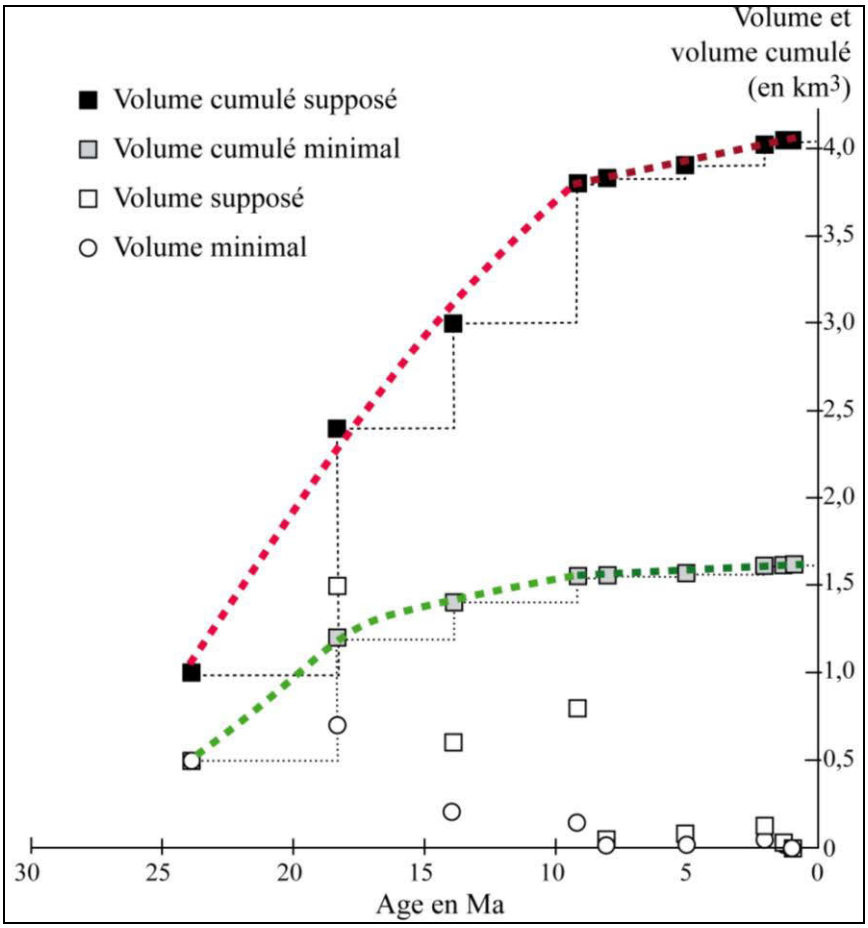


Figure 6.2. Courbes cumulatives du volume de produits ignimbritiques estimé (courbe du bas) et supposé (d'après une reconstitution approximative, courbe du haut). On observe clairement l'apport prédominant des super-éruptions du Miocène, puis une stagnation relative depuis la mise en place de l'unité de Caraveli à 9 Ma.

De fait, une tendance régulière est observée sur la durée 25 – 9 Ma (correspondant à la mise en place de la grande majorité des VEI 7 et 8), avec un taux moyen de l'ordre de 100 – 265 km^3/Ma (volumes bruts), selon qu'on utilise respectivement le volume minimum ou supposé. Depuis la mise en place de l'unité de Caraveli à 9,1 Ma, le taux d'émission ignimbritique est de l'ordre de 9 à 30 km^3/Ma, soit un ordre de grandeur inférieur au taux des 15 Ma précédents. La première période 25–9 Ma à grands événements explosifs aurait produit environ 4000 km^3 de produits ignimbritiques, alors que la seconde, de 9 Ma à l'actuel, n'aurait généré qu'environ 200-300 km^3. Malgré les nombreuses incertitudes sur ces évaluations de budgets pyroclastiques, nous pensons que cette observation est un résultat majeur de ce travail de thèse, qui appelle plusieurs commentaires sur les conditions tectoniques de surrections et sur les phénomènes d'érosion et d'incision, que nous abordons plus loin dans ce chapitre.

En terme de récurrence éruptive des très grands événements, les considérations précédentes conduisent à évaluer que la probabilité d'un événement VEI 7 ou 8 dans le secteur OCM est très faible, très inférieure au taux d'un événement tous les 1,4 Ma calculé par Mason et al. (2004) pour les VEI 8 à l'échelle mondiale. Cependant, la possibilité de grands événements (VEI 5 et 6) n'est pas négligeable, mais demeure mal connue sur la base de notre étude. En effet, nous nous somme focalisés sur les événements les plus volumineux, et n'avons pas pu détailler les événements explosifs de taille intermédiaire, dont les produits abondent dans la région OCM et aux alentours.

II. LES SOURCES DES IGNIMBRITES

II.1. Arguments pour la localisation des sources des grands événements

La localisation des sources peut être discutée sur la base des critères présentés au chapitre 5, notamment l'épaisseur et le degré de soudure des dépôts ignimbritiques, la taille de grain dans l'ignimbrite (ou dans les rares retombées associées) et également la fabrique magnétique.

II.1.1. L'unité Alpabamba

Il existe peu de données d'épaisseur ou de soudure pour l'unité Alpabamba (~18,3 Ma), et seulement 4 sites ASM pour tenter de localiser sa région source. L'épaisseur est de l'ordre de 300-600 m dans la partie supérieure du rio Cotahuasi (et rio Huarcaya), et de 200-300 m dans la vallée du rio Arma, ainsi que vers le rio Maran (sous réserve de corrélation à confirmer). Notre étude n'a pas mis en évidence l'existence d'affleurements plus au sud. Les quelques faciès fortement compactés à soudés (à vitrophyres et fiammes de 10 cm) ont été observés dans le secteur des villages Cotahuasi et Pampamarca, alors que les affleurements du rio Arma ne sont pas compactés-soudés. Ces éléments suggèrent que la source doit être recherchée au nord ou à l'est de la zone d'affleurements étudiée. Les données ASM se révèlent assez complexes (Figure 6.3). Les données de Bréard (2011) montrent pour le site 57 une fabrique très influencée par la compaction-soudure, sans imbrication, et avec une linéation peu précise plutôt orientée Est-Ouest. Le site 58 indique une fabrique de type (1) avec transport vers le Nord-Nord-Est. Nos données (sites 63 et 65) montrent également une fabrique avec un fort effet de la compaction, mais une fabrique transverse avec flux vers le

Sud-Ouest est vraisemblable. Le site 65 se caractérise par une fabrique avec Kmax très incliné et le pôle du plan Kint-Kmin montrant une nette imbrication.

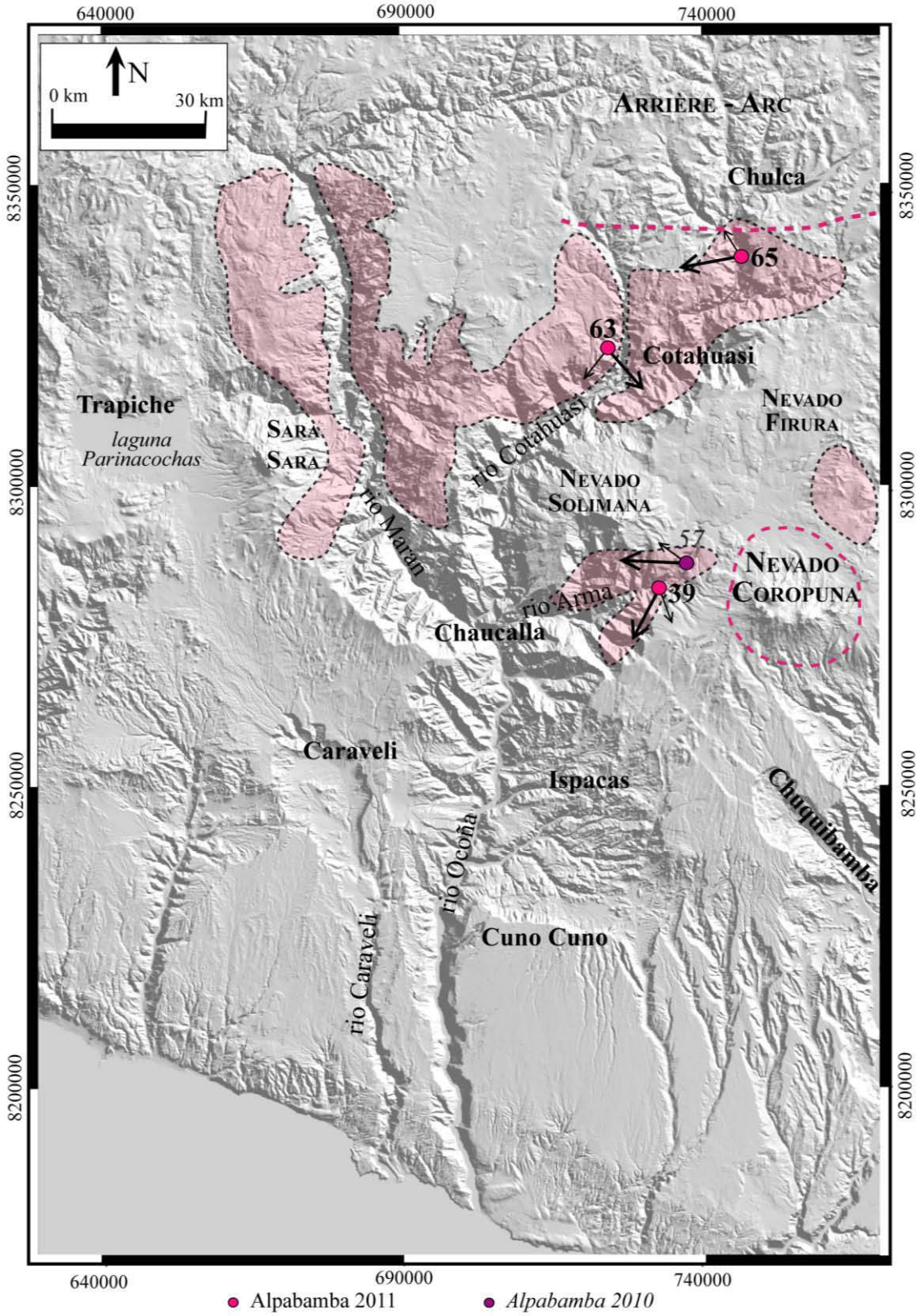


Figure 6.3. Données directionnelles d'ASM de l'unité Alpabamba. Les flèches longues épaisses correspondent à l'opposé du sens de Kmax. Les flèches courtes et fines correspondent au sens de Kmin. Les données 2010 sont d'après Bréard (2011).

Cette fabrique suggère fortement des effets d'inversions magnétiques. Si on considère que Kmax est interverti avec Kmin, alors on peut interpréter la fabrique comme transverse, avec un écoulement vers l'Est-Nord-Est.

Ces données sont trop fragmentaires pour autoriser une localisation précise de la source. Les résultats de Bréard (2011) semblent converger vers le massif de Coropuna. Nos données ne sont pas incompatibles avec celles de Bréard (2011), mais pointent plutôt vers deux sources possibles. La première serait le massif de Coropuna, qui est nettement plus jeune que l'ignimbrite. La seconde pourrait se situer à l'extérieur de notre zone d'étude, dans la région plus au nord où la tectonique et l'érosion (notamment glaciaire) ont amplement affecté les structures depuis la mise en place de l'unité d'Alpabamba. Malgré nos recherches sur les images satellites disponibles pour la thèse, il n'a pas été possible de déceler une structure assez claire qui puisse correspondre à la source d'Alpabamba dans la région située au nord des sites de forage pour l'ASM.

Cependant, cette hypothèse serait conciliable avec l'étude statistique de Hughes et Mahood (2008), qui montre que les grandes calderas sont généralement situées en position arrière-arc par rapport au front volcanique actif. Au final, la position de la source d'Alpabamba demeure difficile à préciser sur la base de nos données trop peu nombreuses. Nous proposons toutefois deux zones privilégiées, soit dans le secteur du Coropuna, soit dans la zone au nord de Cotahuasi.

II.1.2. L'unité Huaylillas

L'unité ignimbritique Huaylillas est une des plus volumineuses de la série avec 500-600 km^3 de dépôts avant érosion. Les produits sont essentiellement répartis dans la région des plateaux de Chuquibamba et Cuno Cuno (rive gauche du rio Ocoña), avec d'autres affleurements plus ponctuels sur les pourtours nord-est et sud du volcan Solimana. L'épaisseur des dépôts est particulièrement élevée vers Chuquibamba (70-100 m), mais elle est moindre dans les autres zones étudiées (de l'ordre de 25-35 m dans la vallée du Rio Arma, et du même ordre à Cuno Cuno). Les faciès les plus soudés, avec recristallisation post-compaction, apparaissent à partir de Chuquibamba (densités des spécimens ASM de 2,2 à 2,4 g/cm^3 sur les sites 53 et 61, Bréard, 2011) jusqu'au rio Arma, alors que les affleurements de Cuno Cuno montrent un degré de soudure moindre (indiqué par les valeurs de densité d'environ 1,5-1,7 g/cm^3 des spécimens ASM, Bréard, 2011).

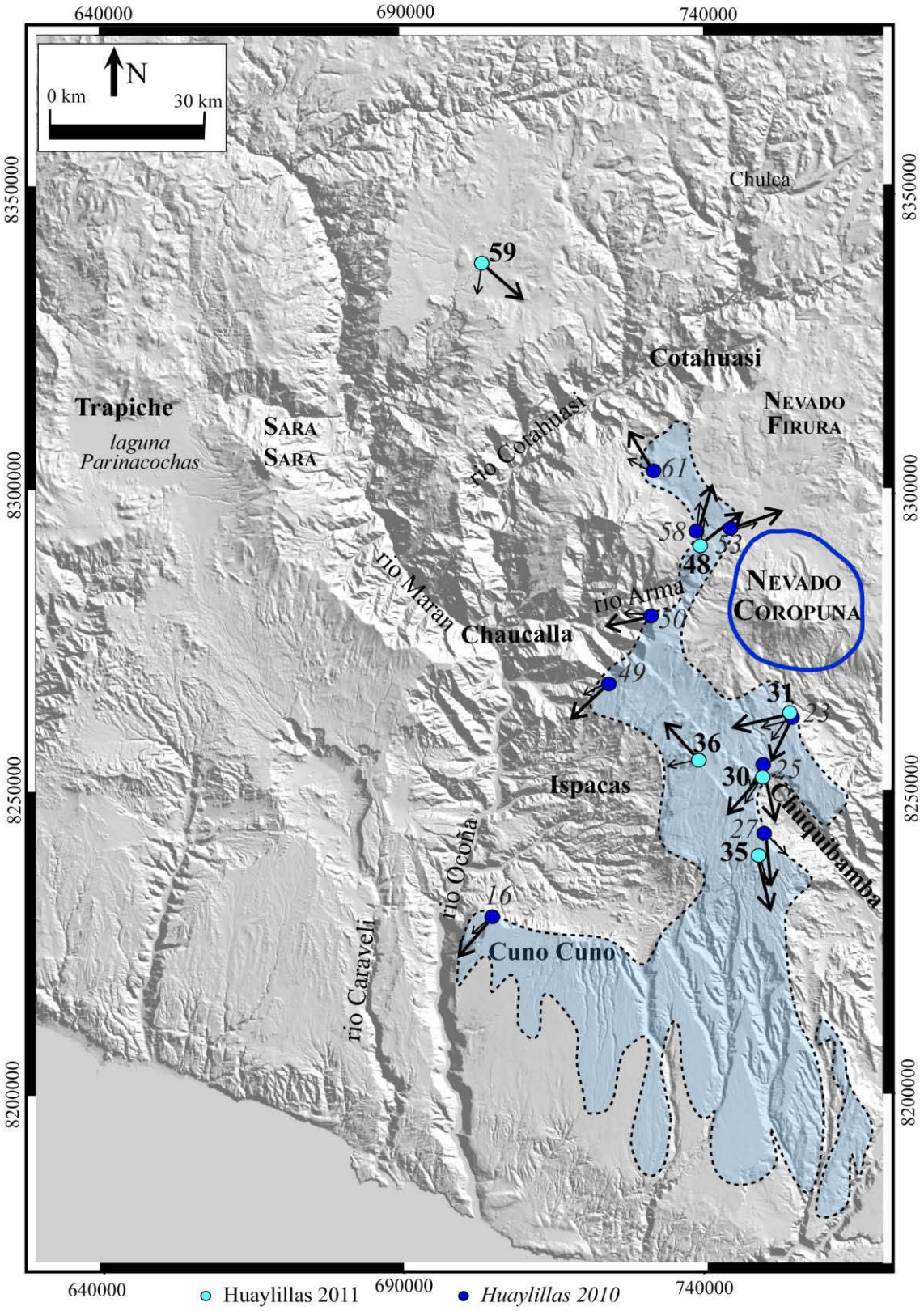


Figure 6.4. Données directionnelles d'ASM pour l'unité Huaylillas et extension de l'ignimbrite. Les flèches longues épaisses correspondent à l'opposé du sens de Kmax. Les flèches courtes et fines correspondent au sens de Kmin. Les données 2010 sont d'après Bréard (2011).

Ces données laissent penser que la source serait à rechercher dans les zones de l'arc volcanique actuel ou de l'Altiplano, situées en amont du vaste plateau ignimbritique légèrement incliné vers le Pacifique, entre le rio Ocoña et le village de Chuquibamba (cf. figures 2.9 et 2.14 du chapitre 2).

Les données ASM (13 sites) sont en plein accord avec cette interprétation, puisque toutes les fabriques obtenues pour les sites localisés dans ce secteur indiquent un mouvement général en direction du Pacifique. Dans le détail, on note toutefois que les directions ASM (Kmax ou Kint) de qualité raisonnable (type 1) montrent une certaine divergence selon un éventail dont l'apex serait situé dans la région du volcan Coropuna. Les données au nord-ouest du Coropuna sont peu nombreuses et de qualité variable : les stéréogrammes ont peu de points (site 53), ou une forte dispersion (classe 3, e.g. site PIG-11-59), et présentent un fort effet de compaction-soudure qui tend à « effacer » l'imbrication (et donc à rendre incertaine la direction de plongement de Kmax ou Kint, classe 1, e.g. site 48). De plus des fabriques transverses sont suspectées. Cependant, ces données ne sont pas incompatibles avec une source dans la région de Coropuna. Les données du site le plus septentrional (59) suggèrent que l'écoulement est vers le sud-ouest, mais la corrélation à Huaylillas mérite d'être vérifiée pour ce cas.

Au final, l'ensemble des données rassemblées dans ce travail amène à proposer qu'une source se situe dans le secteur du massif volcanique quaternaire de Coropuna. L'âge de cette unité, vers 14 Ma, et l'importance du volcanisme ultérieur dans ce secteur limitent les possibilités de préciser la localisation de la structure source dans ce secteur fortement tectonisé.

II.1.3. L'unité Caraveli

L'unité Caraveli forme un plateau similaire à celui de Huaylillas (i.e. structure monoclinale avec un réseau d'incisions superficielles dendritiques et en « rills », voir la figure 4.5 chapitre 4), avec des affleurements situés uniquement à l'ouest du rio Ocoña (figure 6.5). Les affleurements indiquent que l'unité est relativement épaisse vers le village de Caraveli (>50 m sur la Pampa de Bombon), où les degrés de soudure sont élevés. En revanche, la nappe ignimbritique s'affine (< 50 m) vers le Pacifique. Le degré de soudure montre peu de variations latérales dans les zones où nous l'avons étudié. Là encore, la source serait à rechercher plus haut dans l'arc volcanique ou sur l'Altiplano, plus en amont du village de Caraveli.

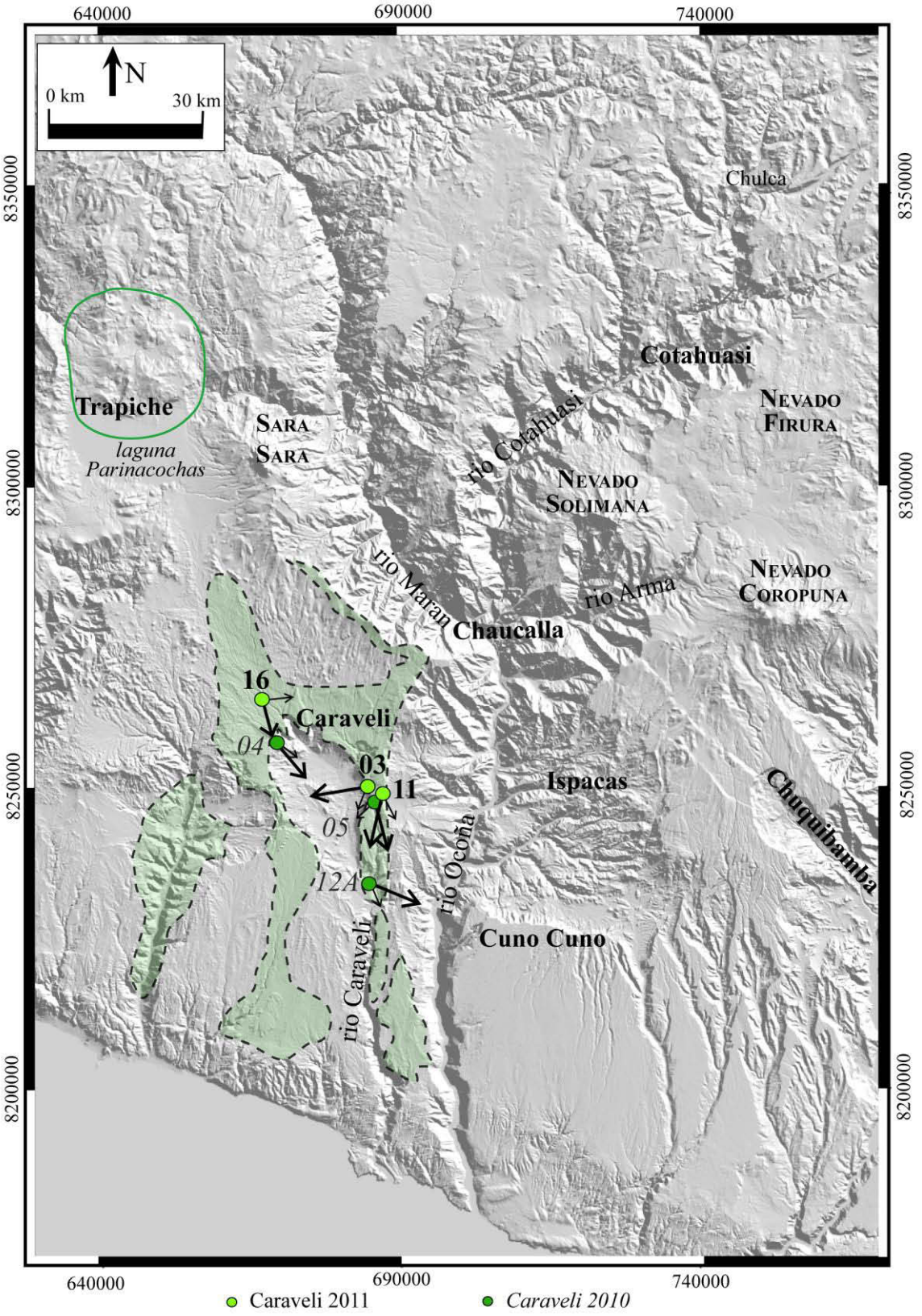


Figure 6.5. Données directionnelles d'ASM pour l'unité Caraveli et extension de l'ignimbrite. Les flèches longues épaisses correspondent à l'opposé du sens de Kmax. Les flèches courtes et fines correspondent au sens de Kmin. Les données 2010 sont d'après Bréard (2011).

L'examen des images satellites (dont les images Google Earth) montre que des surfaces ignimbritiques semblables à celles de Caraveli existent plus à l'ouest et au nord. En supposant que ces témoins ignimbritiques appartiennent à l'unité de Caraveli, on constate que les systèmes de drainage préservés sur la surface actuelle d'érosion s'orientent à l'amont vers le secteur du lac Paricanocha, à proximité du volcan de Sara Sara.

L'analyse des données ASM (6 sites) révèle que les fabriques sont plutôt cohérentes, avec toutefois des fabriques transverses possibles (e.g. PIG-11-16), voire inverses (PIG-11-03). Les vecteurs montrent un écoulement général vers le Sud-Est dans tout le secteur de la vallée de Caraveli (figure 6.5) puis, plus en aval, une tendance à s'orienter vers le Sud (coïncidant avec la ligne de plus grande pente), selon une direction sub-parallèle au rio Caraveli (parallèle au rio Ocoña). Ces fabriques nous permettent de localiser la source au nord-ouest de cette zone.

L'ensemble de ces données avec l'étude des structures et des lithologies présentes dans le secteur du lac Parinacocha nous permettent de proposer l'existence d'une caldera d'effondrement à l'ouest du volcan Sara Sara, que nous décrivons plus loin dans ce chapitre. Nous proposons que cette caldera soit la source de l'unité Caraveli.

II.1.4. Le groupe Sencca.

La série Sencca, qui comprend un groupe inférieur daté vers 5 Ma et une unité supérieure datée vers 2 Ma (cf. âges calculés plus haut), est caractérisée par des volumes nettement plus faibles (un ordre de grandeur) que les nappes ignimbritiques précédentes de Caraveli, Huaylillas et Alpabamba. Il est donc vraisemblable que les structures d'effondrement provoquées par l'éruption de ces unités soient de diamètre sensiblement plus faible, plutôt dans la gamme de 5-15 km. De plus, du fait qu'il s'agisse de différentes unités mises en place sur une période de temps relativement longue (de l'ordre de 3 Ma), on peut présumer que la structure d'effondrement est complexe, et que certaines unités relativement petites n'ont peut-être pas provoqué d'effondrement. Comme pour l'unité Caraveli, la pente structurale des dépôts de Sencca suggère que les épanchements se sont produits depuis l'arc volcanique ou l'Altiplano vers le Pacifique. Ainsi, les sources doivent être recherchées dans les parties hautes de la région OCM. La distribution des affleurements Sencca que nous avons pu identifier dans ce travail conduit à suspecter des régions sources à l'est des rios Ocoña et Cotahuasi.

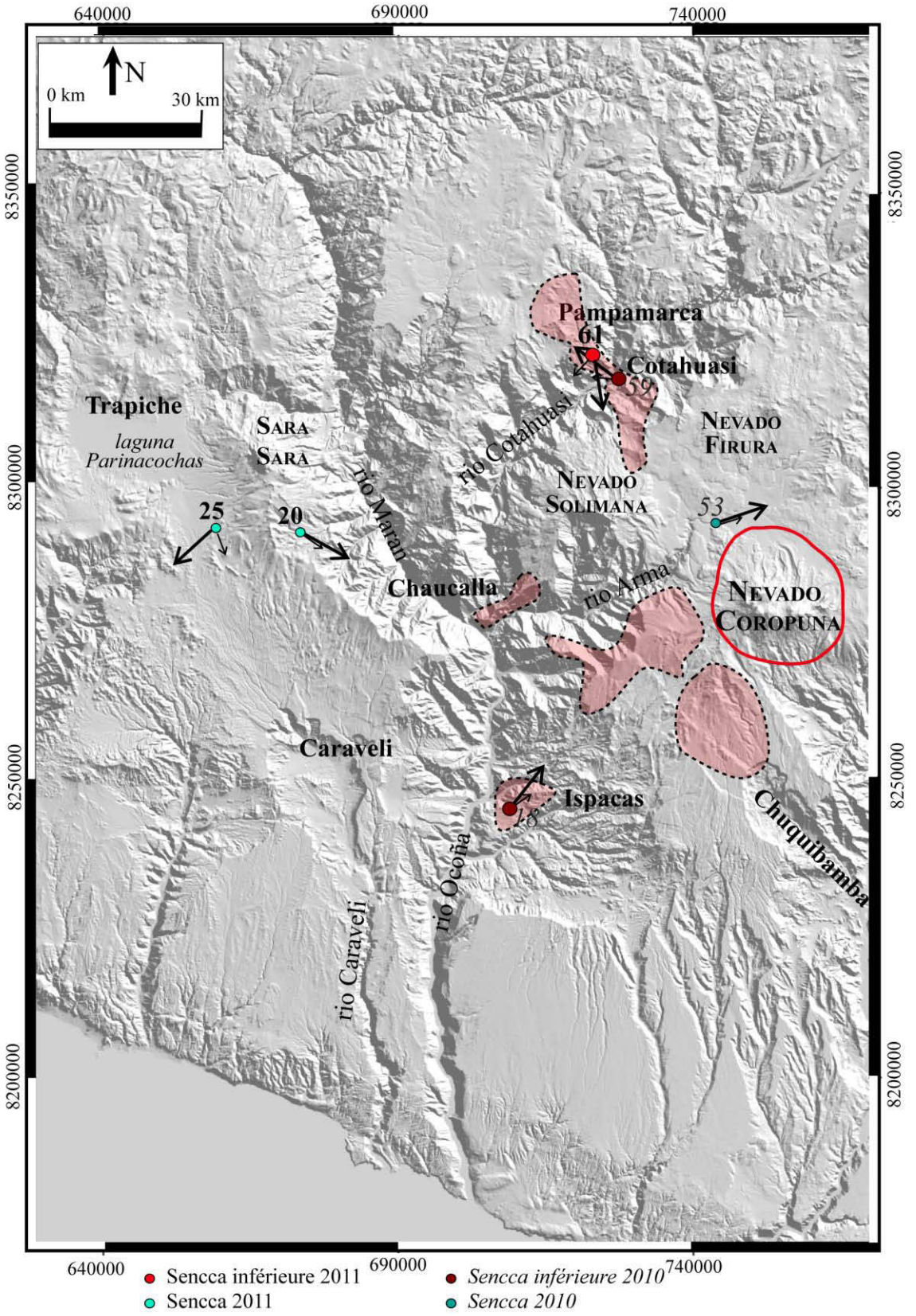


Figure 6.6. Données directionnelles d'ASM pour le groupe Sencca inférieure et extension de l'ignimbrite. Les flèches longues épaisses correspondent à l'opposé du sens de Kmax. Les flèches courtes et fines correspondent au sens de Kmin. Les données 2010 sont d'après Bréard (2011).

Pour le groupe Sencca inférieure, l'épaisseur maximale des dépôts observée lors de nos travaux de terrain est de l'ordre de 30 m lorsqu'ils sont canalisés à proximité du village de Cotahuasi. C'est également là qu'apparaissent les faciès les plus compactés, fortement soudés à fiammes très aplaties. Les faciès présents sur les plateaux (e.g. au-dessus de Pampamarca et de Chuquibamba) montrent des épaisseurs inférieures à 10-15 m. La soudure est maximale à Cotahuasi, des effets de sur-épaississement, par canalisation ayant influencé le degré de soudure, sont probables. En revanche, le degré de soudure est faible sur le plateau Pampamarca au nord et de Chuquibamba dans la zone sud. Par ailleurs, la complexité des profils de compaction-soudure établis pour les dépôts de type Sencca (cf. chapitre 5, figure 5.39) témoigne du caractère polyphasé des éruptions associées, et de l'existence de périodes de repos entre la mise en place des unités successives. Cette répartition dans le temps peut corroborer la gamme d'âge étendue obtenue pour cette séquence (Chapitre 5 ; entre 5,1 et 3,2 Ma), et qui justifie dans notre nomenclature l'appellation de « groupe » plutôt que « d'unité ».

Les données ASM (15 sites, figure 6.6) ont été obtenues dans un vaste secteur au sud-ouest, au sud et au nord-ouest du Coropuna. Elles montrent toutes une tendance globale à une divergence assez régulière et sub-radiale depuis le massif de Coropuna. Quelques complications liées à la topographie de base, et au fait que nous n'avons pas opéré de correction de tilt des données ASM, peuvent expliquer que la divergence soit imparfaite, surtout dans le secteur nord. Toutefois, d'une façon générale les données sont cohérentes et suggèrent que l'ensemble des produits Sencca provient d'une zone source commune située sous l'actuel complexe volcanique du Coropuna. Cependant, le PIG-11-25 (Figure 6.6) situé au pied sud-ouest de Sara Sara contient clairement une fabrique de type transverse, avec des mélanges entre Kmax-Kint mais une imbrication normale, suggérant que la source probable est plus au nord-ouest.

L'unité Sencca supérieure est canalisée dans les petites vallées creusées dans le batholite de la région d'Ispacas. Elle apparaît également sur les plateaux surplombant Chuquibamba et Pampamarca, dans les falaises surplombant le rio Arma, ainsi que sur les rides de Chaucalla et Arirahua. Elle affleure aussi dans la région de Caraveli, du côté ouest du rio Ocoña, et plus au nord à proximité du volcan Sara Sara (Figure 6.7).

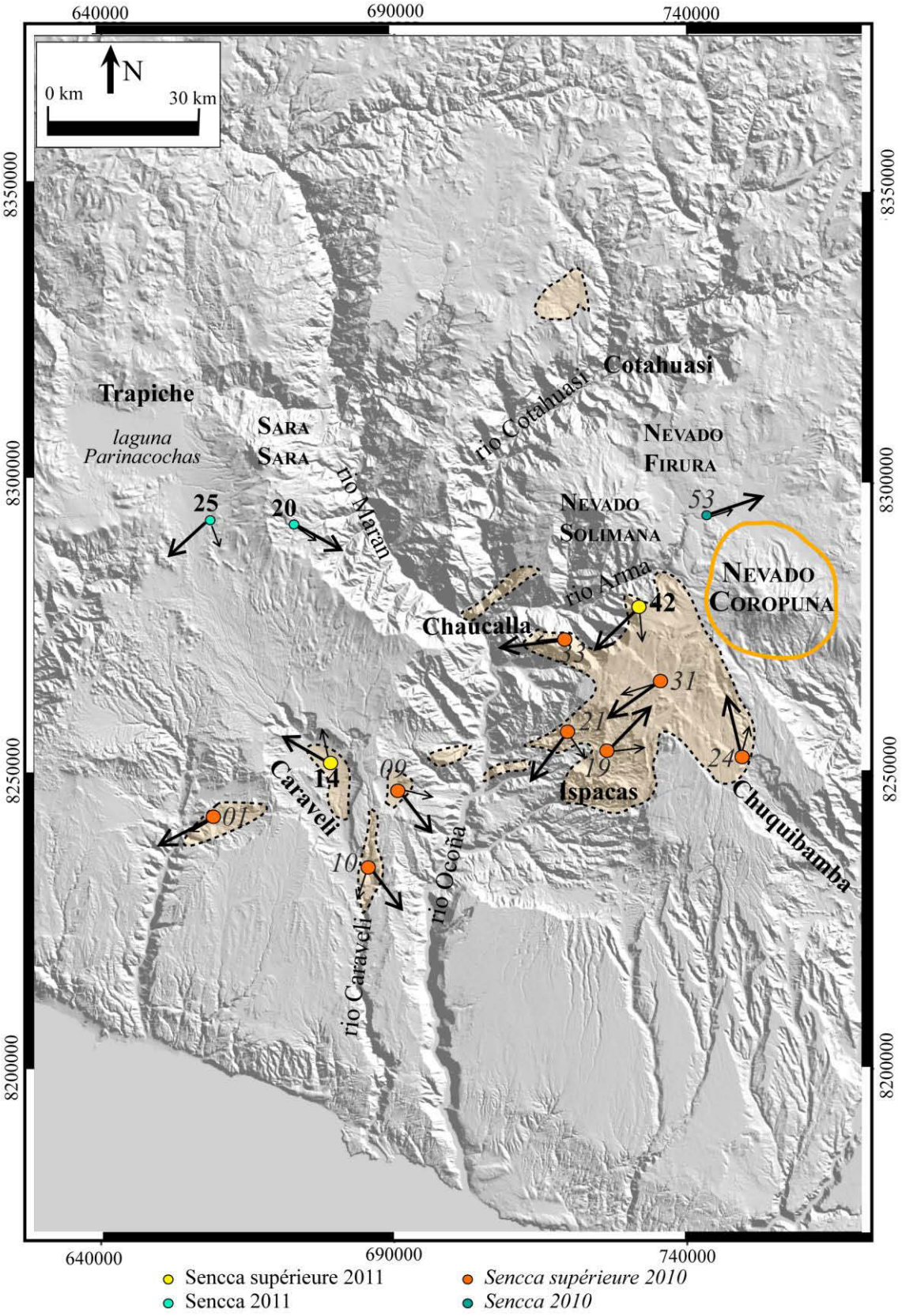


Figure 6.7. Données directionnelles d'ASM pour l'unité Sencca supérieure et extension de l'ignimbrite. Les flèches longues épaisses correspondent à l'opposé du sens de Kmax. Les flèches courtes et fines correspondent au sens de Kmin. Les données 2010 sont d'après Bréard (2011).

Les variations latérales d'épaisseur sont très influencées par la topographie anté-éruptive, fort complexe dans ce secteur, ce qui rend l'utilisation de ce paramètre inopérante pour remonter vers la source de Sencca supérieure. Seuls les affleurements situés au nord du village de Cotahuasi ont des épaisseurs moyennes moindres que dans les autres régions.
A l'est du rio Ocoña les fabriques ASM (Figure 6.7) indiquent une tendance assez claire de déplacement vers le Sud-Ouest. Plus à l'ouest, au-delà du village de Caraveli, on note également une fabrique vers le Sud-Ouest (site 01). Cependant, les sites qui se trouvent entre le rio Ocoña et le village de Caraveli montrent des fabriques parallèles aux structures orographiques. Cela suggère que la mise en place se soit faite en descendant vers le rio Ocoña, ce qui révèle l'influence probable de la topographie sur l'écoulement. D'autres sites plus au nord indiquent une tendance divergente depuis la région de Coropuna. Certains sites demeurent toutefois difficiles à interpréter, d'autant que des interrogations persistent sur certaines corrélations dans ces secteurs.

Au final, ces données semblent suffisamment convaincantes pour proposer des sources proches ou emboitées pour l'ensemble des niveaux ignimbritiques de Sencca, sous l'actuel massif de Coropuna. Ce massif a une base dont le grand axe nord-ouest – sud-est fait ~30 km. L'axe mineur sud-ouest–nord-est fait ~23 km, mais le massif adventif quaternaire de Pumaranra au nord-est masque les structures pré-Coropuna sur 4 km supplémentaires, ce qui fait qu'on estime les dimensions de la base à 30 x 27 km.

Ainsi, il est possible que les produits quaternaires du massif de Coropuna (sensu lato), masquent une ou plusieurs structures d'effondrement associées à la mise en place des produits de Sencca. L'existence de grands strato-volcans centrés à l'aplomb de sources ignimbritiques a été couramment décrite dans diverses provinces ignimbritiques du globe. Dans les Andes centrales, cette situation est également décrite près d'Arequipa, au sud du Pérou, où les sources des célèbres « sillars » (Paquereau-Lebti et al., 2008) sont totalement occultées sous le grand massif de Chachani, dont la base fait environ 25 km de diamètre.

II.1.5. L'unité Las Lomas

Les affleurements de l'unité de Las Lomas sont géographiquement limités aux zones proches du village de Cotahuasi (secteurs Pampamarca et Huaynacotas) et sur la crête de Chaucalla à Las Lomas. Sur les images Landsat et Spot, cette unité se distingue par sa teinte blanchâtre à rosâtre, et par sa position comme ultime nappage des plateaux d'altitude de la zone en raison de son jeune âge (cf. au-dessus). Toutefois, nous avons vu (Chapitre 5, Figure 5.24) que l'unité est aussi présente au sud-est de Cotahuasi, sous les laves quaternaires du volcan Firura. Sa teinte typique est bien identifiable et contraste avec les andésites sombres du Firura et les produits qui lui sont antérieurs. De nouveau, nous pouvons situer la source dans la région d'altitude de l'arc volcanique et de l'Altiplano. Les épaisseurs de l'unité, généralement faibles, varient peu pour les affleurements étudiés (quelques m à une dizaine de m). Les dépôts sont meubles et facilement remobilisés, faisant de l'épaisseur un critère peu fiable pour identifier la source. Les autres critères (taille de grains, présence de fragments d'obsidienne, de cheminées de dégazage etc.) ne donnent pas de renseignements sur le caractère plus ou moins proximal ou distal des affleurements. L'examen des images satellites suggère que des produits similaires sont étendus à l'est du massif du Firura, mais nous n'avons pas pu le vérifier sur ce terrain vaste (Delanteruyoc, Callaja, Cachipascana).

Le volume modeste que nous avons établi pour cette unité (minimum ~7 km^3, peut-être ~20 km^3 initiaux, cf. voir au-dessus tableau 6.1) suggère que la structure d'effondrement associée, s'il en existe une, est probablement de petite taille (quelques km de diamètre). Si on admet que les produits de teinte claire à rosâtre du secteur est de Firura appartiennent bien à l'unité de Las Lomas, alors on peut considérer que la source est vraisemblablement localisée sous le massif quaternaire de Firura (ou sous celui de Solimana). Il s'agirait donc d'une situation similaire à celle évoquée plus haut pour la source du groupe Sencca sous le massif du Coropuna. L'hypothèse de la localisation d'une source sous les jeunes massifs de Firura et/ou Solimana est très compatible avec l'âge de l'unité de Las Lomas. Les développements du Firura et du Solimana auraient commencé par la mise en place de l'unité de Las Lomas vers 1,26 Ma, avec la formation possible d'une petite caldera, puis ces stratovolcans se seraient progressivement construits jusqu'à déborder et masquer la structure d'effondrement, probablement modeste. Ce scénario serait assez similaire à celui décrit précédemment, et illustre l'association étroite entre le volcanisme ignimbritique rhyolitique initial et la croissance ultérieure de stratovolcans andésitiques.

II.2. Identification d'une caldera à Trapiche

Les données structurales et texturales nous permettent de déduire l'existence d'une caldera dans la région du lac Parinacocha. Nous la nommons Trapiche, du nom du village le plus proche du centre de la structure caldérique, selon notre interprétation. L'existence de cette caldera est révélée par un faisceau d'arguments géologiques, stratigraphiques et structuraux, qui découlent des résultats de chrono-stratigraphie, d'imagerie satellitaire et des données de pétro-fabrique, présentés plus haut.

II.2.1. Arguments structuraux et volcanologiques

L'observation détaillée, sur les images satellitaires, des systèmes de drainage qui incisent la surface des ignimbrites dans le secteur de Caraveli et plus à l'ouest (vers Mina Calpa et Tierras blancas), révèle que les surfaces de toit des ignimbrites ont une tendance prononcée à converger vers la région du lac Parinacocha, et moins vers le massif de Sara Sara, comme l'avait proposé Bréard (2011). Un examen plus précis des régions au sud-ouest et à l'ouest, souligne l'existence de témoins isolés de produits pouvant être des dépôts ignimbritiques. En effet, ils présentent la morphologie typique de systèmes de drainage incisant les dépôts ignimbritiques (cf. chapitre 4). Ainsi, l'aire du lac Parinacocha semble être l'apex d'un vaste éventail ignimbritique s'étendant approximativement du rio Ocoña à l'est jusqu'au rio Angostura à l'ouest. Compte tenu de la morphologie monoclinale de la zone, les produits pyroclastiques se seraient épanchés préférentiellement depuis l'Altiplano vers le Pacifique.

L'examen des épaisseurs et des degrés de soudure de l'unité de Caraveli, qui forme l'essentiel du plateau décrit ci-dessus, montre que l'amincissement et la diminution des degrés de soudure se font plutôt du Nord-Ouest vers le Sud-Est, à peu près dans l'axe de la vallée actuelle du rio Caraveli. Ces observations nous permettent de déterminer la vergence de l'unité vers le Sud-Est. Les faciès les plus proximaux sont certainement situés vers le nord-ouest de ce secteur. Les données ASM sont en plein accord avec cette tendance.

En effet, les données concernant l'unité de Caraveli traduisent un mouvement en direction du Sud-Est sur tout le plateau de Caraveli et plus au sud. C'est pourquoi Bréard (2011) avait proposé la localisation d'une source au nord du village de Caraveli, sous le volcan de Sara Sara. Or, dans cette étude antérieure, les sites les plus occidentaux indiquaient déjà une source plus occidentale, ce que confirment les nouvelles données présentées ici.

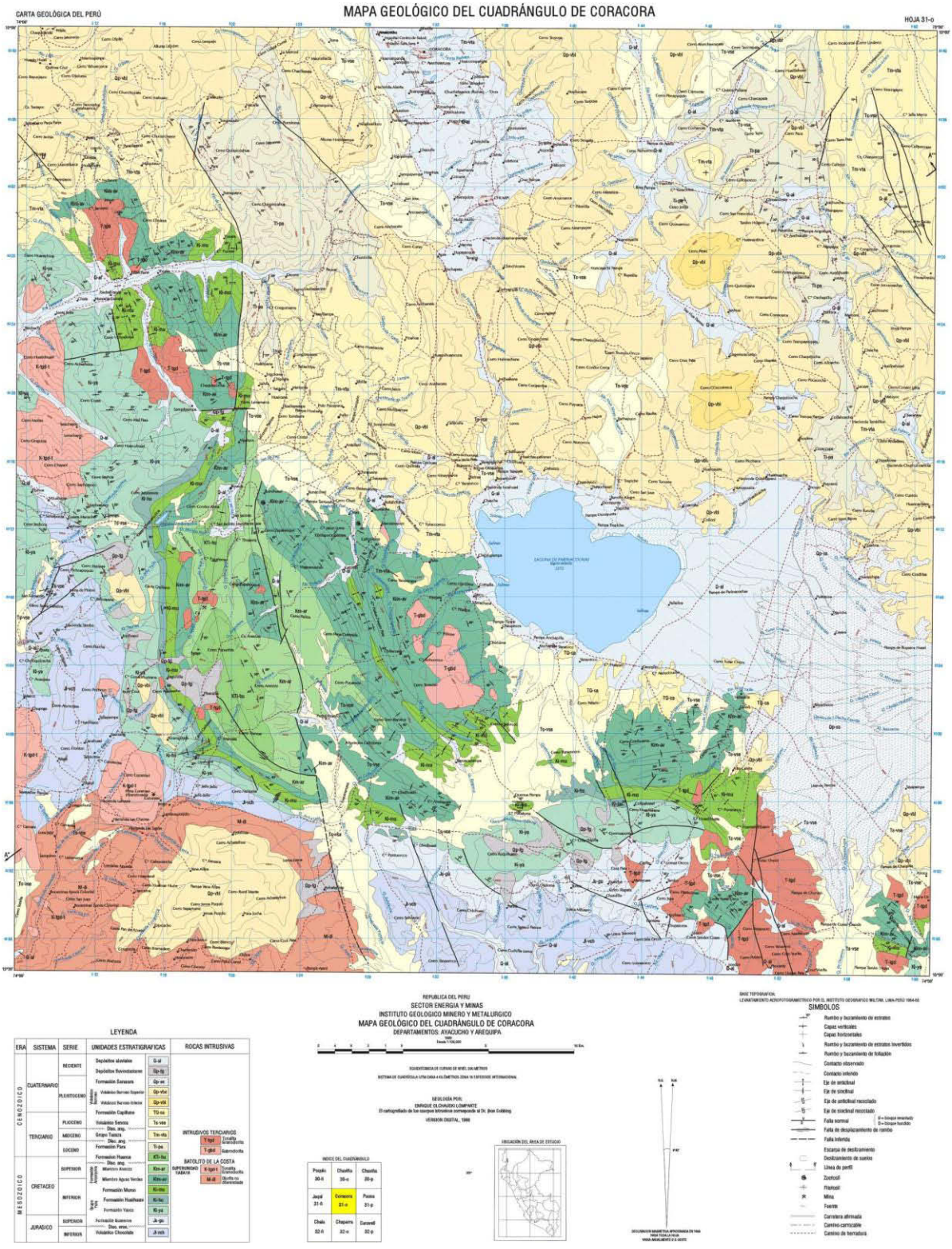


Figure 6.8. Carte géologique de la zone du lac Parinacocha (carte de Cora Cora 1 : 100 000ème de l'INGEMMET, Lima). On observe des éléments plissés de socle (zones en vert) associées à des massifs intrusifs (teintes vives orange-rouge). Les séries volcaniques d'âge Barroso apparaissent dans les teintes beiges à jaunes, et les remplissages plio-quaternaires sont en gris. On observe que le lac Parinacocha est enchâssé dans une structure d'effondrement de type graben orientée plutôt nord-sud.

II.2.2. Contours et dimensions de la caldera de Trapiche

L'étude de la carte géologique au 100 000ème du secteur de Cora Cora (bourgade au nord-ouest du lac Parinacocha), apporte des informations très concordantes avec l'hypothèse d'une caldera dans le secteur du lac Parinacocha (Figure 6.8). En effet, on observe qu'un vaste ensemble de roches volcaniques classées dans le groupe Barroso (Mio-Pliocène), est niché dans un système tectonique en dépression, d'orientation grossièrement nord-sud, encadré au sud et à l'ouest par des ensembles plissés du socle crétacés et jurassiques (cf. formation Arcurquina et groupe Yura, voir chapitre 2). Dans le détail, cette dépression est occupée par deux massifs volcaniques incluant plusieurs sommets. Le massif Est (14 x 10 km) culmine aux Cerros Peste (4353 m au nord) et Jejeresca (4206 m au sud), tandis que le massif ouest (également 14 x 10 km) s'élève à 4087 m au Cerro Trompo Orjo. Dans notre interprétation, ces deux massifs sont contenus dans la dépression caldérique, dont le diamètre est-ouest est estimé à 22 km environ. L'estimation est réalisée depuis le village de Matuyo à l'est, jusqu'à la route qui longe en Nord-Sud le pied occidental du massif du Cerro Trompo Orjo. Le bord de la caldera est bien préservé à quelques km au sud et à l'est des villages de Matuyo et Incuyo, respectivement. On observe une série de failles à géométrie courbe en carte, à rejet normal avec enfoncement vers le Nord-Ouest (Figure 6.8 et 6.9).



Figure 6.9.

Image GoogleEarth du lac Parinacocha et de ses alentours. Les structures plissées au sud-ouest du lac sont bien visibles.

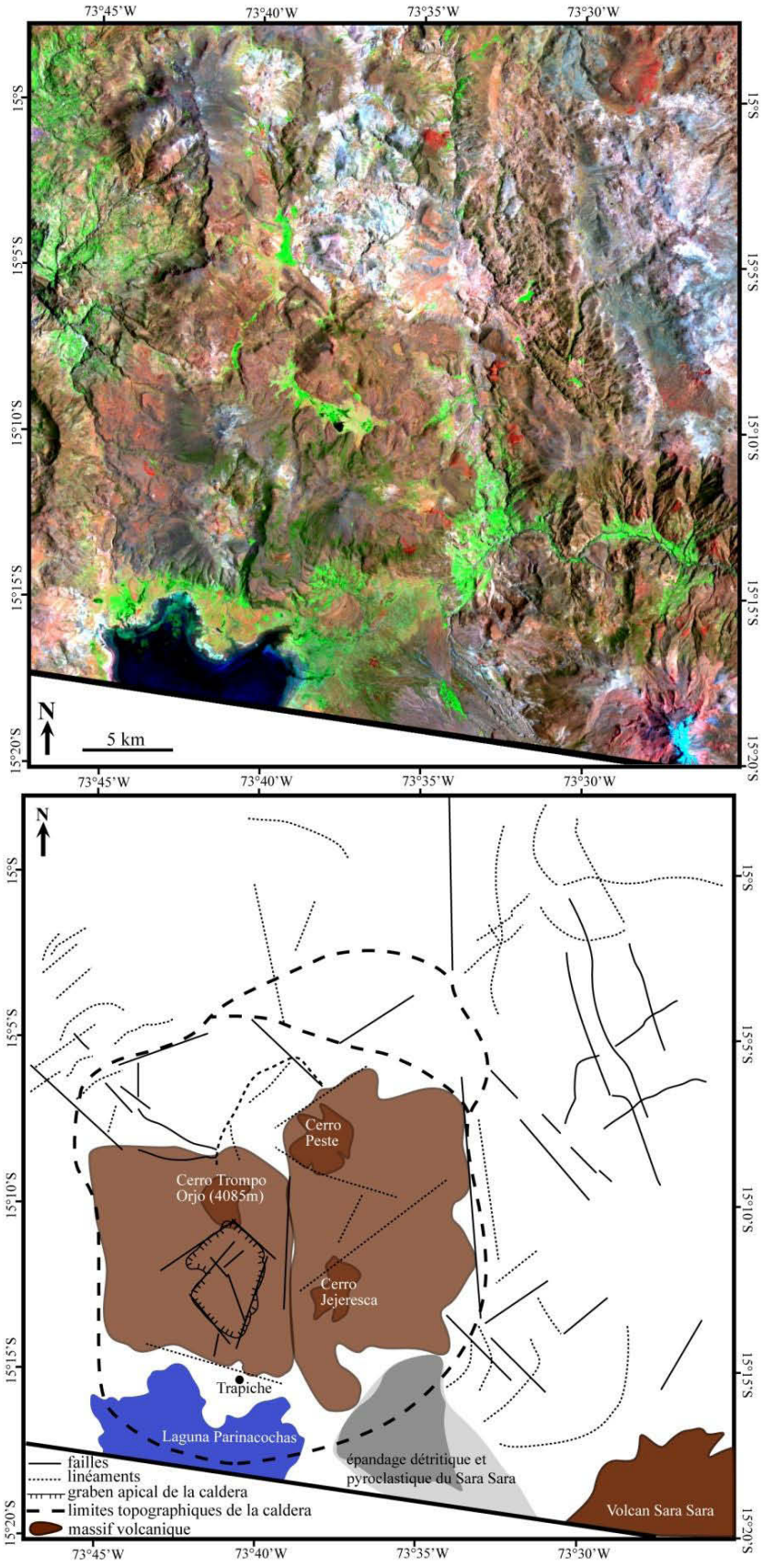


Figure 6.10. a) Image Landsat de la région du lac Parinacocha et (b) interprétation morphologique et structurale de la caldera de Trapiche. Le lac Parinacocha est en bleu, les deux zones marron pâle sont les massifs d'âge Barroso intra-caldera, et en marron foncé ce sont les sommets volcaniques.

Les dimensions nord-sud sont plus difficiles à déterminer. En effet, la zone déprimée (entre 3500 et 4000 m d'altitude), et d'aspect chaotique au nord de Tambo Huayco peut être située à l'intérieur comme à l'extérieur de la limite nord de la caldera. Les observations par images satellites ne permettent pas de trancher, et de futures recherches de terrain seront nécessaires dans cette zone pour vérifier ce point. Au sud, le lac Parinacocha (3278 m) correspond grossièrement à la partie méridionale de la structure d'effondrement. Or, nous situons la limite sud de la caldera dans la partie méridionale du lac, et non à sa bordure sud. L'observation des images satellites et de la carte géologique (Figure 6.8) indique sans ambiguïté que le lac s'est formé tardivement, lors de la construction des grands épandages détritiques quaternaires issus du démantèlement du massif de Sara Sara. Avant ce comblement récent, le drainage des alentours du lac s'effectuait par une vallée qui se poursuivait vers le canyon de Maran (une situation très similaire à celle décrite pour la caldera de Valles, USA, au chapitre 3). Dans ces conditions, sous l'effet de ce barrage les eaux se seraient accumulées en amont, et auraient débordé au-delà de la limite sud de la caldera, où les dépôts ignimbritiques de nappes externes semblent affleurer (Figures 6.8 et 6.9). La limite sud passerait donc plus probablement selon une ligne est-ouest au « milieu » du lac (Figure 6.10), en se poursuivant vers sa bordure ouest à proximité du village d'Incahuasi. Ceci conduit à estimer le diamètre nord-sud à ~ 23-24 km, une valeur similaire au diamètre est-ouest.

II.2.3. Structure de la caldera et du dôme résurgent

Les deux massifs contenus dans la caldera ont chacun une base de dimensions similaires, de l'ordre de 14 x 10 km. Cependant, bien que tous deux soient formés de laves andésitiques, leurs altitudes sont significativement différentes, avec les sommets est à 4350-4200 m, et le sommet ouest à 4087 m seulement. L'observation du massif Est par imagerie suggère que cet ensemble correspond à des empilements de coulées épaisses et dômes-coulées, émoussés par l'érosion glaciaire généralisée au-dessus de 3500 m environ. Les sommets correspondent à des extrusions au toit des évents d'émissions, et les structures de levées, d'ogives dans les chenaux de lave, et de fronts de coulées sont localement bien reconnaissables.

L'examen du massif ouest révèle que celui-ci est éventré par une importante dépression (6 x 4 km de diamètre, Nord-Sud et Est-Ouest, respectivement) dont le fond semble occupé par des roches altérées par hydrothermalisme, avec des teintes typiques dans les miels à blanchâtres (visible sur Google Earth et Landsat). Cette dépression est de forme remarquable,

avec une apparence approchant un « losange » irrégulier, et ses rebords sont une succession de segments relativement rectilignes (sauf du côté ouest, moins net), qui semblent correspondre à des failles normales. L'examen des structures tectoniques cassantes reportées sur la carte géologique et observables à partir des images satellites étudiées dans cette thèse (Figures 6.8 et 6.10), indique que les directions des bordures de ce « losange » correspondent à deux directions tectoniques majeures dans tout le secteur du lac Parinacocha (i.e. Sud-Ouest – Nord-Est vers 20-30°, et Nord-Ouest – Sud-Est vers 150-160°) et que l'allongement nord-sud du losange coïncide avec un réseau de failles bien visibles sur tous les documents, dont le jeu principalement normal a contrôlé la structure du graben nord-sud dans lequel est niché la caldera de Trapiche (Figure 6.11).

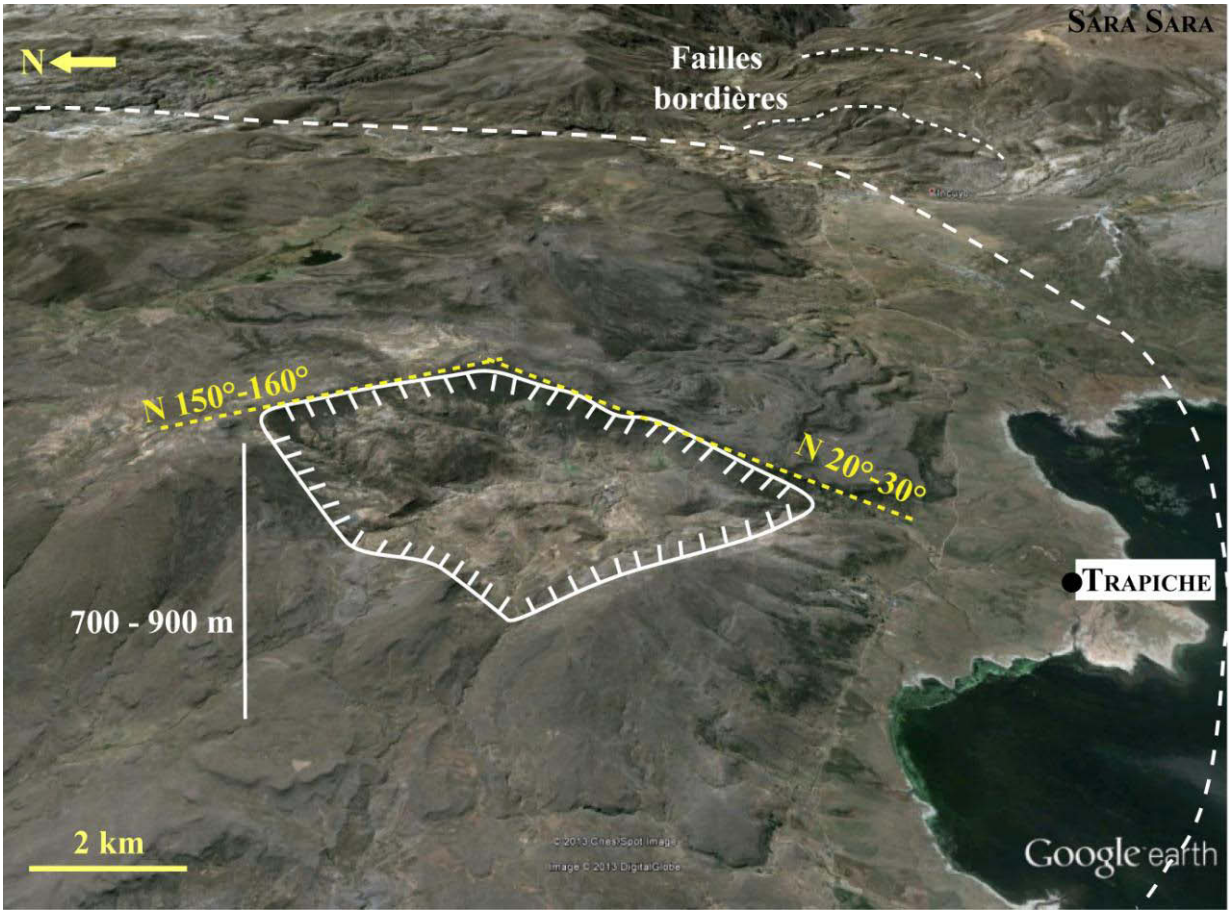


Figure 6.11. Image Google Earth (vue oblique depuis l'Ouest) du graben apical sur le massif résurgent de Cerro Trompo Orjo situé dans la partie ouest de la caldera de Trapiche. On observe des roches altérées et hydrothermalisées à l'inté-rieur du graben. Les produits de démantèlement intra-graben forment le delta sédimentaire de Trapiche.

Ces propriétés structurales du massif ouest nous amènent à interpréter l'ensemble de la structure du Cerro Trompo Orjo comme un dôme résurgent au sein de la caldera de Trapiche. La dépression centrale encadrée par une fracturation normale peut être interprétée comme un graben apical d'orientation nord-sud, mais dont la géométrie de détail est influencée par les accidents tectoniques croisés. De tels grabens apicaux sont courants sur les dômes résurgents (cf. chapitre 3). Le démantèlement de la partie interne de cette zone apicale, favorisé par l'intense fracturation et l'altération hydrothermale au sein du massif ouest, a conduit à la formation du petit delta sédimentaire au débouché sud de la dépression, qui occupe la partie nord du rivage du lac Parinacocha. Ce graben apical sur le massif résurgent de Cerro Trompo Orjo, permet d'expliquer la différence significative d'altitude entre les massifs est et ouest. Nous attribuons l'absence de structures tectoniques plus « fraiches » ou bien préservées sur le massif de Cerro Trompo Orjo aux différentes périodes d'érosion glaciaire qui ont affecté ce secteur, notamment au cours du Quaternaire (Smith et al., 2005 ; Forget et al., 2008 ; Ehlers et al., 2011). Cette érosion a émoussé les reliefs préexistants au-dessus d'une altitude de l'ordre de 3500 m.

On peut noter que la structure d'effondrement de Trapiche et le dôme résurgent de Cerro Trompo Orjo forment un ensemble caldérique très comparable aux autres exemples de calderas des Andes centrales que nous avons décrit au chapitre 3.

D'une part, les dimensions de la caldera sont très compatibles avec le volume considérable de l'ignimbrite Caraveli (un minimum de 150 km^3, mais plus probablement au moins le double ou le triple). La taille de la caldera est donc bien corrélée au volume des produits émis, si on se réfère aux graphes de comparaison de la littérature (e.g. Cas et Wright, 1987, Roche et Druitt, 2001).

D'autre part, le dénivelé provoqué par la résurgence est très similaire à celui observé dans les autres calderas des Andes centrales (700-1300 m à Cerro Galan et 700-900 m à La Pacana, cf. chapitre 3), mais aussi dans les grandes calderas nord-américaines et d'ailleurs (e.g. 400-600 m à Valles Caldera). La profondeur du lac Parinacocha n'est pas connue mais on peut considérer que le plancher de la caldera se trouve à une altitude d'environ 3200-3400 m, et le sommet de la résurgence vers 4100 m, soit un dénivelé de 700-900 m similaire à d'autres exemples de résurgence décrits à l'extérieur des Andes dans la littérature (e.g. 1100 m au dôme résurgent de Samosir à Toba à Sumatra, Chesner, 2011 ; 700-800 au dôme résurgent de Sahinkalesi en Anatolie centrale, Le Pennec et al., 1994).

III. IMPLICATIONS POUR LA SURRECTION ANDINE

La région nord de la CVZ (Zone Volcanique Centrale) dans le sud du Pérou, est incisée par les vallées les plus profondes des Andes, principalement celles des rios Ocoña-Cotahuasi–Marán. Ce canyon qui atteint 3,5 km de profondeur incise la Cordillère Occidentale, de morphologie monoclinale, depuis l'Altiplano jusqu'au Pacifique. La majeure partie de la dénudation du plateau andin a eu lieu avant 24 Ma, mais l'incision verticale du plateau et de son flanc ouest, formant les canyons OCM, a été provoquée par son soulèvement et a été maximale après 14-9 Ma (Gunnell et al., 2010). La présence de dépôts marins datés à 24 Ma intercalés dans la formation Moquegua, à Caraveli et Cuno-Cuno, à des altitudes élevées (respectivement 1800 m et 2300 m, soit à 1300 m et 1800 m au-dessus du fond de la vallée Ocoña) a permis d'estimer que le soulèvement a été de 3 à 4 km depuis les derniers 24 Ma (Thouret et al., 2007). L'initiation et les vitesses du soulèvement du plateau andin (Altiplano) peuvent être appréhendées, entre autres, par l'étude de l'érosion et de l'incision de ces reliefs au cours de leur formation. Bien que ces éléments ne correspondent pas directement au soulèvement, ils en dépendent et le reflètent assez étroitement, permettant de l'évaluer. Les données concernant l'âge des ignimbrites présentées au chapitre 5 permettent de discuter ces processus pour notre secteur d'étude.

III.1. Evaluation des taux d'incision et d'érosion

Les dépôts ignimbritiques de la région OCM, qui sont antérieurs, simultanés et ultérieurs à l'incision des vallées OCM sont de très bons marqueurs de son évolution géomorphologique. En effet, leurs positions dans des vallées incisées dans un segment orogénique actif les rendent pertinents pour l'analyse des liens entre l'érosion, l'incision, et le soulèvement. Parmi les six grands groupes anté- et syn-incision identifiés au cours de ce travail, trois peuvent servir de marqueurs isochrones régionaux pour estimer les vitesses d'incision et d'érosion.

La morphologie des unités et groupes ignimbritiques étudiés dans cette thèse reflète assez fidèlement la morphologie des terrains sur lesquels elles se sont mises en place et permet ainsi, de se représenter le type d'érosion qui a façonné ces terrains. Les unités Alpabamba (19,4–18 Ma, cf. chapitre 4) et Huaylillas (14,3–12,7 Ma) forment des paléo-surfaces planes, d'assez haute altitude (3000 m environ), qui présentent une flexure en direction de la marge

océanique. L'unité Caraveli forme un épais et vaste placage sur ces surfaces mais des vallées peu profondes l'entaillent, ce qui suggère que l'incision aurait débuté avant 9 Ma.

Le groupe post-incision des ignimbrites Sencca (4,9 – 3,6 Ma et 2,3 – 1,4 Ma) affleure à proximité (500-700 m) du fond des vallées (principalement rio Ocoña), est canalisé dans les vallées incisées dans les reliefs environnants, ou encore recouvre des replats topographiques qui jalonnent les parois des vallées principales à différentes hauteurs (rios Ocoña – Cotahuasi et Maran). Ces jalons témoignent des étapes successives de creusement du canyon, qui a connu des périodes d'interruption ou de ralentissement pendant lesquelles le volcanisme ignimbritique a été actif. Cela nous indique que l'incision des vallées était déjà à un stade avancé lors de la mise en place de ces unités les plus récentes. Par conséquent, le soulèvement (et donc l'érosion) des plateaux de la région OCM aurait débuté avant 9 Ma, à un rythme plutôt lent, puis le soulèvement s'est probablement accéléré, entraînant le déséquilibre des rivières et accroissant l'incision linéaire des reliefs. L'incision du canyon se serait donc produite principalement après 9 Ma, mais avant la mise en place des unités les plus anciennes Sencca, vers 3,8 Ma, au fond du canyon ou à mi-hauteur des flancs des vallées.

III.1.1. Estimation des volumes érodés

Le volume de matériel mobilisé par l'érosion a été estimé par Albino (2006) en utilisant comme marqueurs l'unité Huaylillas, qui précède l'incision majeure de la vallée, et le groupe Sencca, qui lui succède (en grande partie). Les contours de base pour chaque ignimbrite ont été délimités sur des images Landsat, reportées sur un MNT et extrapolées pour définir des paléo-surfaces, en tenant compte de la paléo-topographie de la vallée à chaque étape de l'incision discontinue (Figure 6.12).

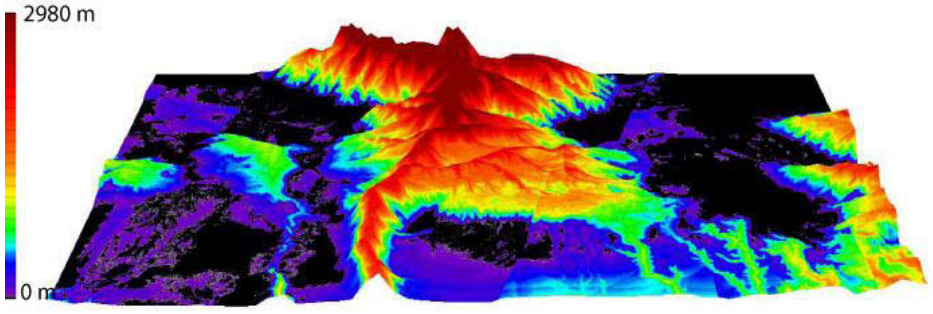


Figure 6.12. Schéma des volumes de roches mobilisés depuis 13 Ma de la confluence des rios Ocoña–Cotahuasi, vers l'océan Pacifique (F. Albino, 2006). Le volume érodé est représenté en relief inversé. La zone d'érosion maximale (profondeur maximale du canyon) est en rouge sombre. La zone d'érosion minimale (paleo-surface précédant la pénéplaine polygénique vers 40 – 14 Ma) est en noir.

En considérant nos datations ^{40}Ar-^{39}Ar (chapitre 5), et celles issues de travaux antérieurs (Thouret et al., 2007), ainsi que les altitudes des ignimbrites datées, nous avons estimé approximativement les vitesses d'incision des canyons OCM, ainsi que les taux d'érosion du bassin versant des canyons depuis environ 13 Ma. Les estimations ont été faites entre les ignimbrites sélectionnées pour les intervalles de temps suivants: 13-9 Ma, 9-4 Ma et 4 Ma à l'Actuel. Les valeurs de taux d'érosion calculées s'échelonnent entre 0,8 et 1,5 km pour les derniers 13 Ma (voir le tableau 6.2). Pour faire ces estimations nous supposons que l'érosion a évacué de 220-240 à 390-420 km^3 par million d'années, sur une zone couvrant environ 3390 km^2 (aire du bassin versant des vallées OCM). Ces taux d'érosion assez élevés du plateau andin contrastent avec la valeur plus faible, de l'ordre de 1 km pour 60 Ma (Gunnell et al., 2010), déterminée par thermochronologie de basse température sur le même secteur.

Groupe utilisé comme marqueur	**Volume de matériel érodé dans chaque intervalle de temps**	**Taux d'érosion dans chaque intervalle de temps**	**Taux d'incision selon les différences de hauteurs entre marqueurs**
Huaylillas Base à *ca* 13 Ma	3300 km^3	820 km^3/Ma sur 4 Ma	140 m / Ma
Caraveli Base à *ca* 9 Ma	880 km^3	200 km^3/Ma sur 5 Ma	450 m / Ma
Sencca Base à *ca* 4 Ma	1320 km^3	340 km^3/Ma sur 4 Ma (i.e. jusqu'à l'Actuel)	500 m / Ma
Total / moyenne	5500 km^3	420 km^3/Ma sur 13 Ma	170 m / Ma

Tableau 6.2. Résultats des évaluations des taux d'érosion et d'incision pour trois intervalles de temps définis par la mise en place des unités de Huaylillas, Caraveli et du groupe Sencca.

III.1.2. Estimation de la vitesse d'incision

Nous observons dans le tableau 6.2 que le taux d'incision, calculé à partir des altitudes des nappes ignimbritiques et de leurs âges, augmente entre les deux intervalles de temps 13-9 Ma et 9-4 Ma, passant de 140 m/Ma à 450 m/Ma. L'incision, fortement accélérée, devient trois fois plus importante vers la fin du Miocène. Bien que sujettes à certaines erreurs, ces valeurs révèlent donc clairement des variations spatiales et temporelles des taux d'érosion et d'incision.

D’une part, des variations latérales sont observées entre le canyon de Cotahuasi, incisé après 3,8 Ma au taux de 750 m/Ma, et celui d’Ocoña, où le déblaiement érosif est effectué depuis 4 Ma, au taux de 250 m/Ma. D’autre part, le taux d’érosion – incision varie au cours du temps. Le canyon de Cotahuasi, après avoir été partiellement comblé vers 2 – 3 Ma, a été de nouveau entaillé après 1,6 Ma, et même peut-être après 1,2 Ma (unité de Las Lomas qui affleure sur les bordures des hauts plateaux, de part et d’autre du rio Cotahuasi), avec cette fois une incision très rapide de l’ordre de 1300 à 1500 m/Ma (Figure 6.13).

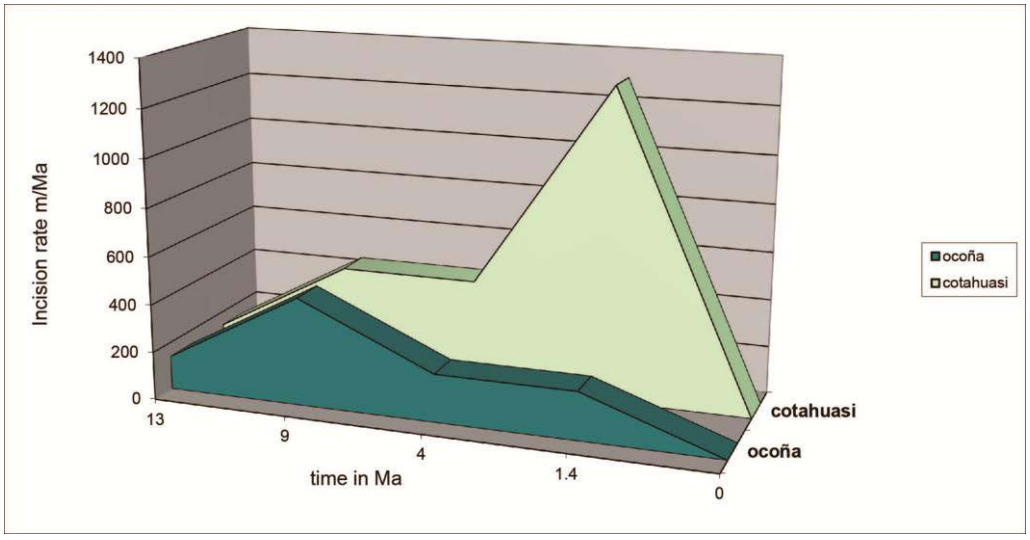


Figure 6.13. Diagramme comparatif des taux d’incision dans la partie nord du canyon Cotahuasi (en vert clair), et dans le rio Ocoña (en vert foncé) plus au sud. On note des taux d’incision similaires vers 13 – 9 Ma, puis très dissemblables depuis 4 Ma.

L’incision linéaire est responsable de presque 80 % du creusement de la vallée entre 9 et 4 Ma, en comparaison avec l’érosion latérale. Cela est directement imputable à la capacité érosive de la rivière, soit par changement de son gradient, soit par modification de sa puissance (suite à l’accroissement des précipitations en amont par exemple). Le taux d'incision moyen est estimé à 170 m/Ma depuis 13 Ma. En comparant cette valeur à celle d’autres canyons ayant des conditions similaires, c'est-à-dire dans une province volcanique sous un climat aride et en contexte de convergence de plaques, il apparaît qu'elle se situe parmi les valeurs les plus élevées de la gamme (10 – 200 m/Ma) établie par Montgomery et Lopez Blanco (2003) dans la Sierra Madre Occidentale au Mexique.

Nous pouvons toutefois émettre des retenues sur nos estimations. En effet, les estimations des volumes érodés s’appuient sur des paléo-surfaces, elles-mêmes basées sur une

extrapolation faite à partir de quelques affleurements actuels dispersés. On peut s'interroger sur la validité de ces reconstitutions, qui gagneraient à s'appuyer sur un plus grand nombre d'affleurements observés et cartographiés. En ce qui concerne les taux d'incision, ils donnent un ordre de grandeur qui permet de se positionner dans le débat sur les vitesses d'incision des rios OCM. Avec un plus grand nombre de datations des unités ignimbritiques (qui peuvent être moyennées pour le calcul), une meilleure répartition des données utilisées sur toute la zone, et en utilisant plus de jalons (par exemple en distinguant Sencca inférieure de Sencca supérieure), les calculs auraient une bien meilleure résolution.

III.2. Phases d'évolution des canyons OCM

Le système des vallées Ocoña - Cotahuasi présente deux types morphologiques distincts le long de profils transverses. La vallée du rio Ocoña est large (10 – 30 km) et peu profonde (moins de 1,2 km), alors qu'en amont, le rio Cotahuasi incise une vallée étroite (1 – 2 km) et très profonde (2 – 3,5 km). La vallée large a été essentiellement formée entre 13 et 9 Ma (Miocène moyen à final), alors que le canyon profond a été creusé bien après 9 Ma (fin Miocène – début Pliocène). Cette évolution géomorphologique peut être causée par un changement dans les processus dominants d'érosion. Ces derniers ont changé, passant d'un processus de formation de pédiment latéral (obtenu par lessivage en nappes et en dendrites), à la prépondérance de l'incision par érosion fluviatile linéaire (résultant de la décharge des eaux de rivière et aux méandres dans la roche dure du lit des drainages). Les deux processus sont fondamentalement contrôlés par la répartition et l'importance des précipitations dans les secteurs en amont. Or nous avons observé que le style de l'érosion a évolué de la fin Miocène au début du Pliocène, passant d'une forte érosion latérale de la région et une faible incision verticale du canyon entre 13 - 9 Ma, à une faible érosion latérale avec une forte incision linéaire de 9 Ma à l'Actuel (voir le tableau 6.2).

Dans le débat sur l'initiation et les vitesses de soulèvement de l'Altiplano (e.g. Barnes et Ehlers, 2009), des auteurs ont estimé l'incision du plateau à 2-2,5 km entre 9 et 4 Ma (Thouret et al., 2007) et à 1 km entre 9-5 Ma, puis 1,5 km entre 5-2 Ma (Schildgen et al., 2007). Ces valeurs corroborent nos estimations présentées plus haut, et appuient l'hypothèse d'un soulèvement lent de l'Altiplano, qui s'accélère après environ 10 Ma (Garzione et al., 2008b). Cette hypothèse est contredite par d'autres auteurs qui estiment que le soulèvement a été lent

et continu, 4 km depuis 40 Ma, et qu'il a été initié plus tôt (Sébrier et al., 1988 ; Barke et Lamb, 2006 ; Hartley et al., 2007 ; Hoke et al., 2007).

Nous avons souligné (plus haut dans ce chapitre) que les super-éruptions à VEI 7-8, produisant les unités Huaylillas et Caraveli (et Alpabamba auparavant) ont eu lieu entre 14 et 9 Ma, et qu'après 9 Ma, les volumes émis par les éruptions ignimbritiques du groupe Sencca, Las Lomas et Capilla sont plus faibles (VEI 4-6). Ainsi, nous pouvons récapituler les différentes observations faites dans la région OCM de la façon suivante:

Avant 24 Ma, la dénudation du futur plateau d'altitude a déjà commencé, la marge se soulève aussi (e.g. émergence de sédiments marins datés à 24 Ma). A partir de 20 Ma, la très forte activité magmatique et ignimbritique (Alpabamba, Huaylillas puis Caraveli) produit des super-éruptions de VEI 7-8. Durant cette même période, le climat hyper-aride a inhibé l'érosion (qui est majoritairement latérale), et favorisé la bonne conservation des pénéplaines et des plateaux ignimbritiques, qui subissent un bombement ou se flexurent par la suite, pour accommoder la construction des reliefs (Tassara, 2005 ; Gunnell et al., 2010).

Vers 10-9 Ma, la convergence est déjà ralentie (depuis 20 Ma selon Somoza, 1998 ; Norabuena et al., 1999 ; Iaffaldano et Bunge, 2008), le climat devient moins aride (en réponse possible à la formation des reliefs, Hartley, 2005), le soulèvement de l'Altiplano s'accélère accroissant l'incision (érosion verticale) des rivières (400-500 m/ Ma), et l'activité volcanique devient celle d'un arc actif plus classique, avec des VEI de 4 à 6. Les ignimbrites du groupe Sencca, puis Las Lomas et Capilla sont mises en place, en épousant la morphologie des vallées préexistantes.

La forte diminution de la production ignimbritique peut s'expliquer par la décélération de la convergence, mais aussi par le changement de régime sur toute la marge jusqu'à l'Altiplano qui a pu entraîner de l'extension par endroit, notamment sur la partie extrado du bombement andin, la formation des grandes calderas entre 20 et 9 Ma, et la surrection du plateau qui prédomine après 9 Ma. Ces considérations peuvent aussi illustrer l'hypothèse d'une alternance de phases de magmatisme très intense et de phases tectoniques compressives évoquée par Benavides–Caceres(1999) et Gregory–Wodzicki (2000).

Des facteurs autres que l'accélération du soulèvement du plateau ont pu contribuer à augmenter l'incision des rivières, comme par exemple la nature des roches qu'elles incisent. Nous avons relevé au chapitre 5 que les ignimbrites très épaisses pré-incision (Huaylillas et Caraveli) ont majoritairement des faciès soudés et très recristallisés, au contraire des

ignimbrites plus récentes de moindre volume (Groupe Sencca, unités Las Lomas et Capilla) qui ont des faciès moins soudés dans l'ensemble. Ces dernières ont clairement une capacité de résistance à l'érosion et à l'incision moindre que les ignimbrites les plus compactées (e.g. Milana et al., 2010). En outre, le taux d'incision peut être directement influencé par le débit des rivières. Nous devons considérer l'hypothèse que des réseaux et bassins de drainage de la partie ouest de l'Altiplano ont pu être captés par le système OCM au cours du soulèvement de l'Altiplano, et accroître ainsi le débit. Un tel processus est probable si la pente de l'Altiplano a été modifiée avec un gradient du Nord-Est vers le Sud-Ouest sous l'effet des mouvements tectoniques verticaux de la partie ouest de l'Altiplano.

Au final, les précédentes considérations concernant le volcanisme ignimbritique et les modalités d'érosion-incision conduisent à penser que les super-éruptions d'ignimbrites qui ont eu lieu dans tout le secteur OCM et l'activité de l'arc volcanique qui a suivi, ont très vraisemblablement contribué à la construction rapide des reliefs de cette région, par adjonction magmatique en profondeur et participation à l'épaississement crustal.

CHAPITRE 7

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

I. APPORTS DE LA THESE

I.1. Une connaissance rénovée du volcanisme ignimbritique

Cette recherche a montré l'ampleur du système ignimbritique d'Ocoña-Cotahuasi-Maran. Nous avons identifié plusieurs groupes et unités ignimbritiques d'importances inégales, depuis le groupe de Nazca vers 23,8 Ma, jusqu'à l'unité de Capilla à 0,9 Ma. La durée de fonctionnement des systèmes sources, dont l'activité perdure depuis au moins 24 Ma, atteste de l'importance du complexe de chambres magmatiques associées en profondeur. Les volumes bruts minima déterminés pour les principales nappes ignimbritiques se situent entre 10 et 800 km^3, mais nous pensons que les volumes initiaux sont au moins le double ou le triple, de l'ordre de 20 à 2400 km^3 et se distribuent donc sur deux ordres de grandeur. Les événements explosifs d'âge Néogène-Quaternaire associés se situent tous dans la gamme des VEI 6 à 7, et certaines unités très érodées atteignent probablement le VEI 8 (Alpabamba). Par conséquent, en volume Equivalent Roche Dense (DRE), ces nappes ignimbritiques se situent dans la gamme de ~7 à 550 km^3.

Ainsi, les résultats de cette thèse montrent que le système acide Ocoña-Cotahuasi-Maran soutient la comparaison avec les très grands complexes connus et bien étudiés des Andes centrales (cf. Chapitre 3), mais aussi à l'échelle du globe (Mason et al., 2004 ; Deligne et al., 2010 ; Crossweler et al., 2012). La figure 7.1 illustre cette comparaison pour des ignimbrites bien étudiées dans le monde (voir également le tableau 3.2 au chapitre 3).

De même, les récurrences éruptives indiquent une activité soutenue (sans être exceptionnelle par rapport à d'autres systèmes du globe), pendant toute la durée de fonctionnement du système, avec des temps de repos inter-éruptifs dans la gamme de 1 à 5 Ma. Ces valeurs sont similaires à celles calculées pour d'autres complexes acides des Andes centrales, notamment à la Pacana, ou à Cerro Galan (cf. Chapitre 3). Cette fréquence ne montre pas de diminution au cours des temps géologiques récents (Pliocène-Quaternaire), il n'y a donc aucune raison de considérer que le volcanisme ignimbritique est terminé dans ce secteur. De fait, la poursuite d'une subduction très active, au rythme de 5-6 cm/an, et l'existence d'un volcanisme différencié jeune (d'âge pléistocène et holocène), qui associe des émissions diffuses aux volcanismes centrés de Sara Sara, Coropuna, etc., laissent penser que le magmatisme intra-crustal sous le secteur Cotahuasi-Maran est toujours actif. Par conséquent, la surveillance géophysique minimale de ce secteur en prévision d'une

réactivation future parait nécessaire. Notre recommandation serait de disposer d'un réseau sismologique minimal à proximité des volcans centrés et d'utiliser des méthodes satellitaires comme l'Insar pour détecter toute déformation possible de grande amplitude dans cette zone peu accessible. Les méthodes par satellites sont particulièrement adaptées à ce cas puisque le couvert végétal est très limité et la zone à surveiller est particulièrement vaste.

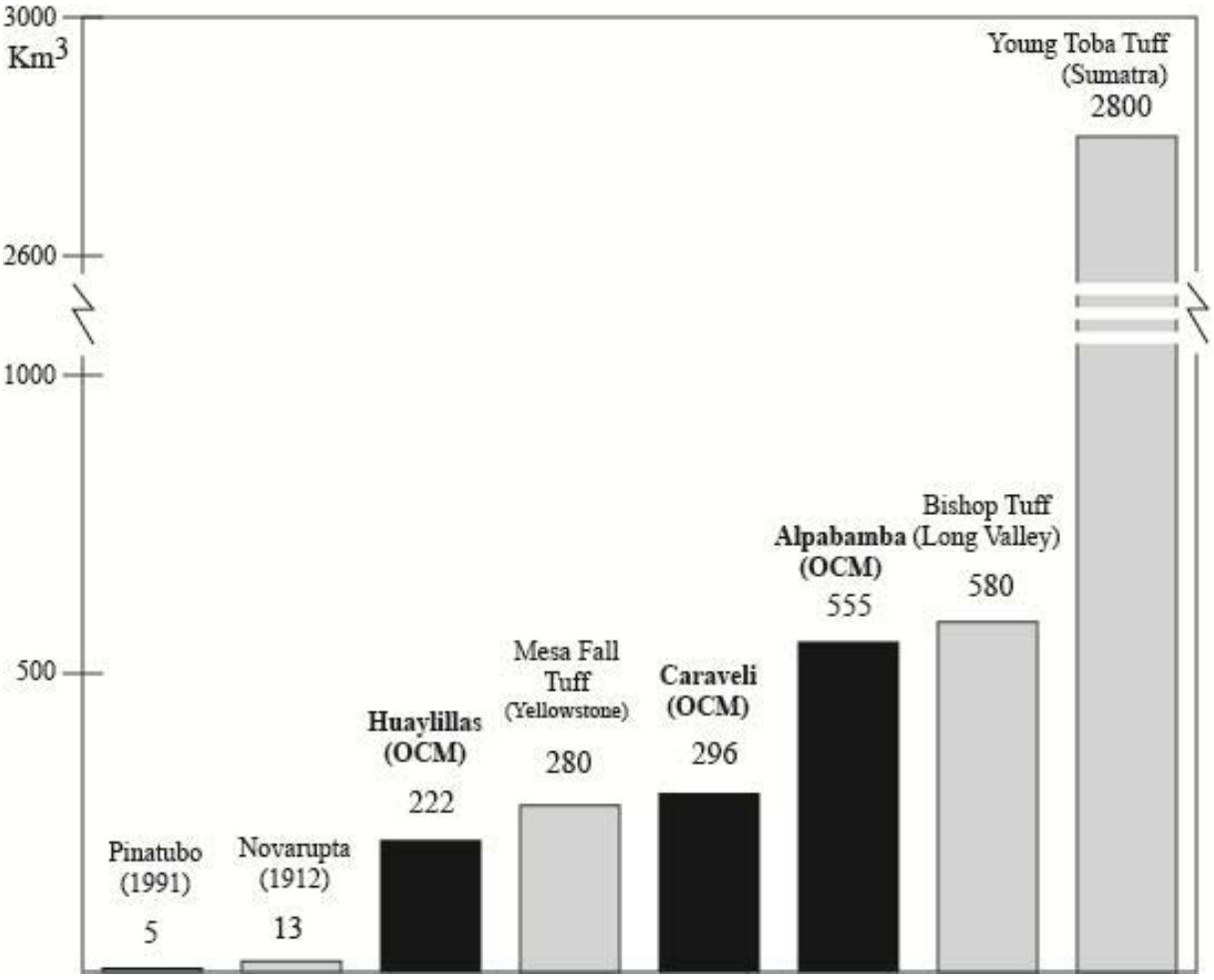


Figure 7.1. Volume DRE des nappes d'ignimbrites majeures du système OCM (histogrammes noirs) comparé à celui d'autres grandes nappes bien étudiées à travers le monde (histogrammes gris). Voir également les volumes bruts du tableau 3.2 au chapitre 3, convertis ici en volume DRE (données accessibles à : volcanoes.usgs.gov/volcanoes/yellowstone/yellowstone_sub_page_49.html).

I.2. Une localisation plus précise des sources ignimbritiques

L'étude de la distribution des ignimbrites, des variations d'épaisseur et de faciès, et l'analyse des fabriques magnétiques pour les grandes nappes ignimbritiques a permis de montrer que les événements ignimbritiques ne proviennent pas des mêmes zones sources. Une zone nouvellement identifiée dans cette thèse est située dans le secteur de la Laguna

Parinacocha. La structure caldérique de Trapiche que nous proposons, de forme grossièrement circulaire (peut-être formée par plusieurs événements d'effondrement), et de diamètre moyen proche de 22 km, est elle-même établie dans une structure tectonique d'extension, sub-perpendiculaire à l'axe local de la fosse de subduction du Pérou. Le volcanisme récent de Sara Sara serait donc placé quasiment en bordure de cette structure, au sud-est. Ce type de configuration est couramment observé dans les grands systèmes acides (cf. chapitre 3). Dans notre interprétation, cette caldera serait la source de l'unité de Caraveli, à 9 Ma. Sa structure et sa morphologie relativement bien préservées, et la présence de zones d'altération hydrothermale au sein du graben apical situé sur le massif résurgent de Cerro Trompo Orjo suggèrent que cette caldera héberge peut-être encore des aquifères suffisamment chauds pour avoir un intérêt géothermique. Des études spécifiques seront nécessaires pour le confirmer.

D'autres sources sont très vraisemblablement dissimulées sous les grands complexes volcaniques quaternaires de Coropuna, de Firura et peut-être de Solimana, tous situés à l'est du rio Cotahuasi. Les éléments structuraux superficiels de ces calderas ne sont pas visibles dans la topographie actuelle. En effet, il semble que les dimensions de la base de ces massifs plio-quaternaires dépassent le diamètre des calderas situées en dessous.

Au terme de notre étude, nous pensons que les ignimbrites Huaylillas et probablement Sencca ont été émises depuis la zone de Coropuna, alors que Las Lomas proviendrait d'une source située sous le Firura, voire sous le Solimana. Compte-tenu de la présence de ces grands stratovolcans au-dessus des sources, l'existence d'un potentiel géothermique s'avère plus difficile à montrer. La source des ignimbrites plus anciennes reste imprécise sur la base de nos données. L'unité d'Alpabamba (~18 Ma) est peut-être issue de la zone du volcan Coropuna, mais nous avons vu que certaines données de faciès et de fabrique magnétique suggèrent une origine plus septentrionale, dans la zone très tectonisée et érodée de l'Altiplano. Une position nettement arrière-arc est donc à considérer pour les recherches futures (Hughes et Mahood, 2008). Enfin, concernant le groupe de Nazca daté vers 24 Ma, il n'a pas été possible d'en identifier la zone source, car ses dépôts sont très peu exposés dans notre zone d'étude.

Au final, les sources des ignimbrites d'OCM semblent dispersées autour des canyons OCM, avec toutefois une tendance à s'égrener depuis le Miocène supérieur dans le secteur de l'arc Barroso inférieur et supérieur (10-1 Ma) (cf. figure 2.10 au chapitre 2).

I.3. Une compréhension améliorée du processus local d'orogenèse

Les résultats de notre recherche démontrent que les volumes considérables de produits pyroclastiques répartis sur toute la région depuis la zone de la caldera de Trapiche au nord-ouest jusqu'au massif de Coropuna au sud-est traduisent l'existence en profondeur de vastes chambres magmatiques très volumineuses. L'existence des grands stratovolcans andésitiques centrés et du volcanisme monogénique plus diffus (coulées et dômes) conforte cette interprétation. Il est donc raisonnable de conclure que les événements passés d'intrusions magmatiques sous cette région ont très vraisemblablement contribué à la croissance crustale depuis au moins une quinzaine (voire vingtaine) de Ma, et que cette adjonction magmatique progressive serait un facteur non négligeable du soulèvement de ce secteur des Andes. De fait, nous n'avons pas observé lors de nos travaux de terrain de structures géologiquement récentes (i.e. d'âge inférieur au Miocène) suggérant un soulèvement par raccourcissement dans cette région (failles inverses, antiformes par plissement de longueurs d'ondes variées etc.). De telles structures sont connues dans les séries antérieures, notamment celles du Mésozoïque (cf. carte géologique de la figure 6.8 du chapitre 6). Cette configuration de l'épaississement crustal est propice à la formation de structures d'extension sur la partie « en extrado » de la zone épaissie (cf. figure 1.1 du chapitre 1). Cela est en accord avec la présence de dépressions tectoniques comme celle d'orientation Nord-Sud (en gros perpendiculaire à la subduction) qui contient la caldera de Trapiche.

Conjointement, nos données concernant l'âge et le degré d'incision des ignimbrites semblent suffisamment convaincantes pour indiquer que toute la région allant de la côte jusqu'à la bordure occidentale de l'Altiplano, a commencé à se soulever dans son ensemble dès le début du Miocène supérieur. Cependant, seules les régions orientales de l'arc et l'Altiplano ont poursuivi une surrection rapide au Pliocène, s'accompagnant du creusement accéléré du rio Cotahuasi (cf. figure 6.13 du chapitre 6). Ce schéma de surrection et de croissance orogénique est donc similaire à celui décrit pour d'autres canyons au Pérou (Thouret et al., 2007).

II. PERSPECTIVES

Cette étude a permis de montrer la durée importante, l'étendue et l'importance volumétrique du volcanisme acide ignimbritique de ce secteur septentrional des Andes

centrales. Comme nous l'avons illustré dans les résultats de l'étude (Chapitre 5), le nombre élevé de niveaux volcaniques (dépôts d'ignimbrites, de retombées, coulées de laves, dômes etc.), la complexité de la stratigraphie de détail, l'épaisseur et l'extension considérables des groupes et unités ignimbritiques, rendent inatteignable, dans le cadre d'une seule thèse, l'établissement d'un schéma chronostratigraphique et de corrélations très détaillés.

Ce travail de recherche, sur un système peu étudié auparavant, comporte donc un caractère exploratoire, mais pose des fondements robustes sur la connaissance des grandes unités de la région et sur leurs zones sources.

Les perspectives concernant l'étude du volcanisme d'OCM consistent à acquérir des données additionnelles sur l'âge, la répartition, les volumes des nappes et des retombées, pour obtenir une vision plus précise du volcanisme explosif de ce secteur, notamment pour les VEI de la gamme 4-6. En outre, ces systèmes acides méritent une analyse approfondie de la pétrologie et géochimie des produits éruptifs, afin d'utiliser les marqueurs appropriés à des fins de corrélations, et pour déterminer l'origine du magmatisme, en se focalisant autant sur les processus de sources que sur les mécanismes intracrustaux à divers niveaux. Cette approche offrirait un éclairage complémentaire sur les contributions respectives de l'adjonction magmatique (de produits d'origine profonde) et de la transformation *in situ* dans la croûte (par cristallisation fractionnée et assimilation) des volumes de magmas qui transitent ou sont stockés dans la croûte.

Enfin, des études complémentaires en géophysique seraient bienvenues pour analyser la structure des calderas et d'autres zones sources identifiées dans ce travail et pour mettre en place le réseau minimal de surveillance évoqué plus haut. Des objectifs aussi ambitieux ne peuvent s'intégrer que dans le contexte d'un travail à long terme, effectué lors de programmes associant des géochronologues, des pétro-géochimistes, des volcanologues, des tectoniciens, des géophysiciens et des chercheurs-ingénieurs locaux chargés de la surveillance sismo-volcanique du territoire du sud du Pérou.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Agrò, A., E. Zanella, J.-L. Le Pennec et A. Temel, soumis en juillet 2013. Complex remanent magnetization in the Kızılkaya Ignimbrite (Central Anatolia) : implication for paleomagnetic directions. Soumis au *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Albino, F., 2006. *Contribution au problème d'érosion dans les Andes centrales à l'aide de modèles numériques : exemple des canyons péruviens.* Mémoire (Travail d'Etude et de Recherche), Master1, direction J.-C. Thouret, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.

Aldrich, L.T., et A.O. Nier, 1948. Argon (40) in potassium minerals. *Physics Review*, 74, p. 876-877.

Allmendinger, R.W., V. Ramos, T. Jordan, M. Palma et B. Isacks, 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina, *Tectonics*, 2, p. 1-16.

Allmendinger, R.W., et T. Gubbels, 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia, *Tectonophysics*, 259, p. 1-14

Allmendinger, R.W., T.E. Jordan, S.M. Kay et B. Isacks, 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences,* 25, p. 139-174.

Allmendinger, R.W., G. González, J. Yu, G. Hoke et I. Bryan, 2005a. Trench-parallel shortening in the Northern Chilean Forearc: Tectonic and climatic implications, *Geological Society of America Bulletin*, 117, p. 89-104.

Allmendinger, R. W., R. Smalley, M. Bevis, H. Caprio et B. Brooks, 2005b. Bending the Bolivian orocline in real time, *Geology*, 33, p. 905-908.

Alva-Valdivia, L.M., J. Rosas-Elguera, T. Bravo-Medina, J. Urrutia-Fucugauchi, B. Henry, C. Caballero, M.L. Rivas-Sanchez, A. Goguitchaichvili et H. Lopez-Loera, 2005. Paleomagnetic and magnetic fabric studies of the San Gaspar ignimbrite, western Mexico-constraints on emplacement mode and source vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147, p. 68-80.

Aramaki, S. 1984. Formation of the Aira caldera, southern Kyushu,~ 22,000 years ago. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10), p. 8485-8501.

Arce, J.L., J.L. Macías, J.E. Gardner et E. Rangel, 2012. Reconstruction of the Sibinal Pumice, an andesitic Plinian eruption at Tacaná Volcanic Complex, Mexico–Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217, p. 39-55.

Aubouin, J., A.V. Borrello, G. Cecioni, R. Charrier, P. Chotin, J. Frutos et J.C. Vicente, 1973. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes Méridionales. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 15(1-2), p. 11-72.

Aubouin, J., J. Bourgois et J. Azéma 1984. A new type of active margin: the convergent-extensional margin, as exemplified by the Middle America Trench off Guatemala. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(2), p. 211-218.

Audebaud, E., R. Capdevila, B. Dalmayrac, J. Debelmas, G. Laubacher, C. Lefevre, R. Marocco, C. Martinez, M. Mattauer, F. Mégard, J. Paredes et P. Tomasi, 1973. Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou, Bolivie). *Revue de géographie physique et de géologie dynamique,* XV(1-2), p. 73-114.

Aydar, E., A. K. Schmitt, H. E. Çubukçu, L. Akin, O. Ersoy, E. Sen, R. A. Duncan et G. Atici, 2012. Correlation of ignimbrites in the central Anatolian volcanic province using zircon and plagioclase ages and zircon compositions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213-214, p. 83-97.

B

Baas, J.H., E.A. Hailwood, W.D. McCaffrey, M. Kay et R. Jones, 2007. Directional petrological characterisation of deep-marine sandstones using grain fabric and permeability anisotropy: methodologies, theory, application and suggestions for integration. *Earth Sciences Review* 832, p. 101-142.

Baby, P., G. Hérail, R. Salinas et T. Sempere, 1992. Geometry and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross-section balancing: Example from the foreland thrust system of the southern bolivian subandean zone. *Tectonics*, 11, p. 523-536.

Bachmann, O., et G.W. Bergantz, 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mush. *Journal of Petrology,* 45(8), p. 1565-1582.

Bachmann, O., C.F. Miller et S.L. de Silva, 2007. The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, p. 1-23.

Baker, P.E., W. J. Rea, J. Skarmeta, R. Caminos, D.C. Rex, 1981. Igneous History of the Andean Cordillera and Patagonian Plateau around Latitude 46 degrees S. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical and Physical Sciences,* 303(1474), p. 105-149.

Barazangi, M., et B. Isacks, 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America, *Geology*, 4, p. 686-692.

Barke, R., et S. Lamb, 2006. Late Cenozoic uplift of the Eastern Cordillera, Bolivian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 249, p. 350-367.

Barnes, J.B., et J.D. Pelletier, 2006. Latitudinal variation of denudation in the evolution of the Bolivian Andes. *American Journal of Science,* 306, p. 1-31.

Barnes, J.B., et T.A. Ehlers, 2009. End member models for Andean Plateau uplift. *Earth Science Review*, 97, p. 105-132.

Beck, S., G. Zandt, S. Myers, T. Wallace, R. Silver et L. Drake, 1996. Crustal thickness variations in the central Andes, *Geology*, 24, p. 407-410.

Beckinsale, R.D., A.W. Sanchez-Fernandez, M. Brook, E.J. Cobbing, W.P. Taylor et N.D. Moore, 1985. Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the coastal batholith of Peru. *In* Pitcher, W.S., M.P. Atherton, E.J. Cobbing et R.D. Beckinsale, (dir.), *Magmatism at the plate edge: The Peruvian Andes.* Glasgow, UK, Blackie, p. 177-202.

Bellido, E., et C. Landa, 1965. Mapa geologico del Cuadrangulo de Moquegua. *Comisión Carta Geologica Nacional*, *Boletin n°15*.

Benavides, V., 1962. Estratigrafia Pre-Terciaria de la region Arequipa. *Boletin de la Sociedad Geológica del Perú*, 38, p. 5-63.

Benavides-Cáceres, V., 1999. Orogenic evolution of the Peruvian Andes: the Andean cycle. *In* Skinner, B.J. (dir), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes,* Society of Economic Geologists Special Publication 7, p. 61-107.

Bingham, C., 1964. *Distribution on a sphere and on the projective plane.* Ph.D. thesis, New Haven, Yale University.

Boily, M., C. Brooks, J.N. Ludden et D.E. James, 1989. Chemical and isotopic evolution of the Coastal Batholith of southern Peru. *Journal of Geophysical Research*, 94(9), p. 12483-12498.

Bourdier, J.-L.,1994. *Le volcanisme*. Vol. 25, BRGM Editions.

Bourgois, J., J.F. Toussaint, H. Gonzalez, A. Orrego, J. Azema, B. Calle, A. Desmet et A. Murcia, 1985. Ophiolites from the Colombian Andes : Structural evolution and geodynamic significance. *Memorias- Congreso Latinoamericano de Geologia*, 6(1), p. 78.

Boyd, F.R., 1961. Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 72, p. 387-426.

Branney, M.J., et B.P. Kokelaar, 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54, p. 504-520.

Branney, M.J., et B.P. Kokelaar, 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society*, 27.

Bréard, E., 2011. *Localisation des sources d'ignimbrites de la region des canyons Ocoña-Cotahuasi-Maran (Sud du Pérou) par l'étude de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM)*. Mémoire (Travail d'Etude et de Recherche), Master1, direction J.-L. Le Pennec, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.

C

Cagnoli, B., et D.H. Tarling, 1997. The reliability of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) data as flow direction indicators in friable base surge and ignimbrite deposits: Italian examples. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 75, p. 309-320.

Callot, P., T. Sempere, F. Odonne et E. Robert, 2008. Giant submarine collapse of a carbonate platform at the Turonian-Coniacian transition: The Ayabacas Formation, southern Peru. *Basin Research*, 20, p. 333-357.

Carlier, G., J.P. Lorand, J.P. Liegeois, M. , Fornari, P. Soler,V. Carlotto et J. Cardenas, 2005. Potassic ultrapotassic mafic rocks delineate lithospheric mantle blocks beneath the southern Peruvian Altiplano. *Geology,* 33, 7, p. 601-604.

Cas, R.A.F., et J.W. Wright, 1987. *Volcanic successions: modern and ancient*. London, Allen and Unwin, 528 p.

Cas, R., et K. Cashman, 2011. The Cerro Galan Ignimbrite and caldera: characteristics and origins of a very large volume ignimbrite and its magma system. *Bulletin of Volcanology, Special Issue*, 73(10).

Charrier, R., 1984. Areas subsidentes en el borde occidental de la Cuenca de tras-arco jurasico-cretacica, Cordillera principal Chilena, entre 34°S y 34°30'S. *IXe Congreso Geologico Argentino* (Bariloche), *Actas 2*, p. 107-124.

Charrier, R., O. Baeza, S. Elgueta, J. Flynn, P. Gans, S. Kay, N. Muñoz, A. Wyss et E. Zurita, 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L), *Journal of South America Earth Science*, 15, p. 117-139.

Charrier, R., L. Pinto et M. Pía Rodríguez, 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *In* Moreno, T., et W. Gibbons (dir.), *The geology of Chile,* The Geological Society*,* p. 21-114.

Chesner, C.A., W.I. Rose, A. Deino, R. Drake et J.A. Westgate, 1991. Eruptive history of Earths largest Quaternary caldera (Toba, Indonesia) clarified. *Geology*, 19, p. 200-203.

Chesner, C.A., 2011. The Toba Caldera Complex. *Quaternary International*, p. 1-14.

Christophoul, F., P. Baby et C. Davila, 2002. Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin; the Ecuadorian Oriente Basin from Eocene – Oligocene times. *Tectonophysics,* 345(1-4), p. 281- 298.

Clapperton, C.M., 1993. *Quaternary geology and geomorphology of South America.* Elsevier, Amsterdam, 779 p.

Clark Jr, S.P., 1966. Viscosity. *Handbook of physical constants*, p. 291-300.

Clark, A.H., R.M. Tosdal, E. Farrar et A. Plazolles, 1990. Geomorphologic environment and age of supergene enrichment of the Cuajone, Quellaveco, and Toquepala porphyry copper deposits, southeastern Peru. *Economic Geology*, 85(7), p. 1604-1628.

Coira, B., J. Davidson, C. Mpodozis et V. Ramos, 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Review,* 18, p. 303-332.

Cole, J.W., S.J.A. Brown, R.M. Burt, S.W. Beresford et C.J.N. Wilson, 1998. Lithic types in ignimbrites as a guide to the evolution of a caldera complex, Taupo volcanic centre, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80(3), p. 217-237.

Cole, J.W., D.M. Milner et K.D. Spinks, 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth Science Reviews*, 69(1), p. 1-26.

Colletta, B., F. Roure, B. De Toni, D. Loureiro, H. Passalacqua et Y. Gou, 1997. Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics*, 16(5), p. 777-794.

Crosweller, H.S., B. Arora, S.K. Brown, E. Cottrell, N.I. Deligne, N. Ortiz Guerrero, L. Hobbs, K. Kiyosugi, S.C. Loughlin, J. Lowndes, M. Nayembil, L. Siebert, R.S.J. Sparks, S. Takarada et E. Venzke, 2012. Global database on large magnitude explosive volcanic eruptions (LaMEVE). *Journal of Applied Volcanology*, 1(4).

Çubukçu, H.E., M.-C. Gerbe, J.-C. Thouret, A. de la Rupelle et P. Boivin, 2012. Petrological characteristics of Plio-Quaternary 'Sencca' Ignimbrites, western Cordillera of the Central Andes in Peru. *In EGU General Assembly Conference Abstracts,* 14, p. 11365.

Cui, B., et P.D. Komar, 1984. Size measures and the ellipsoidal form of clastic sediment particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, p. 783-797.

D

Dalmayrac, B.G., G. Laubacher et R. Marocco, 1977. *Géologie des Andes péruviennes*. Thèse de doctorat d'Etat de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.

Dalmayrac, B., G. Laubacher et R. Marocco, 1980. Geologie des Andes Peruviennes. *ORSTOM – travaux et documents*, Paris, 122 p.

Daly, M., 1989. Correlations between Nazca-Farallon plate kinematics and forearc evolution in Ecuador. *Tectonics*, 8(4), p. 769-790.

Davidson, J.P., R.S. Harmon et G. Wörner, 1991. The source of the Central Andes magmas; some considerations. *In* Andean magmatism and its tectonic setting. *Geological Society of America - Special Paper*, 265, p. 233-243.

De Silva, S.L., 1989a. Altiplano–Puna volcanic complex of the Central Andes. *Geology,* 17, p. 1102-1106.

De Silva, S.L., 1989b. Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21.5° to 23.5°S portion of the central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 37, p. 93-131.

De Silva, S.L., et P.W. Francis, 1989. Correlation of large ignimbrites - two case studies from the Central Andes of N. Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37(2), p. 133-149.

De Silva, S.L., et P.W. Francis, 1991. *Volcanoes of the central Andes*. New York, Springer Verlag, 216 p.

De Silva, S.L., G. Salas et S. Schubring, 2008. Triggering explosive eruption - The case for silic magma recharge at Huaynaputina, southern Peru. *Geology*, 36(5), p. 387-390

Decou, A., H. Von Eynatten, M. Mamani, T. Sempere et G. Wörner, 2011. Cenozoic forearc basin sediments in Southern Peru (15–18° S): Stratigraphic and heavy mineral constraints for Eocene to Miocene evolution of the central Andes. *Sedimentary Geology*, 237(1), p. 55-72.

Delacour, A., M.-C. Gerbe, J.-C. Thouret, G. Worner et P. Paquereau, 2007. Magma evolution of Quaternary minor volcanic centres in southern Peru, central Andes. *Bulletin of Volcanology,* 69, p. 581-608.

Deligne, N. I., S.G. Coles et R.S.J. Sparks, 2010. Recurrence rates of large explosive volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research*, 115(B6).

Demant, A., 2005. Ignimbrites: stratigraphic marker and record of the magmatic and tectonic evolution. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(15), p. 1301-1302.

Demouy, S., 2012. *La naissance des Andes au Crétacé supérieur : origine et construction du Batholite côtier sud-péruvien (région d'Arequipa).* Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse.

Dorbath, C., et F. Masson, 2000. Composition of the crust and upper-mantle in the Central Andes (19°30'S) inferred from P wave velocity and Poisson's ratio, *Tectonophysics*, 327, p. 231-223.

Druitt, T.H., 1995. Settling behaviour of concentrated dispersions and some volcanological applications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 65(1), p. 27-39.

Druitt, T.H., 1998. Pyroclastic density currents. *In* Gilbert, J. S., et R.S.J. Sparks (dir.), *The physics of explosive volcanic eruptions*. Geological Society of London Special Publication, p. 145-182.

E

Ehlers, T.A., et C.J. Poulsen, 2009. Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates. *Earth and Planetary Science Letters,* 281, p. 238–248.

Ehlers, J., P.L. Gibbard et P.D. Hughes (dir.), 2011, *Quaternary Glaciations: Extent and Chronology: a Closer Look (Vol. 15)*, Elsevier, 1126 p.

Elger, K., O. Oncken et J. Glodny, 2005. Plateau-style accumulation of deformation; southern Altiplano. *Tectonics*, 24.

Ellwood, B.B., 1982. Estimates of flow direction for calc-alkaline welded tuffs and paleomagnetic data reliability from anisotropy of magnetic susceptibility measurements: central San Juan Mountains, southwest Colorado. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 59, p. 303-314.

Ellwood, B.B., et J.W. McDonald, 1991. Flow and depositional fabrics in the Bandelier Tuff inferred from anisotropy of magnetic susceptibility data. *EOS, Transaction, American Geophysical Union*, 72(44), p. 137.

England, P., R. Engdahl et W. Thatcher, 2004. Systematic variation in the depths of slabs beneath arc volcanoes. *Geophysical Journal International*, 156(2), p. 377-408.

Espinoza, F., D. Morata, E. Pelleter, R.C. Maury, M. Suarez, Y. Lagabrielle, M. Polvé, H. Bellon, J. Cotten, R. de la Cruz et C. Guivel, 2005. Petrogenesis of the Eocene and Mio-Pliocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, Southern Patagonia, Chile: evidence for the participation of two slab windows. *Lithos*, 82 (3–4), p. 315–343.

Espinoza, F., D. Morata, M. Polvé, R.C. Maury, J. Cotten, H. Bellon, C. Guivel, Y. Lagabrielle, M. Suárez, et E. Rosselló, 2006. Mio-Pliocene magmatic variability in the central Patagonia back-arc region (47.5aS). Backbone of the Americas – Patagonia to Alaska. *Geological Society of America, Mendoza (Argentina), 3–7 Abril, CD-rom*.

Eychenne, J., J-L. Le Pennec, P. Ramon, H. Yepes et J. Bernard, 2013. Mass architecture of a subplinian fall deposit: the 2006 tephra from Tungurahua volcano (Ecuador). In *EGU General Assembly Conference Abstracts,* 15, EGU2013 - 12287.

F

Farías, M., R. Charrier, D. Comte, J. Martinod et G. Hérail, 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics*, 24.

Farías, M., R. Charrier, S. Carretier, J. Martinod, A. Fock, D. Campbell, J. Caceres et D. Comte, 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°S-35°S). *Tectonics*, 27.

Fisher, R.V., 1966. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *American Journal of Science*, 264(5), p. 350-363.

Fischer, A.G., 1969. Geological time-distance rates: the Bubnoff unit. *Geological Society of America Bulletin*, 80(3), p. 549-552.

Fischer, R.V., 1979. Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6, p. 305-318.

Fischer, R.V., et H.U. Schmincke, 1984. *Pyroclastic Rocks*, Springer Verlag, Berlin, 472 p.

Folguera, A.,G. Bottesi, T. Zapata et V.A. Ramos, 2008. Crustal collapse in the Andean backarc since 2 Ma : Tromen volcanic plateau, southern central Andes (36 40′–37 30′ S). *Tectonophysics*, 459(1), p. 140-160.

Folkes, C.B., H.M. Wright, R.A. Cas, S.L. de Silva, C. Lesti et J.G. Viramonte, 2011. A re-appraisal of the stratigraphy and volcanology of the Cerro Galán volcanic system, NW Argentina. *Bulletin of Volcanology*, *73*(10), p. 1427-1454.

Forget, M-E, J-C Thouret, A. Kuentz et M. Fontugne, 2008. Héritages glaciaires, périglaciaires et évolution récente : le cas du Nevado Coropuna (Andes centrales, sud du Pérou). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, *2*, p. 113-132.

Formenti, Y., et T.H. Druitt, 2003. Vesicle connectivity in pyroclasts and implications for the fluidisation of fountain-collapse pyroclastic flows, Montserrat (West Indies). *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3), p. 561-574.

Fornari, M., M. Mamani, I. Ibarra et G. Carlier, 2002. Datación del período volcánico "Tacaza" en el Altiplano de Perú y Bolivia, paper presented at XI Congreso Peruano de Geología. Sociedad Geologica del Perú, Lima, Peru, p. 25-28.

Francis, P.W., M.J. Roobol, G.P.L. Walker, P.R. Cobbold et M. Coward, 1974. The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits. *Geologische Rundschau*, 63(1), p. 357-388.

Francis, P.W., et M.C.W. Baker, 1978. Sources of two large-volume ignimbrites in the central Andes: Some Landsat evidence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4, p. 81-87.

Francis, P.W., M. Hammill, G.A. Kretschmar et R.S. Thorpe, 1978. The Cerro Galan caldera, northwest Argentina and its tectonic setting. *Nature*, 274, p. 748-751.

Francis, P.W., L.J. O'Callaghan, G.A. Kretschmar, R.S. Thorpe, R.S.J. Sparks, R.N. Page, R.E. De Barrio, G. Gillou et O.E. Gonzalez, 1983. The Cerro Galan ignimbrite. *Nature*, 301, p. 51-53.

Francis, P.W., R.S.J. Sparks, C.J. Hawkesworth, R.S. Thorpe, D.M. Pyle, S.R. Tail, M.S. Mantonvani et F. McDermott, 1989. Petrology and petrogenesis of volcanic rocks of the Cerro Galan Caldera, northwest Argentina. *Geological Magazine*, 5, p. 515-547.

Francis, P., 1993. *Volcanoes. A planetary perspective*. Clarendon Press, Oxford, 452 p.

Freundt, A., et H.U. Schmincke, 1986. Emplacement of small-volume pyroclastic flows at Laacher See (East-Eifel, Germany). *Bulletin of Volcanology,* 48, p. 39-59.

Freundt, A., C.J.N. Wilson et S.N. Carey, 2000. Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. *In* Sigurdsson, H. B.F. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, et J. Stix, (dir.) *Encyclopedia of volcanoes.* San Diego, Calif., Academic Press, p. 581-599.

G

Gagnon, K.,C.D. Chadwell et E. Norabuena, 2005. Measuring the onset of locking in the Peru-Chile Trench with GPS and acoustic measurements. *Nature,* 434, p. 205-208.

Gansser, A., 1973. Facts et theories on the Andes. Twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, 129(2), p. 93-131.

Garzione, C., P. Molnar, J. Libarkin et B. McFadden, 2006. Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, p. 543-556.

Garzione, C.N., S.L. Beck, G. Zandt, J. Bershaw, D. Auerbach et J.J. Smith, 2008a. Comparison between spatial–temporal variations in paleoelevation and modern lithospheric structure of the Andean plateau. *Eos Transactions AGU,* 89(53), Fall Meet. Suppl., Abstract T11C-1895.

Garzione, C.N., G.D. Hoke, J.C. Libarkin, S. Withers, B. McFadden, J. Eiler, P. Ghosh et A. Mulch, 2008b. Rise of the Andes. *Science,* 320, 1304-1307.

Gephart, G.,1994. Topography and subduction geometry in the Central Andes : Clues to the mechanics of a noncollisional orogen. *Journal of Geophysical Research*, 99, p. 12279–12288.

Ghosh, P., C.N. Garzione et J.M. Eiler, 2006. Rapid uplift of the Altiplano revealed through ^{13}C-^{18}O bonds in paleosol carbonates. *Science*, 311(5760), p. 511-515.

Giambiagi, L.B., V.A. Ramos, E. Godoy, P.P. Alvarez et S. Orts, 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics,* 22(4), p. 1041.

González, G., J. Cembrano, D. Carrizo, A. Macci et H. Schneider, 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile, *Journal of South American. Earth Science*, 16, p. 321-342.

González, G., T. Dunai, D. Carrizo et R. Allmendinger, 2006a. Young displacements on the Atacama fault system, northern Chile from field observations and cosmogenic ^{21}Ne concentrations, *Tectonics*, 25(3), TC3006.

González, K., J. Froger, M. Rivera et L. Audin, 2006b. Deformación co-sismica producida por el seismo Mb=5.4 del 01 de Octubre de 2005 (Carumas-Moquegua) detectada por interferometria RADAR-INSAR, *Congreso Geoléogico Peruano*.

Gotberg, N., N. McQuarrie et V.C. Caillaux, 2009. Comparison of crustal thickening budget and shortening estimates in southern Peru (12–14°S): Implications for mass balance and rotations in the "Bolivian orocline". *Geological Society of America Bulletin*, 122, 5-6, p. 727-742.

Gountié-Dedzo, M., A. Nédélec, A. Nono, T. Njanko, E. Font, P. Kamgang, E. Njonfang et P. Launeau, 2011. Magnetic fabrics of the Miocene ignimbrites from West-Cameroon : Implications for pyroclastic flow source and sedimentation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203, p. 113-132.

Graham, J.W., 1954. Magnetic anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geological Society of America Bulletin*, 65, p. 1257-1258.

Grant, J. N., C. Halls, W. Avila et G. Avila, 1977. Igneous geology and the evolution of hydrothermal systems in some sub-volcanic tin deposits of Bolivia. *Geological Society, London, Special Publications*, *7*(1), p. 117-126.

Gregory-Wodzicki, K., 2000. Uplift history of the central and northern Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin*, *112*, p. 1091-1105.

Grunder, A.L., D. Laporte et T.H. Druitt, 2005. Experimental and textural investigation of welding: effects of compaction, sintering, and vapor-phase crystallization in the rhyolitic Rattlesnake Tuff. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142, p. 89-104.

Guevara, C., 1969. Geología del cuadrángulo de Characato. *Boletin n°23*, INGEMMET, Lima, Perú, 53 p.

Guevara, C., et D. Dávila, 1983. Estratigrafía y Tectónica Terciaria del área Coracora-Pacapausa. *Boletin de la Sociedad Geológica del Perú*, 71, p. 281-294.

Gunnell, Y., J.-C. Thouret, S. Brichau et A. Carter, 2008. A low-temperature thermochronology of denudation, crustal uplift and canyon incision in the Western Cordillera of southern Peru. *Geophysical Research Abstracts*, 10, EGU2008-A-05082.

Gunnell, Y., J.-C. Thouret, S. Brichau, A. Carter et K. Gallagher, 2010. Low-temperature thermochronology in the Peruvian Central Andes: implications for long-term continental denudation, timing of plateau uplift, canyon incision and lithosphere dynamics. *Journal of the Geological Society*, 167(4), p. 803-815.

Gurioli, L., B.F. Houghton, K.V. Cashman et R. Cioni, 2005. Complex changes in eruption dynamics during the 79 AD eruption of Vesuvius. *Bulletin of Volcanology*, 67(2), p. 144-159.

Gutscher, M., J. Malavieille, S. Lallemand et J.-Y. Collot, 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth Planetary Science Letters*, 168, p. 255-270.

Gutscher, M.A., R. Maury, J.-P. Eissen et E. Bourdon, 2000. Can slab melting be caused by flat subduction?. *Geology,* 28, p. 535-538.

Gutscher, M.A., 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Science,* 15, p. 3-10.

H

Hall, M.L., et B. Beate, 1991. El volcanismo plio-cuaternario en los Andes del Ecuador. *Estudios Geograficos*, 4, p. 5-38.

Hampel, A., 2002. The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a revaluation. *Earth Planetary Science Letters,* 203, p. 665-679.

Hargraves, R.B., D. Johnson et C.Y. Chan, 1991. Distribution anisotropy : the cause of AMS in igneous rocks?. *Geophysical Research Letters*, 18, p. 2193-2196.

Hartley, A.J., G. May, G. Chong, P. Turner, S.J. Kape et E.J. Jolley, 2000. Development of a continental forearc: a Cenozoic example from the central Andes, northern Chile. *Geology,* 28, p. 331-334.

Hartley, A.J., 2005. What caused Andean uplift?. *Extended abstract, 6th International Symposium on Andean Geodynamics ISAG 2005*, Barcelona.

Hartley, A.J., T. Sempere et G. Wörner, 2007. A comment on "Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano : Evidence for removal of mantle lithosphere" by C.N. Garzione et al. [Earth Planet. Sci. Lett. 241 (2006) 543-556]. *Earth and Planetary Science Letters*, 259, p. 625-629.

Hervé, F., 1994. The southern Andes between 39° and 44°S Latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. *In* Reutter, K.J., E. Scheuber et P.J. Wigger (dir.), *Tectonics of the southern central Andes, structure and evolution of an active continental margin*, Springer Verlag, Berlin, p. 249-261.

Hildreth, E.W., et G.A. Mahood, 1985. Correlation of ash-flow tuffs. *Geological Society of America Bulletin,* 96, p. 968-974.

Hill, D.P., R.A. Bailey et A.S. Ryall, 1985. Active tectonic and magmatic processes beneath Long Valley Caldera, eastern California: an overview. *Journal of Geophysical Research,* 90(B13), p. 11111-11120.

Hillhouse, J.W., et R.E Wells, 1991. Magnetic fabric, flow directions, and source area of the Lower Miocene Peach Springs Tuff in Arizona, California and Nevada. *Journal of Geophysical Research,* 96(B7), p. 12443-12460.

Hoke, L., et S. Lamb, 2007. Cenozoic behind-arc volcanism in the Bolivian Andes, South America: implications for mantle melt generation and lithospheric structure. *Journal of the Geological Society of London,* 164, p. 795-814.

Hoke, G.D., B.L. Isacks, T.E. Jordan, N. Blanco, A.J. Tomlinson et J. Ramezani, 2007. Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18°30′–22°S. *Tectonics,* 26, TC5021.Horton, B.K., 1999. Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes. *Tectonics,* 18, p. 1292-1304.

Houghton, B.F., C.J.N. Wilson, M.O. McWilliams, M.A. Lanphere, S.D. Weaver, R.M. Briggs et M.S. Pringle, 1995. Chronology and dynamics of a large silicic magmatic system: central Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geology*, 23, p. 13-16.

Huaman, R., 1985. *Evolution tectonique cénozoique et néotectonique du piémont pacifique dans la région d'Arequipa (Andes du Sud Pérou),* Thèse de 3ème cycle, Université de Paris-Sud, Orsay, 220 p.

Hughes, S. R., et T. H. Druitt, 1998. Particle fabric in a small, type-2 ignimbrite flow unit (Laacher See, Germany) and implications for emplacement dynamics. *Bulletin of Volcanology*, 60(2), p. 125-136.

Hughes, G.R., et G.A. Mahood, 2008. Tectonic controls on the nature of large silicic calderas in volcanic arcs. *Geology*, 36(8), p. 627-630.

Husson, L., et T. Sempere, 2003. Thickening the Altiplano crust by gravity-driving crustal channel flow. *Geophysical Research Letter,* 30, p. 1242-1257.

I

Iaffaldano, G., et H.P. Bunge, 2008. Strong plate coupling along the Nazca–South America convergent margin. *Geology*, 36(6), p. 443-446.

Incoronato, A., F.T. Addison, D.H. Tarling, G. Nardi et T. Pescatore, 1983. Magnetic fabric investigations of pyroclastic deposits from Phegrean Fields, southern Italy. *Nature, 306*, p. 461-463.

Introcaso, A., M.C. Pacino et H. Fraga, 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30° and 35°S. *Tectonophysics,* 205(1-3)*,* p. 31-48.

Isacks, B., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research,* 93, p. 3211-3231.

Ivanov, A.V., A.A. Boven, S.B. Brandt, I.S. Brandt et S.V. Rasskazov, 2003. Achievements and limitations of the K-Ar and 40Ar/39Ar methods: what's in it for dating the Quaternary sedimentary deposits. *Berliner Paläobiolog Abh*, 4, p. 65-75.

Izett, G.A., 1981. Volcanic ash beds: Recorders of upper Cenozoic silicic pyroclastic volcanism in the western United States. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11), p. 10200-10222.

J

Jaillard, E., M. Ordonnez, S. Benitez, G. Berrones, N. Jimenez, G. Montenegro et I. Zambrano, 1995. Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting : southern coastal Ecuador during Late Cretaceous-Late Eocene time. *AAPG Memoire*, 62, p. 615-631.

Jaillard, E., G. Laubacher, P. Bengtson, A.V. Dhondt et L.G. Bulot, 1999. Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones Basin of southwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences,* 12(1), p. 51-68.

James, D.E., 1971a. Andean Crustal and Upper Mantle Structure. *Journal of Geophysical Research,* 76, p. 3246-3271.

James, D.E., 1971b. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 82, p. 3325-3346.

James, D.E., et I.S. Sacks, 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: A geophysical perspective. *In* Skinner, B.J. (dir), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes,* Society of Economic Geologists Special Publication 7, p. 1-26.

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79(3), p. 63-67.

Jenks, W., 1948. Geologia de la hoja de Arequipa. *Instituto Geológico del Perú. Boletin n°9*, Lima.

Jiménez, N., L. Barrera, O. Flores, J.L. Lizeca, S. Murillo, O. Sanjinés, R.F. Hardyman, R.M. Tosdal et A.R.Wallace, 1993. Magmatic evolution of the Berengüela-Charaña region, northwestern

Altiplano, Bolivia, *in 2nd International Symposium on Andean Geodynamics: Paris, Extended abstracts*, ORSTOM Editions, p. 377-380.

Johansson, C.E., 1965. Structural studies of sedimentary deposits. *Geologiska Föreningensi Stockholm Förhandlingar,* 87, p. 3-61.

Johansson, C.E., 1976. Structural studies of frictional sediments. *Geografiska Annaler*, 58A, p. 201-300.

Jordan, T., B. Isacks, R. Allmendinger, J. Brewer, V. Ramos et C. Ando, 1983a. Andean tectonics related to geometry of the subducted plates. *Geological Society of America Bulletin*, 94, p. 341-361.

Jordan, T., B. Isacks, V. Ramos et R., Allmendinger, 1983b. *Mountain building in the central Andes: Episodes*, 1983(3), p. 20-26.

K

Kay, M., C. Mpodozis, V. Ramos et F. Munizaga, 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over a shallowing subduction zone and through a thickening crust *in* the Main Andean Cordillera (28-33°S). *In* Harmon, R.S., et C. Rapela, (dir.). Andean magmatism and its tectonic setting. *Geological Society of America Special Paper,* 265, p. 113-137.

Kay, S.M., B. Coira et J. Viramonte, 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna Plateau, Central Andes. *Journal of Geophysical Research,* 99, p. 24323-24339.

Kay, S.M., B.L. Coira, P.J. Caffe et C.H. Chen, 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna plateau ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 198(1), p. 81-111.

Kay, S.M., B. Coira, G. Wörner, R.W. Kay et B.S. Singer, 2011. Geochemical, isotopic and single crystal 40Ar/39Ar age constraints on the evolution of the Cerro Galán ignimbrites. *Bulletin of Volcanology*, 73(10), p. 1487-1511.

Kennan, L., 2000. Large scale geomorphology of the Andes : interrelationships of tectonics, magmatism and climate. *In* Summerfield, M.A. (dir.), *Geomorphology and Global Tectonics*, , Wiley, Chichester, p. 167-199.

Kent, D.V., et P.E. Olsen, 1997. Paleomagnetism of Upper Triassic continental sedimentary rocks from the Dan River–Danville rift basin (eastern North America). *Geological Society of America Bulletin*, 109(3), p. 366-377.

Kley, J., et C.R. Monaldi, 1998. Tectonic shortening and crustal thickening in the Central Andes: How good is the correlation?. *Geology*, 26, p. 723-726.

Kley, J., C.R. Monaldi et J.A. Salfity, 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*, 301(1), p. 75-94.

Klinck, B.A., R.A. Ellison et M.P. Hawkins, 1986. The geology of the Cordillera Occidental and Altiplano west of Lake Titicaca, southern Peru. *British Geological Survey and Instituto Geologíco Minero y Metalúrgico, Perú*, p. *340*.

Knight, M.D., G.P.L. Walker, B.B. Ellwood et J.F. Diehl, 1986. Stratigraphy, paleomagnetism, and magnetic fabric of the Toba Tuffs: Constraints on their sources and eruptive styles. *Journal of Geophysical Research,* 91, p. 10355-10382.

Kono, M., Y. Fukao et A. Yamamoto, 1988. Mountain building in the central Andes. In Kono, M. (dir.), *Rock magnetism and paleogeophysics.* Rock Magnetism and Paleogeophysics Research Group in Japan, Tokyo, p. 73-80.

Kono, M., Y. Fukao, et A. Yamamoto, 1989. Mountain building in the Central Andes. *Journal of Geophysical Research,* 94(B4), p. 3891-3905.

Kuiper, K.F., A. Deino, F.J. Hilgen, W. Krijgsman, P.R. Renne et J.R. Wijbrans, 2008. Synchronizing rock clocks of Earth history. *Science*, 320(5875), p. 500-504.

Kussmaul, S., P.K. Hörmann, E. Ploskonka et T. Subieta, 1977. Volcanism and structure of southwestern Bolivia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(1), p. 73-111.

L

Lahsen, A., 1982. Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of northern Chile, *Earth Science Reviews*, 18, p. 285-302.

Lamarche, G. et P.C. Froggatt, 1993. New eruptive vents for the Whakamaru ignimbrite (Taupo volcanic zone) identified from magnetic fabric studies. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics,* 36, p. 213-222.

Lamb, D., L. Hoke, L. Kennan et J. Dewey, 1997. Cenozoic evolution of the central Andes in Bolivia and northern Chile. *In* Burg, J.P., et M. Ford (dir.), *Orogens Through Time. Geological Society Special Publications,* 121, p. 237-264.

Lamb, S., et L. Hoke, 1997. Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America, *Tectonics*, 16, p. 623-649.

Lamb, S., et P. Davis, 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature,* 425, p. 792-797.

Lapierre, H., V. Dupuis, B.M. de Lépinay, D. Bosch, P. Monié, M. Tardy et J. Cotten, 1999. Late Jurassic oceanic crust and upper cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola. *The Journal of geology*, 107(2), p. 193-207.

Lavenu, A. 1986. *Etude neotectonique de l'Altiplano et de la Cordillere Orientale des Andes boliviennes.* Thèse de doctorat d'Etat, Université de Paris-Sud, Orsay.

Le Bas, M.J., R.W. Le Maitre, A. Streckeisen et B. Zanettin, 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology,* 27, p. 745-750.

Le Pennec, J.-L., et A. Fernandez, 1992. Fragmental lava versus welded ignimbrite on Mount Etna: arguments inferred from crystal preferred orientation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51, p. 323-337.

Le Pennec, J.-L., J.-L. Bourdier, J.-L. Froger, A. Temel, G. Camus et A. Gourgaud, 1994. Neogene ignimbrites of the Nevsehir Plateau (Central Turkey): stratigraphy, distribution and source constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 63, p. 59-87.

Le Pennec, J.-L., Y. Chen, H. Diot, J.-L. Froger et A. Gourgaud, 1998. Interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility fabric of ignimbrites in terms of kinematic and sedimentological mechanisms : An Anatolian case-study. *Earth Planetary Science Letters*, 157, p. 105-127.

Le Pennec, J.-L., 2000. Identifying ash flow sources with directional data : An application to the Kizilkaya ignimbrite, central Anatolia. *Journal of Geophysical Research, 105*, p. 28427-28441.

Le Pennec, J.-L., A. Temel, J.-L. Froger, S. Sen, A. Gourgaud et J.-L. Bourdier, 2005. Stratigraphy and age of the Cappadocia ignimbrites, Turkey : reconciling field constraints with paleontologic, radiochronologic, geochemical and paleomagnetic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 141, p. 45-64.

Le Pennec, J.-L., 2009. *Processus et aléas volcaniques : chronologie, magnitude et style des éruptions explosives.* Mémoire d'Habilitation à Diriger les Recherches, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.

Lefèvre, C., 1979. *Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (sud) du Miocène à l'actuel (zonation et petrogénèse des andésites et shoshonites).* Thèse de doctorat d'Etat de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 555 p.

Lindsay, J. M., S. de Silva, R. Trumbull, R, Emmermann et K. Wemmer, 2001. La Pacana caldera, N. Chile: a re-evaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106(1-2), 145-173.

Lipman, P.W., 1984. The roots of ash flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10), p. 8801-8841.

Lipman, P.W., M.A. Dungan, L.L. Brown et A. Deino, 1996. Recurrent eruption and subsidence at the Platoro caldera complex, southeastern San Juan volcanic field, Colorado: New tales from old tuffs. *Geological Society of America Bulletin, 108*, p. 1039-1055.

Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology, 59*, p. 198-218.

Lipman, P.W., 2000. Calderas. *Encyclopedia of Volcanoes*, p. 643-662.

Loewy, S.L, J.N. Connelly et I.W.D. Dalziel, 2004. An orphaned basement block : The Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin,* 166, p. 171-187.

López-Escobar, L., M.A. Parada, R. Hickey-Vargas, F.A. Frey, P.D. Kempton et H. Moreno, 1995. Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Chile (41–42 S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(4), p. 345-361.

M

Maksaev, V., 1978. Carta geologica de Chile. Cuadrangulo Chitigua y sector occidental del cuadrangulo cerro Palpana, region de Antofagasta, Instituto de Investigaciones Geológicas.

Mamani, M., I. Ibarra, G. Carlier et M. Fornari, 2004. Petrología y geoquímica del magmatismo alcalino de la zona noroeste del Altiplano peruano (departamento de Puno).

Mamani, M., V. Carlotto, A. Santos, H. Acosta, R. Rodríguez, R. Martiarena et R. Aguilar, 2009. Resultados de la interpolacion regional de las anomallias de Bouguer y su correlacion con los dominios geotectonicos del Peru. *Boletin n°103,* p. 255.

Mamani, M., G. Worner et T. Sempere, 2010. Geochemical variation in igneous rocks of the Central Andean orocline (13 ºS to 18 ºS): Tracing crustal thickening and magmas generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin,* 97, p. 241-254.

Marti, J., C. Soriano et D.B. Dingwell, 1999. Tube pumices as strain markers of the ductile-brittle transition during magma fragmentation. *Nature,* 402, p. 650-653.

Martinez, C., 1978. *Structure et évolution de la Chaîne Hercynienne et de la Chaîne Andine dans le nord de la Cordillère des Andes de Bolivie.* Thèse de doctorat d'Etat de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.

Martinez, C., et P. Tomasi, 1978. Carte Structurale des Andes Septentrionales de Bolivie à 1/1000,000. ORSTOM*, Notice Explicative* 77, 48 p.

Martinez, M.P., M.E. Gimenez, A. Introcaso et J.A. Robles, 1997. Excesos de espesores corticales y acortamientos andinos en très secciones ubicadas en 36°, 37° y 39°S de latitud sur. 8° Congreso Geologico Chileno (Antofagasta). *Actas*, 1, p. 101-105.

Martínez, W., et J. Cervantes, 2003. Rocas ígneas en el sur del Perú : Nuevos datos geocronométricos, geoquímicos y estructurales entre los paralelos 16° y 18°30′S, Lima, Peru, INGEMMET, *Boletínes, serie D*, 26, 140 p.

Masek, J.G., B.L. Isacks, T.L. Gubbels et E.J. Fielding, 1994. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *Journal of Geophysical Research,* 99, p. 13941–13956.

Mason, B.G., D.M. Pyle et C. Oppenheimer, 2004. The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth. *Bulletin of Volcanology,* 66(8), p. 735-748.

McBirney, A.R., 1979. Effects of assimilation. *The evolution of the igneous rocks*, p. 307-329.

McCulloch, M. T., et J.A. Gamble, 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3), p. 358-374.

McDonald, W.D., et H.C. Palmer, 1990. Flow directions in ash-flow tuffs: a comparison of geological and magnetic susceptibility measurements, Tshirege member (upper Bandelier Tuff), Valles caldera, New Mexico, USA. *Bulletin of Volcanology,* 53, p. 45-59.

McDonald, W.D., H.C. Palmer et A. Hayatsu, 1998. Structural rotation and volcanic source implications of magnetic data from Eocene volcanic rocks. SW Idaho. *Earth Planetary Science Letters,* 156, p. 225-237.

McPhie, J., M. Doyle, R. Allen et R.L. 1993. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. *CODES-University of Tasmania*.

McQuarrie, N., 2002a. The kinematic history of the Central Andean fold-thrust belt, Bolivia: implications for building a high plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 114, p. 950-963.

McQuarrie, N., 2002b. Initial plate geometry, shortening variations, and evolution of the Bolivian orocline. *Geology*, 30(10), p. 867-870.

McQuarrie, N., T.A. Ehlers, J.B. Barnes et B.J. Meade, 2008. Temporal variation in climate and tectonic coupling in the central Andes. *Geology,* 36, p. 999-1002.

Mégard, F., 1973. *Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou central*. Thèse de doctorat d'Etat de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 263 p.

Mégard, F.,1978. *Etude géologique des Andes du Pérou Central*. Mémoire ORSTOM, 86, 310 p.

Mégard, F., 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society,* 141, p. 893-900.

Mégard F., D.C. Noble, E.H. McKee et H. Bellon, 1984. Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of central Peru. *Geological Society of America Bulletin,* 95, p. 1108-1117.

Mégard, F., 1987. Cordilleran Andes and Marginal Andes : a review of Andean geology north of the Arica elbow (18°S). *In* Monger, J.M.H., et J. Francheteau (dir), *Circum-Pacific orogenic belts et evolution of the Pacific Ocean basin. International Lithosphere Program Contribution, Geodynamic Series,* 18, p. 71-96.

Mendez Fajury, R.A., 1989. Catalogo de volcanes activos de Colombia. *Boletin Geologico del Ingeominas,* 30(3), p. 1-75.

Mendivil, S., 1965. Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave. *Comisión Carta Geológica Nacional (INGEMMET)*, *Boletin n°10*, Lima.

Mering, C., D. Huaman-Rodrigo, J. Chorowicz, B. Deffontaines et R. Guillande, 1996. New data on the geodynamics of southern Peru from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images. *Tectonophysics*, 259(1), p. 153-169.

Merrihue, C.M., 1965. Trace-element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samples. *Transactions of American Geophysical Union*, 46, p. 125.

Merrihue, C.M., et G., Turner, 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical Research*, 71(11), p. 2852-2857.

Milana, J. P., S. Forman et D. Kröhling, 2010. The largest wind ripples on earth: REPLY. *Geology*, 38(9), p. 219-220.

Miller, C.F., et D.A. Wark, 2008. Supervolcanoes and their explosive supereruptions. *Elements,* 4, p. 11-16.

Mimura, K, 1984. Imbrication, flow direction and possible source areas of the pumice-flow tuffs near Bend, Oregon, U.S.A. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 21, p. 45-60.

Min, K., R. Mundil, P.R. Renne et K.R. Ludwig, 2000. A test for systematic errors in 40Ar/39Ar geochronology through comparison with U/Pb analysis of a 1.1-Ga rhyolite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1), p. 73-98.

Mingramm, A., et A. Russo, 1972. Sierras Subandinas y Chaco Salteño. *In* Leanza, A.F. (dir.)*, Geología Regional Argentina*, p. 185-211.

Mingramm, A., A. Russo, A. Pozzo et L. Cazau, 1979. Sierras subandinas. *In Simposio de Geologia Regional Argentina, Actas 2*, p. 95-137.

Montgomery, D.R., G. Balco et S.D. Willett, 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology, 29(7)*, p. 579-582.

Montgomery, D.R., et J. Lopez-Blanco, 2003. Post-Oligocene river incision, southern Sierra Madre Occidental, Mexico. *Geomorphology,* 55, p. 235-247.

Mortimer, C., 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society of London,* 129, p. 505-526.

Mortimer, C., E. Farrar et N. Saric, 1974. K–Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes. *Geologische Rundschau*, p. 63-484.

Mpodozis, C., et V.A. Ramos, 1990. The Andes of Chile and Argentina. *In* Ericksen, G.E., M.T. Canas Pinochet, et J.A. Reinemund (dir.), *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series,* 11, p. 59-90.

Mpodozis, C., et R.W. Allmendinger, 1993. Extensional tectonics, Cretaceous Andes, northern Chile (27°S). *Geological Society of America Bulletin*, 105, p. 1462-1477.

Mpodozis, C., C. Arriagada, M. Basso, P. Roperch, P. Cobbold et M. Reich, 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*, 399(1), p. 125-154.

Mukasa, S.B., 1986a. Common Pb isotopic compositions of the Lima, Arequipa and Toquepala segments in the Coastal batholith, Peru: Implications for magmagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 50(5), p. 771-782.

Mukasa, S.B., 1986b. Zircon U-Pb ages of super-units in the Coastal batholith, Peru: implication for magmatic and tectonic processes. *Geological Society of America Bulletin,* 97, p. 241-254.

N

Nairn, I.A., et S. Self, 1978. Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975. *Journal of volcanology and geothermal research*, 3(1), p. 39-60.

Naranjo, J.A., F. Hervé. X. Prieto et F. Munizaga, 1984. Actividad cretacica de la falla de Atacama al este de Chañaral : milonizacion y plutonismo. *Comunicaciones, Santiago de Chile,* 34, p. 37-45.

Newhall, C.G., et S. Self, 1982. The volcanic explosivity index (VEI) : an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research,* 87, p. 1231-1238.

Noble, D.C., E. Farrar et E.J. Cobbing, 1979. The Nazca Group of South-Central Peru : Age, source, and regional volcanic and tectonic significance. *Earth and Planetary Science Letters,* 45, p. 80-86.

Norabuena, E.O., J.A. Snoke et D.E. James, 1994. Structure of the subducting Nazca Plate beneath Peru. *Journal of Geophysical Research*, 99(B5), p. 9215-9226.

Norabuena, E.O., T. Dixon, S. Stein et C. Harrison, 1999. Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions. *Geophysical Research Letters*, 26, p. 3405-3408.

Nourgaliev, D.K., P.G. Yasonov, H. Oberhaensli, F. Heller, A.S. Borisov, I.Y. Chernova et B.V. Burov, 2007. Paleomagnetic correlation of sedimentary sequences : The use of secular geomagnetic variations for the differentiation and correlation of Holocene Aral Sea deposits. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 43(10), p. 836-843.

O

Olchauski Lomparte, E., et D. Dávila Manrique, 1994. Geología de los cuadrángulos de Chuquibamba y Cotahuasi 32-q, 31-q. *Boletín A 50*. INGEMMET.

Ort, M. H., 1993. Eruptive processes and caldera formation in a nested downsag-collapse caldera: Cerro Panizos, central Andes Mountains. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 56, p. 221-252.

Ort, M.H., G. Orsi et L. Pappalardo, 2003. Anisotropy of magnetic susceptibility studies of depositional processes in the Campanian Ignimbrite. Italy. *Bulletin of Volcanology,* 65, p. 55-72.

Ort, M.H., S. de Silva, N. Jiminez, M. Salisbury, B.R. Jicha et B.S. Singer, 2009. Two new supereruptions in the Altiplano-Puna Volcanic Complex of the Central Andes. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 41(7), p. 140.

P

Palmer, H.C., et W.D. McDonald, 1999. Anisotropy of magnetic susceptibility in relation to source vents of ignimbrites: empirical observations. *Tectonophysics*, 307(1), p. 207-218.

Paquereau-Lebti, P., J.-C. Thouret, G. Wörner et M. Fornari, 2006. Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, southern Peru: stratigraphical and petrological correlations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 154, p. 251-275.

Paquereau-Lebti, P., M. Fornari, P. Roperch, J.-C. Thouret et O. Macedo, 2008. Paleomagnetism, magnetic fabric, and 40Ar/39Ar dating of Pliocene and Quaternary ignimbrites in the Arequipa area, southern Peru. *Bulletin of Volcanology,* 70, p. 977-997.

Pardo-Casas, F., et P. Molnar, 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plates since Late Cretaceous time. *Tectonics,* 6(3), p. 233-248.

Paskoff, R., 1970. *Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride*. Biscaye, Bordeaux, 420 p.

Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In: Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, University of Leicester, p. 230-249.

Peccerillo, P., S.R. Taylor, 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area. Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 58, p. 63-81.

Pecho Gutiérrez, V. 1983. Geología de los cuadrángulos de Pausa y Caravelí 31-p, 32-p- *Boletín A 37*. Servicio de Geología y Minería.

Pedoja, K., J.F. Dumont, M. Lamothe, J-Y. Collot, B. Ghaleb, M. Auclair, V. Alvarez et B. Labrousse, 2006. Plio Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *South American Earth Science Journal,* 22(1-2), p. 1-21.

Pennington, W.D., 1981. Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of Northernwest South America. *Journal of Geophysical Research,* 86, p. 10753-10770.

Perelló, J., V. Carlotto, A. Zárate, P. Ramos, H. Posso, C. Neyra et R. Muhr, 2003. Porphyry-style alteration and mineralization of the middle Eocene to early Oligocene Andahuaylas-Yauri Belt, Cuzco region, Peru. *Economic Geology*, 98(8), p. 1575-1605.

Pilger, R.H., 1983. Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions *in* Cabré, R. (dir.), Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia arcs. *Geodyn. Ser. 9*, p. 113-125, AGU, Washington D.C.

Pilger, R.H., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism : Southern American Andes. *Journal Geological Society of London,* 141, p. 793-802.

Piper, J.D.A., H. Gürsoy et O. Tatar, 2002. Paleomagnetism and magnetic properties of the Cappadocian ignimbrite succession, central Turkey and Neogene tectonics of the Anatolian collage. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 117, p. 237-262.

Pope, D.C., et S.D. Willett, 1998. Thermal-mechanical model for crustal thickening in the central Andes driven by ablative subduction. *Geology,* 26, p. 511–514.

Porreca, M., G. Giordano, D. De Rita et R. Funiciello, 2003. Magnetic fabric and implications for pyroclastic flow and lahar emplacement, Albano maar, Italy. *Journal of Geophysical Research,* 108(B5), p. 2264.

Potter, D.B., et C.M. Oberthal, 1987. Vent sites and flow directions of the Otowi ash flows (lower Bandelier Tuff), New Mexico. *Geological Society of America Bulletin,* 98, p. 66-76.

Pradal, E., 1990. *La caldera de Los Azufres (Mexique) – Contexte volcanologique d'un grand champ géothermique.* Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 250 p.

Pradal, E., et C., Robin, 1994. Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63(3), p. 201-215.

Pyle, D.M., 1998. Forecasting sizes and repose times of future extreme volcanic events. *Geology,* 26(4), p. 367-370.

Q

Quane, S.L., et J.K. Russell, 2005. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 67(2), p. 129-143.

Quang, C.X., A.H. Clark, J.K.W. Lee et B.J. Guillen, 2003. 40Ar/39Ar ages of hypogene and supergene mineralizations in Cerro Verde – Santa Rosa porphyry Cu-Mo cluster, Arequipa, Perú. *Economic Geology,* 98(8), p. 1683-1696.

Quang, C.X., A.H. Clark et J.K.W. Lee, 2005. Response of supergene processes to episodic Cenozoic uplift, Pediment erosion, and ignimbrite eruption in the porphyry copper Province of Southern Perú. *Economic Geology,* 100, p. 87–114.

R

Ragan, D.H., et M.F. Sheridan, 1972. Compaction of the Bishop Tuff, California. *Geological Society of America Bulletin,* 83, p. 95-106.

Ramos, V.A., 1988. The Tectonics of the Central Andes: 30°S to 33°S latitude. *In* Clark, S., et Burchfield, D. (eds), Processes in Continental Lithospheric Deformation. *Geological Society of America Special Paper,* 218, p. 31-54.

Ramos, V.A., 2008. The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes. *Annual Review of Earth Planetary Science*, 36, p. 289-324.

Regard, V., M. Saillard, J. Martinod, L. Audin, S. Carretier, K. Pedoja et G. Hérail, 2010. Renewed uplift of the Central Andes Forearc revealed by coastal evolution during the Quaternary. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(1), 199-210.

Rees, A.I., 1965. The Use of Anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary FABRIC1. *Sedimentology*, 4(4), p. 257-271.

Rees, A.I., 1983. Experiments on the production of transverse grain alignment in a sheared dispersion. *Sedimentology*, 30(3), p. 437-448.

Renne, P.R., 2000. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age of plagioclase from Acapulco meteorite and the problem of systematic errors in cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 175(1), p. 13-26.

Restrepo, A.J.J., et J.F. Toussaint, 1973. Obduccion cretacea en el Occidente Colombiano, Cretaceous obduction in western Columbia. *Anales de la Facultad Nacional de Minas,* 58, p. 73-105.

Riehle, J.R., 1973. Calculated compaction profiles of rhyolitic ash-flow tuffs. *Geological Society of America Bulletin,* 84, p. 2193-2216.

Riehle, J.R., T.F. Miller, R.A. Bailey, 1995. Cooling, degassing, and compaction of rhyolitic ash flow tuffs: a computational model. *Bulletin of Volcanology,* 57, p. 319-336.

Riller, U., et O. Oncken, 2003. Growth of the Central Andean Plateau by tectonic segmentation is controlled by the gradient in crustal shortening. *Journal of Geology,* 111, p. 367-384.

Rittmann, A., 1963. *Les volcans et leur activité*. Masson.

Robin, C., M.L. Hall, M. Jimenez, M. Monzier et P. Escobar, 1997. Mojanda volcanic complex (Ecuador): development of two adjacent contemporaneous volcanoes with constrasting eruptive styles and magmatic suites. *Journal of South American Earth Sciences*, 10, p. 345-359.

Roche, O., 2000. *Les mécanismes de formation des calderas: étude experimentale et modelisation*. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 214 p.

Roche, O., et T.H. Druitt, 2001. Onset of caldera collapse during ignimbrite eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 191(3), p. 191-202.

Rochette, P., M. Jackson et C. Aubourg, 1992. Rock magnetism and the interpretation of magnetic susceptibility. *Review Geophysics*, 30, p. 209-226.

Rochette, P., E. Tamrat, G. Féraud, R. Pik, V. Courtillot, E. Ketefo et G. Yirgu, 1998. Magnetostratigraphy and timing of the Oligocene Ethiopian traps. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(3), p. 497-510.

Roeder, D., et R.L. Chamberlain, 1995. Structural geology of sub-Andean fold and thrust belt in northwestern Bolivia. *In* Tankard, A.J., R. Suarez et H.J. Welsink (eds.), *Petroleum Basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 62, p. 459-479.

Roperch, P., T. Sempere, O. Macedo, C. Arriagada, M. Fornari, C. Tapia, M. Garcia et C. Lai, 2006. Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene forearc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the Central Andes, *Tectonics*, 25.

Rose, W.I., et C.A. Chesner, 1987. Dispersal of ash in the great Toba eruption, 75 ka. *Geology,* 15(10), p. 913-917.

Ross, C.S. et R.L. Smith, 1961. Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. U.S. *Geological Survey Prof. Papers*, 366, p. 1-77.

Roth, E., B. Poty et M.T. Ménager, 1985. *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels. Applications.* Masson.

Ruprecht, P., et G. Wörner, 2007. Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165(3), p. 142-162.

S

Salfity, J.A., 1984. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene salta Group basin, Argentina. *In* Salfity, J.A., (dir.), *Cretaceous tectonics of the Andes, Earth Evolution Series,* p. 266-315.

Sandeman, H.A., A.H. Clark et E. Farrar, 1995. An integrated tectono-magmatic model for the evolution of the southern Peruvian Andes (13-20 S) since 55 Ma. *International Geology Review*, 37(12), p. 1039-1073.

Scalabrino, B., J.-F. Ritz et Y. Lagabrielle, 2011. Relief inversion triggered by subduction of an active spreading ridge: evidence from glacial morphology in Central Patagonia. *Terra Nova*, 23(2), p. 63-69.

Schildgen, T., K. Hodges, K. Whipple, P. Reiners et M. Pringle, 2007. Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru. *Geology*, 35(6), p. 523-526.

Schildgen, T.F., K.V. Hodges, K.X. Whipple, M.S. Pringle, M. van Soest et K. Cornell, 2009. Late Cenozoic structural and tectonic development of the western margin of the Central Andean Plateau in southwest Peru. *Tectonics,* 28, TC4007.

Schmincke, H.U., 1974. Volcanological aspects of peralkaline silicic welded ash-flow tuffs. *Bulletin of Volcanology*, p. 594-636.

Schmincke, H.U., 2004. *Volcanism*. Springer.

Schmitz, M., 1994. A balanced model of the southern Central Andes. *Tectonics*, 13(2), 484-492.

Schnurr, W.B.W., R.B. Trumbull, J. Clavero, K. Hahne, W. Siebel et M. Gardeweg, 2007. Twenty-five million years of silicic volcanism in the southern central volcanic zone of the Andes: geochemistry and magma genesis of ignimbrites from 25 to 27°S, 67 to 72°W. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 166, p. 17-46.

Schubert, C., et L. Vivas, 1993. *El Cuaternario de la Cordillera de Mérida, Andes Venezolanos*. Universidad de los Andes, Fundacion Polar, Mérida, p. 1-345.

Scott, W. E., R.P. Hoblitt, R.C. Torres, S. Self, M.L. Martinez et T. Nillos, 1996. Pyroclastic flows of the June 15, 1991, climactic eruption of Mount Pinatubo. *In* Newhall, C.G., et R.S. Punongbayan (dir.), *Fire and mud : Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, p. 545-570.

Seaman, S.J., W.C. McIntosh, J.W. Geissman, M.L. Williams et W.E. Elston, 1991. Magnetic fabrics of the Bloodgood Canyon and Shelley Peak Tuffs, southwestern New Mexico: implications for emplacement and alteration processes. *Bulletin of Volcanology,* 53, p. 460-476.

Sébrier, M., R. Marocco, J.J. Gross, S. Macedo et M. Montoya, 1979. Evolucion neogena del piedemonte pacifico de los Andes del sur del Peru. *IIe Congreso Geologico Chileno*, *Actas 3*, p. 171-188.

Sébrier, M., et J. Macharé, 1980. Observaciones acerca del Cuaternario de la costa del Peru central. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines, 9*(1-2), p. 25-32.

Sébrier, M., R. Marocco et J. Macharé, 1982. Evolution tectonique du Piémont pacifique et ses relations avec la Cordillère des Andes du Pérou central et méridional. *Montagnes et Piémonts*, R.G.P.S.O., Toulouse, p. 49-70.

Sébrier, M., A. Lavenu, M. Fornari et J. Soulas, 1988. Tectonics and uplift in the Central Andes (Peru, Bolivia and northern Chile) from Eocene to Present. *Géodynamique,* 3, p. 85-106.

Sébrier, M., et P. Soler, 1991. Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from Late Oligocene time to the Present. *In* Harmon, R.S., et C. Rapela *(dir), Andean magmatism and its Tectonic Setting. Geological society of America Special Paper,* 265, p. 259-276.

Self, S., et B.N. Turbeville, 1987. Vent sites and flow directions of the Otowi ash flows (lower Bandelier Tuff), New Mexico: Discussion and reply discussion. *Geological Society of America Bulletin*, 99(4), p. 601-602.

Self, S, J.A. Wolff, T.L. Spell, C.R. Skuba et M.M. Morrissey, 1991. Revisions to the stratigraphy and volcanology of the post-0.5 Ma units and the volcanic section of VC-1 Core Hole, Valles Caldera, New Mexico. *Journal of Geophysical Research,* 96(B3), p. 4107-4116.

Self, S., 2006. The effects and consequences of very large explosive volcanic eruptions. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 364(1845), p. 2073-2097.

Sempere, T., G. Hérail, J. Oller et M. Bonhomme, 1990. Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology,* 18, p. 946-949.

Sempere, T., G. Carlier, P. Soler, M. Fornari, V. Carlotto, J. Jacay et N. Jiménez, 2002. Late Permian–Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics*, 345(1), p. 153-181.

Sempere, T., J. Jacay, V. Carlotto, W. Martínez, C. Bedoya, M. Fornari et R. Rodríguez, 2004. Sistemas transcurrentes de escala litosferica en el sur del Peru, *Publicacion especial Sociedad Geologica del Peru*, 5, p. 105-110.

Sempere, T., et J. Jacay, 2006. Estructura tectonica del Sur del Peru (ante-arco, arco y altiplano suroccidental), *XIII Congreso Peruano de Geologia*, Lima, p. 324-327.

Sempere, T., et J. Jacay, 2007, Synorogenic extensional tectonics in the forearc, arc and southwest Altiplano of southern Peru. Eos Transactions*, American Geophysical Union*, 88(23), *Joint Assembly supplement*, abstract U51B–04.

Sempere, T., et J. Jacay 2008, Anatomy of the Central Andes: Distinguishing between western, magmatic Andes and eastern, tectonic Andes, *7th International Symposium on Andean Geodynamics*, Paris, Institut de recherche pour le développement et Université Nice Sophia Antipolis, Extended abstracts, p. 504-507.

Sempere, T., A. Folguera et M. Gerbault, 2008. New insights into Andean evolution : an introduction to contributions from the 6th ISAG symposium (Barcelona, 2005). *Tectonophysics*, 459(1), p. 1-13.

Sheffels, B., 1995. Mountain building in the Central Andes : an assessment of the contributions of crustal shortening. *International Geology Review,* 37, p. 128-153

Sheridan, M.F., et D.M. Ragan, 1976. Compaction of ash-flow tuffs. *In* Chilingarian, G.V., Wolf, K.H. (dir.), *Compaction of Coarse-Grained Sediments, vol. II,*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, p. 677-717.

Sheridan, M. F., et Y. Wang, 2005. Cooling and welding history of the Bishop Tuff in Adobe Valley and Chidago canyon, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 142(1), p. 119-144.

Sigurdsson, H., 2000. Volcanic episodes and rates of volcanism. *Encyclopedia of Volcanoes*, p. 271-279.

Sigurgeirsson, T., 1962. *Age dating of young basalts with the potassium argon method*. Unpublished Report Physics Laboratory, University of Iceland (in Icelandic (English translation by L. Kristjansson, University of Iceland, 1973)).

Smith, R.L., 1960*a*. Ash flows. *Geological Society of America Bulletin,* 71, p. 795-842.

Smith, R.L., 1960*b*. Zones and zonal variations in welded ash-flows. U.S. *Geological Survey Prof. Papers*, 354(F), p. 149-159.

Smith, D.R., et W.P. Leeman, 1993. The origin of Mount St. Helens andesites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 55, 3-4, p. 271-303.

Smith, J.A., G.O. Seltzer, R.T. Rodbell et A.R. Klein, 2005. Regional synthesis of last glacial maximum snowlines in the tropical Andes, South America. *Quaternary International,* 138, p. 145-167.

Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 Ma. Implications for mountain building in the central Andean regions. *Journal of South American Earth Sciences,* 11, p. 211-215.

Soulas, J.P., 1975. La chaîne andine du Pérou central : chronologie, orientation et style des phases tectoniques du Tertiaire supérieur : aperçus sur la tectonique quaternaire. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines,* 4(3-4), p. 127-156, Lima.

Soulas, J.P., 1977. Les phases tectoniques andines du Tertiaire supérieur, résultats d'une transversale Pisco-Ayacucho (Pérou Central). *CR Acad Sci Paris,* 284, p. 2207-2210.

Sparks, R.S.J., S. Self et G.P.L. Walker, 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1(3), p. 115-118.

Sparks, R.S.J., 1976. Grain-size variation in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology,* 23, p. 147-188

Sparks, R.S.J., et L. Wilson, 1976. A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. *Journal of the Geological Society,* 132(4), p. 441-451.

Sparks, R.S.J., L. Wilson et G. Hulme, 1978. Theoretical modeling of the generation, movement, and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *Journal of Geophysical Research,* 83(B4), p. 1727-1739.

Sparks, R.S.J., P.W. Francis, R.D. Hamer, R.J. Pankhurst, L.J. O'Callaghan, R.S. Thorpe et R.N. Page, 1985. Ignimbrites of the Cerro Galan caldera, northwest Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, p. 205-248.

Sparks, R.S.J., 1997. Causes and consequences of pressurisation in lava dome eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3), p. 177-189.

Sparks, R.S.J., S.R. Young, J. Barclay, E.S. Calder, P. Cole, B. Darroux et R. Watts, 1998. Magma production and growth of the lava dome of the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies: November 1995 to December 1997. *Geophysical Research Letters,* 25(18), p. 3421-3424.

Spinks, K., J. Cole et G. Leonard, 2004. Caldera volcanism in Taupo Volcanic Zone. In: Field trip Guides, GSNZ Annual Conference, Taupo. *Geological Society of New Zealand, Miscellaneous Publication,* 117(B), p. 110-135

Steinman, G., 1929. *Geologie von Peru*. Karl Winter, Heidelberg, 448 p.

Steinmann, M., S. Hungerbuhler et W. Winkler, 1999. Neogene tectonic évolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes : a combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics,* 307, p. 255-276.

Stern, C.R., M.J. Wit et J.R. Lawrence, 1976. Igneous and metamorphic processes associated with the formation of Chilean ophiolites and their implication for ocean floor metamorphism, seismic layering, and magnetism. *Journal of Geophysical Research*, 81(23), p. 4370-4380.

Stern, C.R., 1990. Tephrochronology of southernmost Patagonia. *National Geographic Research*, 6(1), p. 110-126.

Stern, C.R., F.A. Frey, K. Futa, R.E. Zartman, Z. Peng et T.K. Kyser, 1990. Trace-element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian

Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(3), p. 294-308.

Stern, C.R., 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean Magmas. *Geology,* 19(1), p. 78-81.

Stern, C.R., et R. Kilian, 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean austral volcanic zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 123(3), p. 263-281.

Stern, C.R., 2001. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geologica de Chile*, 31, p. 161-206.

Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), p. 161-206.

Strecker, M.R., R.N. Alonso, B. Bookhagen, B. Carrapa, G.E. Hilley, E.R. Sobel et M.H. Trath, 2007. Tectonics and Climate of the Southern Central Andes. *Annual Review Earth Planetary Sciences,* 35, p. 747-787.

Strecker, M.R., R.N. Alonso, B. Bookhagen, B. Carrapa, I. Coutand, M.P. Hain, G.E. Hilley, E. Mortimer, L. Schoenbohm et E.R. Sobel, 2009. Does the topographic distribution of the central Andean Puna Plateau result from climatic or geodynamic processes?. *Geology,* 37, p. 643-646.

Sumner, J.M., et J. Wolff, 2003. Petrogenesis of mixed-magma, high-grade, peralkaline ignimbrite 'TL'(Gran Canaria): diverse styles of mixing in a replenished, zoned magma chamber. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 126(1), p. 109-126.

Sun, S., et W.F. McDonough, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In* Saunders, A.D., et M.J. Norry (dir.), Magmatism in the ocean basins, *Geological Society of America Special Paper* 42, p. 313-345.

Suzuki-Kamata, K., H. Kamata et C.R. Bacon, 1993. Evolution of the caldera-forming eruption at Crater Lake, Oregon, indicated by component analysis of lithic fragments. *Journal of Geophysical Research*, 98(B8), p. 14059-14074.

T

Tarling, D.H. et F. Hrouda, 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall, London, 217 p.

Tassara, A., 2005. Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°-34°S), *Tectonophysics*, 399, p. 39-57.

Terry, R.D., et G.V. Chilingar, 1955. Summary of "Concerning some additional aids in studying sedimentary formations" by M.S. Shvetsov. *Journal of Sedimentary Petrology,* 25, p. 229-234.

Thorpe, R.S., P.W. Francis et R.S. Harmon, 1981. Andean andesites and crustal growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical and Physical Sciences,* 301, p. 305-320.

Thorpe, R.S., P.W. Francis et L.J. O'Callaghan, 1984. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks, *In* Moorbath, S., A.B. Thompson etE.R. Oxburgh, (dir.), The relative contributions of mantle, oceanic crust and continental crust to magma genesis, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical and Physical Sciences,* 310, p. 675-692.

Thouret, J.-C., G. Wörner, B. Singer, et A. Legeley-Padovani, 2004. “Old” valleys in a “young” mountain range. *Published abstract and poster, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) General Assembly,* Pucon Chile, p. 14-19.

Thouret, J.-C., G. Wörner, Y. Gunnell, B. Singer, X. Zhang et T. Souriot, 2007. Geochronologic and stratigraphic constraints on canyon incision and Miocene uplift of the Central Andes in Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 263(3), p. 151-166.

Tosdal, R.M., E. Farrar et A.H. Clark, 1981. K-Ar geochronology of the late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 10, p. 157-173.

Tosdal, R., A. Clark et E. Farrar, 1984. Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 95, p. 1318-1332.

Toussaint, J.F., et J.J. Restrepo, 1982. Magmatic evolution of the northwestern Andes of Colombia. *Earth-Science Reviews*, 18(3), p. 205-213.

Trumbull, R.B., R. Ulrich, O. Oncken, S. Ekkehard, K. Munier et F. Hongn, 2006. The time–space distribution of Cenozoic volcanism in the south-central Andes: a new data compilation and some tectonic implications. *In* Oncken, O., G. Chong, G. Franz, P. Giese, H.J. Gotze, V.A. Ramos, M.R. Strecker, et P. Wigger (dir.), *The Andes: active subduction orogeny*. Springer Verlag, Berlin, p. 29-43.

Turbeville, B.N., et S. Self, 1988. San Diego Canyon ignimbrites: Pre-Bandelier Tuff explosive rhyolitic volcanism in the Jemez Mountains, New Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 93(B6), p. 6148-6156.

V

Vargas, L., 1970. Geología del cuadrángulo de Arequipa. *Servicio de Geología y Minería, Boletín 24*, 64 p.

Vatin-Pérignon, N., G. Poupeau, R.A. Olivier, A. Lavenu, E. Labrin, F. Keller et L. Bellot-Gurlet, 1996. Trace and rare-earth element characteristics of acidic tuffs from Southern Peru and Northern Bolivia and fission-track age for the Sillar of Arequipa**.** *Journal of South American Earth Science,* 9(1-2), p. 91-109.

Vicente, J.C., F. Sequeiros, M.A. Valdivia et J. Zavala, 1979. The Chincha-Lluta Overthrust: elements of a major Andean discontinuity in the Northwestern Arequipa. *Boletin de la Sociedad Geológica del Perú,* 61, p. 67-99.

Vicente, J.C., 1990. Early Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of Southern Peru. *In* Ericksen, G.E., M.T. Canas Pinochet et J.A. Reinemund (dir.), *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series 11, p. 91-117.

Vicente, J.C., C. Mering, D. Huaman et M. Cernicchiaro, 1996. Evidence of successive impacts of the Nazca ridge upon the continental margin of central-southern Peru as suggested by SAR ERS-1 imagery. *In Andean geodynamics : extended abstracts*, Paris : ORSTOM, p. 255-258.

Victor, P., O. Oncken et J. Glodny, 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20 and 21 S (northern Chile), *Tectonics*, 23.

Viereck-Goette, L., P. Lepetit, A. Gürel, G. Ganskow, I. Çopuroğlu et M. Abratis, 2010. Revised volcanostratigraphy of the Upper Miocene to Lower Pliocene Ürgüp Formation, Central

Anatolian volcanic province, Turkey. *Stratigraphy and geology of volcanic areas: Geological Society of America Special Paper*, 464, p. 85-112.

W

Walker, G.P., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1), p. 65-88.

Wang, X., J. Roberts et P., Schmidt, 2001. Flow directions of Carboniferous ignimbrites, southern New England Orogen, Australia, using anisotropy of magnetic susceptibility. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110, p. 1-25.

Wasteneys, H.A., 1990, *Epithermal Silver Mineralization with a Mid-Tertiary Diatreme: Santa Bárbara, Santa Lucía District, Puno, Peru*, Ph.D. thesis, Kingston, Ontario, Canada, Queen's University, 367 p.

Wasteneys, H.A., A.H. Clark et R.J. Langridge, 1995. Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru. *Earth and Planetary Science Letters,* 132, p. 63-73.

Wigger, P., M. Schmitz, M. Araneda et M. Asch, 1994.Variation of the Crustal Structure of the Southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations, *in* Reutter, K., et E. Scheuber (dir.), *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer Verlag, Berlin, p. 22-48.

Williams, H., et A.R. McBirney, 1979. *Volcanology*. Freeman Cooper and Co., San Francisco, 397 p.

Wilson, J., et W. García, 1962. Geología de los cuadrángulos de Pachia y Palca. *Comisión Carta Geológica Nacional (INGEMMET), Boletin n°4*, serie A, Lima.

Wilson, J., 1963. Geología del cuadrángulo de Huaylillas. *Comisión Carta Geológica Nacional (INGEMMET)*, *Boletin n°6,* Lima.

Wilson, L., R.S.J. Sparks et G.P.L. Walker, 1980. Explosive volcanic eruptions IV: the control of magma properties and conduit geometry on eruption column behavior. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 63, p. 117-148.

Wilson, C.J.N., et G.P.L. Walker, 1982. Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow. *Journal of Geological Society of London,* 139, p. 581-592.

Wilson, C.J.N., 1984. The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows, 2: experimental results and their interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20(1), p. 55-84.

Wilson, C.J.N., 1985. The Taupo eruption, New Zealand. II. The Taupo ignimbrite. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical and Physical Sciences,* 314, p. 229-310.

Wilson, M., 1989. "Active continental margins" *in Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. Ed. Unwin Hyman, London, p. 191-225.

Wilson, C.J.N., et W. Hildreth, 2003. Assembling an ignimbrite: mechanical and thermal building blocks in the Bishop Tuff, California. *Journal of Geology*, 111, p. 653-670

Witt, C., J. Bourgois, F. Michaud, M. Ordoñez, N. Jimenez et M. Sosson, 2006. Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *Tectonics,* 25, TC3017.

Wohletz, K.H., et G.H. Heiken, 1992. *Volcanology and Geothermal Energy*. University of California Press, Berkeley, 432 p.

Wörner, G., K. Hammerschmidt, F. Henjes-Kunst, J. Lezaun et H. Wilke, 2000a. Geochronology ($^{40}Ar/^{39}Ar$, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18°S-22°S): Implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes, *Revista Geologica de Chile*, 27, p. 205-240.

Wörner, G., H. Seyfried, I. Kohler et D. Uhlig, 2000b. Uplift and sedimentation on the western Andean escarpment at the Arica Bend (northern Chile), *Geologische Rundschau,* 84, p. 770-780.

Wörner, G., D. Uhlig, I. Kohler et H. Seyfried, 2002. Evolution of the West Andean Escarpment at 18°S (N. Chile) during the last 25 Ma : uplift, erosion and collapse through time. *Tectonophysics,* 345, p. 183-198.

Wright, J.V., A.L. Smith et S. Self, 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(2), p. 315-336.

Wright, J.V., 1981. The Rio Caliente ignimbrite: analysis of a compound intraplinian ignimbrite from a major late Quaternary Mexican eruption. *Bulletin of Volcanology,* 44, p. 189-212.

Wright, J.V., et G.P. Walker, 1981. Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 9(2), p. 111-131.

Y

Yagi, K., 1966. Experimental study on pumice and obsidian. *Bulletin Volcanologique*, 29(1), p. 559-572.

Yuan, X., S. Sobolev et R. Kind, 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth Planetary Science Letters*, 199, p. 389-402.

Z

Zandt, G., S.B.S. Ruppert, C. Ammons et D. Rock, 1996. Anomalous crust of the Bolivian Altiplano, Central Andes: Constrains from broadband regional seismic waveforms. *Geophysical Research Letters*, 23, p. 1159-1162.

Zapata, T.R., et R.W. Allmendinger, 1996. The thrust front zone of the Precordillera thrust belt, Argentina : a thick-skinned triangle zone. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin,* 80(3), p. 359-381.

ANNEXE A

TABLEAU D'ECHANTILLONNAGE

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
BAR-00-29	Lower Barroso		741509	8272434	4650	Old Center near Coropuna	mafic andesite	15°36'72", lava flows dipping towards Coropuna, black andesite, px, plag
BAR-00-31	Lower Barroso		741509	8272434	4500	Old Center near Coropuna	mafic andesite	same site as BAR 00-29 and 30, 25 m below BAR 30, gray lava, palg, px
BAR-00-33	Lower Barroso	Cerro Sunjillpa	741509	8272434	4450	Old Barroso Center	black breccia	near Callipampa, 15°36'72 and 72°44'67" black breccia with px: underlie the sequence of thin lava flows BAR 00- 29 - 30 and 31
BAR-00-35	Upper Barroso		727725	8313037	3950	Cotahuasi upstream ridge	aphyric lava	(Dater lave grise aphyrique BAR-00-35 3950 m, 15°14'67 et 72°52'47) = reprise en 2008, BAR – 08 – 09) identical BAR 08 39 overlie pyro flows and fall that are dated 1.46 Ma
PIG-00-01	Upper Sencca	re-taken in 2006	660900	8246500	1650	Caraveli Atico valley	ign facies	Valley of Rio Atico (entre Atico et Caraveli), ign. type Sencca, base relativement soudée. Base ign reprise en 2006 : alt. 1650 m, UTM 8246500 and 0660900 (cf datation + géoch.).
PIG-00-03	Caraveli	base sequence	670283	8257708	2350	Caraveli	ign block facies	Piste au-dessus Caraveli, 15°45'12 et 73°24'38, 2350 m, ign indurée, miocène sur batholite crétacé. Datée à 9,02 ± 0,11 Ma (= type Caraveli). LM, géoch.
PIG-00-04	Caraveli	top sequence	669064	8257871	2550	Caraveli	ign facies	Idem un peu plus haut 2550 m, 15°45'07 et 73°25'19, sommet séquence ign indurée. Datée à 9,15 ± 0,31 Ma (type Caraveli). LM, geoch.
PIG-00-06	Upper Sencca	towards top	662050	8271200		Caraveli - Cahuacho	ignimbrite facies	Le long piste de Caraveli à Cahuacho, même séquence mais ign emboîtée, type Sencca, surmonte 4, 15°45'07"" and 73°25'19" riche en biotites, base datée à 1,81 ± 0,11 Ma (Sencca + jeune). LM, geoch.
PIG-00-07	Caraveli		677489	8312058	2420	Pausa - Lampa	Ign facies	ignimbrite indurée 2420 m, 15°15'42 et 73°20'80, route de Pausa près de Lampa (d'après carte géol. Perou, âge environ 6 Ma). Datée à 8,97 ± 0,06 Ma (= type Caraveli). LM, geoch.
PIG-00-09	Alpabamba	intercalated ign	607995	8452045		Road Puquio to Nazca		PAS dans les Canyons, mais intérêt. Route Puquio à Nazca, ign soudée près péage km 107 60 m, 14°37'85 et 74°16'99, sous sédiments. Datée pre-Huaylillas, cf. « Moquegua supr. - Alpabamba » (voir tabl EPSL si datée ?, Oligocène terminal, Miocène infr.)
PIG-00-10	Alpabamba	not in Canyon	552154	8374953	3500	road from Puquio to Nazca	ign facies	Pas dans les Canyons mais intérêt. Descente de la route de Nazca, 3500 m, 14°41'55 et 74°30'95. Base séquence ign grise type sillar. Datée à 22,16 ± 0,34 Ma (cf Moquegua supr. – Alpabamba).
PIG-00-11	Alpabamba	not in Canyon	552154	8374953	3200	road from Puquio to Nazca	vitrophyre	Pas dans les Canyons mais intérêt. Route à Nazca, km 62, vitrophyre à base séquence (3è ign en descendant ?) ign soudée, 3200 m, 14°45'34 et 74°36'38. Datée à 18,23 ± 0,17 Ma. Vitrophyre sur une autre ign un peu soudée sur surface d'aplanissement (pénéplaine)
PIG-00-23	Huaylillas	scarp Pampacolca	754475	8262771	3900	Chuquibamba ENE	ign w. pumice & lithics	Vieille piste de Pampacolca à Chuquibamba, rebord plateau sous Coropuna, 3900 m, 15°41'72 et 72°37'51. Ign non soudée riche en cristaux, ponces blanches petites et lithiques nombreux. (dater ? mais probablement Huaylillas semblable à Chuquibamba). LM
PIG-00-24	Lower Sencca	Lower sequences Upper Sencca	752633	8262442	3890	Chuquibamba	ponces ign	Piste à Chuquibamba sur plateau, 3890 m, 15°42'13 et 72°38'34, ign blanche à grosses ponces (sableuses), FK et lithiques, sans ponces blanches. Dater ? LM
PIG-00-25	Upper Sencca		749792	8253371	3600	Chuquibamba	pumice	Piste de Chuquibamba au col, Antenne, 3600 m, 15°47'09 et 72°40'06. Ponces blanches à FK, dans base ignimbrite (layer A2) non soudée qui remplit une vallée taillée dans la séquence
PIG-00-27	Alpabamba ? Tacaza ?				2900	Alca upstream	ign facies	Piste de Cotahuasi à Puica, amont vallée, rive gauche, après Alca, 2900 m, 15°04'93 et 72°44'57. Ign inférieure soudée riche en cristaux, FK et quartz. DATER, LM.
PIG-00-28	Lower Sencca	lower seq	727371	8316576	2800	Cotahuasi near valley bottom left side	vitrophyre	Piste qq 2 km juste au-dessus village Cotahuasi, ign soudée, prismée et fiammée, emboîtée dans vallée, 2800 m, 15°13'01 et 72°53'00. Vitrophyre à la base daté à 3,76 ± 0,14 Ma (très importante : voir coupe dans cahier). LM, géoch.
PIG-00-29	Alpabamba	above Tacaza	727380	8314150	3500	Cotahuasi upstream	ign facies	Piste montant au col au-dessus Cotahuasi, paroi ign et brèches surmontant Tacaza (voir coupe dans cahier), 3500 m, 15°14'46 et 72°52'86. Ponces blanches fibreuses, ign indurée riche en lithiques. DATER + LM, géoch.
PIG-00-30	Upper Sencca	top valley fill top Sencca	729160	8313238	3920	Cotahuasi pass left side	Pumice and obsidian	Piste près premier col et antenne, coulées pyro à ponces, meubles juste sous (ou contre ?) les laves « Barroso », 3920 m, 15°14'49 et 72°51'99. Ponces blanches et obsidienne. Déjà datée à env 1,56 Ma. LM et géoch. (Ces coulées et laves emboitées)
PIG-00-31	Huaylillas		730375	8309352	4300	Cotahuasi	ignimbrite	Piste près 2nd col rebord plateau « Huaylillas », sommet falaise, 4300 m, 15°14'67 et 72°51'17. Ign supérieure, soudée riche en cristaux. Datée à14,23 ±0,07 Ma.
PIG-00-32	distal	Moquegua "D"	772900	8193500	850	Aplao Rio Majes	ign facies	Route d'Aplao à rebord Canyon Rio Majes, rive gauche, et vers Sihuas. 850 m (150 m sous le rebord plateau),

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
	between Alpab- Huay	intercalated in upper						16°18’80 et 72°26’61. Séquence conglomérats de Moquegua supr. avec intercalation d’ign peu épaisses. Ign rosée type sillar, non soudée, minéraux rares.
PIG-00-33	Huaylillas	distal, intercal in upper Moquegua	807050	8190500	1300	Sihuas valley	ign facies	Route de Sihuas à Arequipa, montée après village rive gauche, ign non soudée type sillar avec ponces et biotites dans séquence des conglomérats Moquegua supr. Datée à 14,25 ± 0,08 Ma (200 m au-dessus Rio Sihuas et 200 m sous le rebord plateau taillé.
PIG-00-41	Alpabamba	not in Canyon	302300	8120150	2900	Near Tarata Moquegua area	ignimbrite	Near Tarata, road upstream of Moquegua, not in Canyon but interesting. Ignimbrite dated, 2900 m, 16°59'54"" and 70°52'25"
BAR-02-17	Lower Barroso	Puyca right side	747990	8333891	3750	Cotahuasi Canyon	andesite	Grey, fine-grained, almost aphanatic lava flow of (lower?) Barroso age above the village of Puyca, 3750 m, right side of the tributary to Rio Huarcaya valley, UTM 0748416 and 8334155: to date.
BAR-02-18	Barroso		747505	8338702	4050			Lava flows of cliff above the village of Suni (Barroso?): andesite with plagioclase and pyroxene.
PIG-02-82	Upper Sencca		749345	8253314	3700	Chuquibama upstream	pumice	Chuquibamba upstream, crossroad at Qda Santa Rosa, right side on dirt road to Pampacolca above the cliff, 3700 m, UTM 0749339 and 8253326, pinkish Sencca-type ignimbrite, partially welded to welded with fiamme: pumice with biotites (sanidine?): big light
PIG-02-83A	Huaylillas		750057	8253153	3515	Chuquibamba	ignimbrite	Same location but below the cliff along a secondary roads which branchs on the Chuquibamba road to Coropuna, 3515 m, UTM 0750055 and 8253167 : reddish, welded Huaylillas ign with biotite, sanidine, quartz, recrystallised pumice, big brown xenoliths
PIG-02-83B	Huaylillas		750057	8253153	3515	Chuquibamba	hand specimen	Same location but below the cliff along a secondary roads which branchs on the Chuquibamba road to Coropuna, 3515 m, UTM 0750055 and 8253167 : dark densely welded ign, hand specimen. Separate pumice in 83 A Datée à 14 Ma env
PIG-02-84	Lomas	top of Upper Sencca, valley fill	728085	8313279	4020	Cotahuasi see PIG 05 01	pumice	Road to Cotahuasi, whitish pumice-flow deposit in the pyroclastic sequence below Barroso lava flow and the first level cut at 4100 m in the left side of the Rio Cotahuasi valley (represents the top of the valley filling): 4020 m, UTM 0728093 and 8313274;
PIG-02-85		base of sequence	731185	8279951		Salamanca cliff Rio Chili left side	pumice	Road to Salamanca, just below top of the cliff in Sencca ignimbrite, pumice-fall deposit 45 cm thick below a ground surge deposit and the basal layer of the Sencca-type ignimbrite: pumice for geochemistry (and to date). Datée Sencca
PIG-02-86	Alpabamba?	or Huaylillas ?	730888	8280046	4340	Rio Arma left side above cliff	pumice	Road to Salamanca, same site but 40 m below, nonwelded pumice-flow tuff, 4340 m, UTM 0730902 and 8280053: pumice for geochemistry (and to date). Datée Huaylillas
PIG-02-87	Upper Sencca		725869	8254589	2840	Yanaquihua downstr	sillar vap phase	Yanaquihua, road to Ispacas, quarry in sillar of Sencca-type 4 km beyond the village downstream, 2840 m, UTM 0725869 and 8254589: hand specimen.
PIG-02-88a	Upper Sencca		726428	8254457	2850	Yanaquihua	vitro and deformed pumice	Same road but upstream coming to Yanaquihua, vitrophyre of the Sencca-type ignimbrite on the bank of the Canyon, 2850 m, UTM 0726428 and 8254457: about 1 m thick vitrophyre (to date) and glass bulbs (in former fiamme and deformed pumice)
PIG-02-88b	Upper Sencca		726428	8254457	2850	Yanaquihua	vitrophyre	Same road but upstream coming to Yanaquihua, vitrophyre of the Sencca-type ignimbrite on the bank of the Canyon, 2850 m, UTM 0726428 and 8254457: about 1 m thick vitrophyre (to date) and glass bulbs (in former fiamme and deformed pumice) il a été daté ?
PIG-02-89	Upper Sencca		729238	8252452	3000	Andaray	grey pumice	Andaray, entrance of the village coming from Yanaquihua, 3000 m, left side of a quebrada, ignimbrite in a position of inverted relief, 0729253 and 8252460: gray, partially welded ignimbrite with big pumice, hand specimen with enclaves and big pumice
PIG-02-90a	Alpabamba	upper sequence	733430	8283463	3850	Rio Arma left side cliff	ign facies w white pumice	Salamanca road below Cerro torccone, fresh cliff of rockslide in Huaylillas and Alpabamba? 3850 m, UTM 0733430 and 8283463: pumice (to sort out) and whole rock of the lower ignimbrite in the 250 m thick section ; to date? extraire les ponces; pour dater.
PIG-02-90b	Alpabamba	upper sequence	733430	8283463		Rio Arma left side cliff	ign facies	
PIG-02-91A	Upper Sencca		731100	8279950		Salamanca cliff	pumice	Salamanca road, just below top of cliff in Sencca ignimbrite, same site as number 85 but in non welded basal layer 1.5 m thick of the ignimbrite: small pumice hand specimen of the glassy base of the columnar jointed: 8279950 and 0731100 ignimbrite
PIG-02-	Upper Sencca		731052	8279779		Salamanca cliff	glass	Salamanca road, just below top of cliff in Sencca ignimbrite, same site as number 85 but in non welded basal

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
91B								layer 1.5 m thick of the ignimbrite: small pumice
BAR-03-01	Lower Barroso	lava overlying Canyon edge	745259	8331693	3510	Upstream Alca Pajcce left side	grey lava	grey lava flow (weathered but with sanidine, biot, amph.)-) overspilling the left (east) slope of the Canyon, left side of Rio Cotahuasi, scarp below village of Pajcce, UTM 18L 0745259 and 8331693, elevation 3510 m. Dated (in Clermont): see Table in EPSL
OCO-03-01	Upper Barroso	Canyon lava fill	695849	8230627	320	R Ocoña Iquipi downvalley	prismatic mafic lava	In between Juayiche and Oquisica, on left side of the river, black lava flow (plag, px, amph), 320 m, UTM 695867 and 8220932, filling the valley at the bottom.
PIG-03-120	collapsed from plateau edge		696291	8222453	335	R Ocoña downstream Iquipi	pumice	Nonwelded, pinkish ignimbrite on left side about 30-40 m above the river, 335 m, UTM 0696286 and 822457 120 a – fibrous pumice for geochemistry 120 b – hand specimen and porphyritic facies
PIG-03-120a	Upper Sencca	this is 120 not 121	696286	8222550	335			fibrous pumice for geochemistry Old ign (collapsed from Canyon edge?) at 335 m in elevation, left bank of Ocona valley
PIG-03-120b	Upper Sencca	this is 120 not 121	696286	8222550	335			hand specimen and porphyritic facies
PIG-03-121	Upper Sencca	base of sequence Upper Sencca	704821	8277247	1615	R Ocoña Chaucalla sequence	dark, glassy vitrophyre with F and quartz substitu	Base of the ignimbrite sequence, dark, glassy vitrophyre with F and quartz substitution. Problem PIG 03 121 and OCO-05-12
PIG-03-122	Upper Sencca	mid sequence	705447	8277592	2105	R Ocoña Chaucalla sequence	small pumice	small pumice in the witish and pinkish sole layer at the base of the 'upper' ignimbrite
PIG-03-123	Lomas	top of upper Sencca , valley fill	705449	8277851	2260	Ocoña-Chaucalla ridge confl	pumice	non welded pumice flow tuff, pumice from the summit, nonwelded ignimbrite on top of the ridge
PIG-03-124	Upper Sencca	mid - top sequence	705447	8277592		R Ocona Chaucalla Ridge	pumice in scree	pumice on the trail in scree, maybe correlated to the topmost ones.
PIG-03-125	Cuno Cuno	intercalated in Moquegua sediment	704845	8230236	2010	Ocona Cuno Cuno uphill	fibrous pumice in sole layer	fibrous, porphyritic pumice in sole layer at the base of the lowermost, thin, slightly welded ignimbrite
PIG-03-126	Huaylillas	top sequence	704629	8229204	2275	Ocona Cuno Cuno	pumice	light yellowish, slightly fibrous pumice from one flow unit of the topmost ignimbrite on the crest near campamento
PIG-03-127	Sencca		706202	8200788	1465	Ocona_Cuno Cuno	hand specimen, ign facies	on dirt road about 20 km down from the Cuno Cuno pass, whitish hand specimen of the topmost welded ignimbrite with small pumice, fiames and rounded lava xenoliths
OCO-04-05	Upper Sencca		704400	8237700	750	R Ocona San Juan valley	vitrophyre	vitrophyre of "Sencca-type" PIG, left bank of San Juan valley (Rio Chorunga), 750 m (about 150 m above the channel) on bedrock). Dark vitrophyre 2-3 m thick, slightly welded ignimbrite 20-40 m thick, filling an uneven topography.
OCO-04-08	Upper Sencca		698800	8243130	1675	R Ocoña Callagua right side	whitish, fibrous, rhyolitic pumice	pumice on the edge of the valley wall above Callanga, left bank of the Rio Ocoña valley. The sillar type PIG has been eroded and weathered but we extracted whitish, fibrous, rhyolitic pumice directly from the "sillar". Some pumice are weathered.
PIG-04-02	Upper Sencca		725754	8312325	3570			Upper Sencca Lowest ignimbrite from second level: see description EPSL 2007 suppl. toto, SW Cotahuasi
CARA-05-01	Upper Sencca		659395	8243081	1600	Caraveli Atico valley	ign facies	ignimbrite of Sencca type at 25-30 m above the channel (tributary), downstream from the Caraveli pass
CARA-05-02	Caraveli	mid Caraveli below 03	684372	8248707	2290	Caraveli	pumice	moderately welded PIG ignimbrite forming the scarp of the Pampa Bombon plateau, gray facies, recrystalized, with sanidine, biotite, and witish hard pumice. (this ignimbrite has flown towards the SW and overlies unconformably the densely welded Huaylillas.
CARA-05-03	Caraveli	mid Caraveli above 05 02	684041	8250315	2120	Caraveli	ign facies	densely welded, columnar ignimbrite forming the scarp of the plateau of Pampa de Bonbon, Huaylillas type, recrystalized facies, quartz, biot, san ; (this >100 m thick, voluminous PIG ign forms the essential bulk

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
								volume of the Caraveli plateau
CARA-05-04	Lower Sencca?		684324	8236608	1550	Caraveli down valley	pumice	pumice of the 40-m thick "Sencca" ignimbrite that filled the Qda of Caraveli towards the south. Fibrous light, whitish pumice at top of the nonwelded ign.
CARA-05-05	Caraveli	upper Caraveli	684930	8234553	1685	Caraveli Gramadal	ign facies	ignimbrite that forms the Pampa Gramadal plateau, gray-purple, moderately welded facies, porphyritic, small pumice (non fibrous), recrystallized
CARA-05-06	Caraveli	upper Caraveli	690371	8260787	2595	Caraveli, Pampa Qda Leon	ign facies	Caraveli type ignimbrite at the Quebrada Leon pass nearby abandoned camp, similar to No 03, densely welded, hard, recrystalized, purple-pinkish facies, (biot, san)
CARA-05-07	Caraveli	on top of up CAR	684535	8234701	1750	Caraveli Gramadal	pumice	pumice flow unit on top of Caraveli ignimbrite sequence. Small witish pumice (almost aphric, non fibrous) in pumice flow deposit on top of the Caraveli nonwelded ignimbrite 20 m thick (above No. 05), along road on Pampa Gramadal
CARA-05-08	Caraveli	upper Caraveli or in Tertiary sed?	682161	8230993	1760	Caraveli Gramadal, Caravelitas road	pumice	Fibrous, sanidine-bearing pumice at top of pinkish, moderately welded ignimbrite, along the road to Caravelitas, a few km SW of No. 07 (distinct facies, overbank facies of Caraveli ign? or ign layer in Tertiary sediments?)
COTA-05-05	monogenetic volcano, Solimana, PF deposit in late	identical COTA 06 04	720908	8317068	2230	Sipia downvalley Cotahuasi	ash with Xals	Ash flow deposit (with gas pipes but without pumice) intercalated in a terrace (alluvium), wich is inset in the debris avalanche deposit of Rio Cotahuasi, trail from Sipia bridge to toro, left side of Rio Cotahuasi. see PIG-06-04 identical.
COTA-05-06	AOH	Mid Quat	712734	8300308	3940	W Solimana above Huachuy	black lava	« Recent » black lava flow (plag, ol) from Solimana along the road above Huachuy, above the left side slope of the Canyon. geochemistry ; thin section already made
COTA-05-07	AOH	Late Pleistocene	711262	8299391	3180	W Solimana Huachuy ridge upstream village	lava	Less recent lava flow (levee) on the ridge of the Huachuy village upstream of the « terrace », porphyritic, gray lava w plag
COTA-05-08	AOH	Quaternary	711001	8301152	3025	W Solimana, Huachuy scarp trail to toro	lava	Front of lava flow that covers the escarpment above Huachuy along the trail from Huachuy to toro, (correlates with 06 ?)
COTA-05-09B	AOH	Late Quat	708574	8299478	2820	W Solimana, Huachuy	lava	gray, porphyritic lava flow of the « terrace » below Huachuy, probably the lava front of the lava flow no. 07 (correlates with levee)
COTA-05-10	AOH	Late Quat lava cone in Canyon	706959	8299105	2235	W Solimana Pabellones	black, glassy mafic lava	lava flow of the edifice Cerro Pabellones that form a gently sloping « terrace » well above the Canyon channel at 2235 m, black microlithic lava (sometimes glassy) nearby a « dome », geochemistry; thin section already made
COTA-05-11	AOH	Mid Quat base sequence Huachuy,	708072	8301599	2345	W Solimana, Huachuy below village	black lava	black porphyritic lava at the front of lava flow at the base of the lava sequence that forms the scarp of the Huachuy « terrace », Quaternary ? geochemistry; Thin section already made.
COTA-05-12	monogenetic volcano, Solimana, PF deposit	identical COTA 05 05	708574	8299478	3100	Solimana, Huachuy	pumice	pumice from single nonwelded pumice flow deposit which crops out at Huachuy village apparently below (or plastered against ?) the lava flow levee, number 07, below site of no. 7 = to date? Powder ready: check if major elements? Trace?
COTA-05-13	AOH	late Quat	708658	8294843	3090	W Solimana, Huachuy Chaucalla trail	lava	lava of the parasitic cone on trail to Chaucalla
COTA-05-14	AOH	lava cone in Canyon	708736	8295160	3100	W Solimana, Cerro Pabellones	black lava	lava flow of a lava flow field nearby Cerro Pabellones, levee
COTA-05-15	AOH	Mid Quat lava scarp	715085	8302926	4180	W Solimana, Huachuy to Cotahuasi road	gray, aphyric lava	gray, aphyric lava at top of the escarpment along the road from Huachuy to Cotahuasi, Barroso-type lava flow, mid Quaternary 4180 m, 0715085 and 8302926 = to date, geochemistry; thin section already made.
COTA-05-16	Upper Barroso	Uppermost B, Pleistocene Arc	715185	8293482	4370	Solimana volcano W flank, Huachuy Cotahuasi	black lava	Black, porphyritic lava (plag, biot, px) of lava flow of the western flank of Nevado Solimana (cut by the giant landslide scar on the west side of the volcano), to date
OCO-05-01	Upper Sencca	base of sequence	726433	8254464	2740	Yanaquihua	vitrophyre w. perlites	Vitrophyre « Sencca » with perlites, left bank of small Canyon below Yanaquihua, dirt road to the Yanaquihua mine, Check age dating with Gerhard? see 2003 sample
OCO-05-	Upper Sencca	base of sequence	715747	8252069	1735	Yanaquihua- Mina	vitrophyre	Vitrophyre « Sencca » ? downstream dirt road to Mina Yanaquihua (left margin of Rio Ocona) ca 150 m high

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
03								above Qda. Chiuca to date? Sencca ign is plastered against the slopes, see age of PIG-04-05 nearby San Juan.
OCO-05-04	Upper Sencca	Upper Sencca	716172	8251325	1840	Yanaquihua	pumice	Pumice of the same PIG « Sencca » along the road upstream of the vitrophyre. Pumice flow tuff, fibrous rhyolitic pumice. geochemistry; thin section already made.
OCO-05-05	Upper Sencca	mid sequence Upper Sencca	719137	8274358	3560	Arirahua opposite ridge	ign facies	Ignimbrite forming a terrace against the Arirahua ridge looking towards Nevado Solimana. Facies more or less welded below the summit of the « terrace « with fiammes, glass, and sanidine. 3560 m, 079137 and 6274358
OCO-05-06	Upper Sencca	Upper Sencca	719137	8274358	3550	Arirahua	pumice	Big pumice with sanidine on the steep slope below the summit towards the base of the ignimbrite,(big gray, fibrous pumice with sanidine) ; geochemistry; thin section already made.
OCO-05-07	Upper Sencca	top sequence	719137	8274358	3640	Arirahua opposite ridge	pumice on top	Big fibrous pumice scattered at the top of the ignimbrite terrace, same spot
OCO-05-08	Upper Barroso	top sequence, est 2.25 Ma, thick lava Canyon lava	716172	8251325	1260	Ocoña Llauce left bank	black lava	top of the black lava flow 150-200 m thick, nearby Llauce, black, porphyritic, vesiculated lava with plag, san, px., 1260 m, 0708064 and 8253584 – to date ? yes, glass matrix and compare withPIG 06B-06.
OCO-05-09	Upper Sencca	top sequence	708944	8253538	1380	Ocoña	ign fac ies	Moderately welded ignimbrite « Sencca type » plastered against the slope well above the black lava flow and underlying the granodiorite basement (n°10)
OCO-05-11	Upper Barroso	base of sequence, thick Low Quat Canyon lava fill	706950	8253980	1000	Ocana Llauce left bank	black lava	Base of the black lava flow 150-200 m thick, nearby Llauce, black, porphyritic, vesiculated lava with plag, san, px., geochemistry; thin section already made
OCO-05-12	Lower Sencca	base of sequence	704831	8276933	1665	Chaucalla-Ocoña ridge	pumice sole layer	Trail above Chaucalla to Solimana ridge, fibrous pumice with sanidine at the base (2m-thick sole layer A2) of the first (lowermost) ignimbrite (with a vitrophyre), geochemistry; thin section to DO. See problem with PIG-03-121 age date
OCO-05-13	Lower Sencca	base of sequence	704831	8276933		R Ocoña Chaucalla ridge	vitrophyre + glass	Trail above Chaucalla to Solimana ridge, 10m-thick vitrophyre of the lowermost ignimbrite (with sanidine), same spot (to date)
OCO-05-14	Upper Sencca	top sequence	705400	8278490	2350	R Ocoña Chaucalla ridge	pumice	Trail above Chaucalla to Solimana ridge near the top, scattered big pumice of the whitish pumice-flow deposit on top of nonwelded ignimbrites = to date
OCO-05-15	Sencca	Sencca	704772	8269957	1390	Ocoña left side ridge	pumice	Small witish pumice in a bed below black ignimbrite, right side of Rio Ocona on ridge Cerro Tantar Pata in front of Lamapampa not far from the Caraveli mine.
PIG-05-01	Lomas	valley fill, top upper Sencca	725754	8312325	4060	Cotahuasi	pumice	Thouret et al. 2007 : Pumice fall, top of valley-fill below upper Barroso lavas - Arriba Cotahuasi
COTA-06-04	monogenetic volcano, Solimana, PF deposit in late	identical COTA 05 05	721061	8315947	2135	Sipia downvalley Cotahuasi	ash with Xals	Ash flow tuff, Sipia, left margin below terrace (down valley of Cotahuasi)We'll try to date this young deposit inset in the Cotahuasi debris-avalanche deposit. Powder ready= check if Major elements? Trace elements already done?
COTA-06-05	Lower Barroso	inset, Quat lava or in strat seq ?	729400	8321250	2900	Taurismo in Cota valley	black andesite	black (microporphyritic) lava flow, Taurisma, right margin of Rio Cotahuasi, within stratigraphy or inset? = Thin section, geochemistry. Powder ready= check if major elements? Trace elements already done?
COTA-06-07	Upper Barroso	Uppermost B, Pleistocene Arc	717342	8291955	4555	Solimana W ridge	Lava	Lava flow (dacite, F, biot, px) in stratigraphy (well below summit), trail to Yanque, WSW flank of Nevado Solimana,(to date ? older than Chaucalla ignimbrites) (Thin Section?)
COTA-06-08	monogenetic volcano, Solimana, PFall deposit		714300	8287013	3830	Huachuy dirt road Chaucalla	Pumice	pumice fall deposit, dirt road from Chaucalla, geochemistry of pumices to compare with pumice flows COTA-05-12= at the village of Huachuy), Thin section; geochemistry. Powder ready= check if major elements? Trace already done?
COTA-06-09	AOH	late Quat	714475	8289265	4090	W flank Solimana, lava dome	Lava	lava flow (lave dome, W flank of Nevado Solimana), grey F-rich andesite
COTA-06-10	AOH	Late Quat	713973	8291366	4210	W Solimana, Chaucalla upstream road, scoria cone	scoria and lava	scoria fall from cone near crossing of dirt roads (Chaucalla – Huachuy), = geochemistry, thin section
OCO-06B-	Upper Sencca	Lamapampa	704612	8269233	1795	Ocoña right bank	pumice	rhyolite pumice in ignimbrite (Sencca type) on the ridge above Lamapampa, right side of Rio Ocona, 1795 m

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
02								(> 800 m above valley bottom and stratigraphically above the black, thick lava flow), Thin section, geochemistry= powder to prepare
OCO-06B-05	hyperconc flow below DAD	Lower Sencca (matériau)	706089	8268291	900	R Ocona Lamapampa right side	pumice	small light-colored pumice in hyperconcentrated flow deposit underlying the distal debris avalanche that forms the most conspicuous terrace c.100 m above the valley bottom on both sides of the valley, upper Rio Ocona (right bank, just downstream of Lamapampa)
OCO-06B-06	Upper Barroso	probab 2.2 Ma, Lower Quat valley fill	706157	8264226	950	Ocoña right side	black lava	black lava flow that covers the base of the steep slope, right side of the valley (is this the 2.27 Ma-old thick lava flow filling part of the valley?). Thin section, geochemistry = powder to prepare.
OCO-06B-07	Caraveli	upper Caraveli	664643	8284502	3325	Caraveli Cahuacho	pumice	pumice (san, qtz, amph., biot) of ignimbrite (Caraveli type?), Cahuacho, 3325 m, dirt road to Pirca, 0664643 and 8284502 = to date ? + Thin section (geochemistry only if pumice are already extracted)
OCO-06B-08	Lower Barroso	lava sequence	665806	8285548	3550	Pirca Cahuacho road	lava	black 'mafic' lava flow Barroso type, Thin Section
OCO-06B-09	ign top sara sara	top sequence ?	672685	8292840		top of Caraveli?	pumice	road to Pirca, moderately welded ignimbrite (Huaylillas or Caraveli ?), bulk sample for thin section
OCO-06B-09a	ign top sara sara	PF Sara Sara?	672685	8292840	3750	Pirca road	ign facies	white to cream pumice (san), PF from Sara Sara? on top of non welded ignimbrite Caraveli type, Thin section, geochemistry = powder to prepare
OCO-06B-09s	ign top sara sara	top sequence ?	672685	8292840		top of Caraveli?	pumice	road to Pirca, moderately welded ignimbrite (Huaylillas or Caraveli ?), bulk sample for thin section
OCO-06B-10	Caraveli	mid sequence	688034	8270699	3435	Caraveli Pan de Azucar	ign facies	Ignimbrite Caraveli, trail to Pan de Azucar (from Caraveli to edge of Canyon), Thin Section
OCO-06B-11	Lower Barroso	Canyon confluence right side	685901	8271050	3410	Cerro Rumi above	black lava	black lava of Barroso type (with microcrystals), Cerro Rumi, Thin section; geochemistry ; powder to prepare. (comparer with lava sample of Cerro Rumi taken higher in August 2007: BAR-07-04: to date)
OCO-06B-12	Lower Barroso	Canyon confluence right side	686881	8272218	3545	Cerro Rumi above	black lava	black lava flow of Barroso type (with microcrystals), Cerro Rumi, (geochemistry) Thin section
BAR-07-01	Lower Barroso	base of lava sequence above Caraveli ign, contact	669460	8289620	4085	Pirca Cahuacho	lava	lave noire plus ou moins aphyrique avec microlites, sommet volcan Barroso, près col au-dessus de piste Cahuacho allant à Pirca-Pausa, 4085 m, 0669460 et 8289620. LM, géoch.
BAR-07-02	Barroso-Sencca?	resurgent dome in caldera, Sencca age?	699786	8338413	4600	La torta	grey lava	La torta (resurgent dome in the middle of caldera?). 4600 m, 0699786 and 8338413. Thin section (Clermont); geochemistry: powder to prepare
BAR-07-03	AOH	Late Pleistocene	694725	8331378	4550	Cerro Anquihuato	grey andesite	Aphyric gray lava of the base of the 'young Cerro Anquihuato cone of Pleistocene age. Thin section, geochemistry : powder to prepare (to date?)
BAR-07-04	Lower Barroso	confluecne cerro Redondo	690794	8273299	3950	Ocoña Maran	grey lava	Gray lava with microlites, Cerro Redondo at the right edge of the Ocona-Maran Canyon, THIN SECTION; geochemistry: powder to prepare
BAR-07-05	Lower Barroso	lava sequence	715751	8332228	4535	Pampamarca dirt road uphill	lava	lave Fm Barroso TQp (carte) piste Pampamarca à plateau.
PIG-07-01	Quaternary Unknown	top sequence	674140	8293026	3675	Caraveli ?	pumice	(voir OCO-06B-09a) Fibrous pumices, white ign "Caraveli"type? Dirt road from Cahuacho to Pausa near Pirca. Thin section already made, to date ? (Clermont); geochemistry = powder to prepare
PIG-07-02	Sencca	Upper (or lower)	700507	8337575	4500	La torta S caldera edge	ign facies X-rich	relatively welded ign soudée (without fiammes), recrystallized, rich in cristals At the southern edge of the « La torta caldera », on the altiplano near Cerro Anquihuato. Thin section already MADE, to date ? if pumice or juvenile crystals available ; geoc
PIG-07-03		base of sequence	693033	8318804	4250	Road upstream Oyolo	pumice	Almost aphyric pumices, thick non welded pyroclastic pumice flow at the base of ignimbrite sequence. Dirt road upstream of Oyolo going to the altiplano and to the road to Pampamarca. Thin section already MADE; to date= is this Huaylillas or older Alpabamba

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
PIG-07-03B	Lower Sencca ou ALPA?		686793	8223537	3910	edge of La torta caldera road from Oyolo	pumice	ignimbrite soudée recristallisée violacée à grandes fiammes, vieille piste au-dessus Tajtanja, descente de rebord altiplano Chigchapampa (Alpabamba ou Huaylillas ?). Thin section (voir si ponces très difficiles à extraire pour dater ?)
PIG-07-04	Caraveli	ca. top sequence	689696	8268174	3370	Caraveli	Ign facies	ignimbrite „sillar“ gris clair non soudé riche en biotites (sur granodiorite), près Pan de Azucar, replat sommital. LM.
PIG-07-05	Caraveli	(upper ?)	691184	8275407	3950	Caraveli	ign facies	thick ign with non welded, white « sillar » vapour phase facies , with biotites, sanidine, quartz (identical to 04). They underlie Pliocene lava flows: is this Caraveli ? ; geochemistry, powder to prepare; Thin section to do
PIG-07-06	Caraveli	ca top sequence	691970	8269520	3450	Caraveli	ign facies	ignimbrite pas soudée mais indurée, ponces et biotites altérées. Chemin du col du rebord Canyon à Llaigua-Tasta (frère Crispin). Thin section.
PIG-07-07	Caraveli		654763	8241966	1600	Caraveli	ign facies	Caraveli » grey-purple ignimbrite, very indurated, relatively welded with lots of quartz and biotites ; road between Caraveli and Atico ca. km 41 left side, high cliff 600 m above valley channel. Geochemistry= powder to prepare (maybe compare with CARA)
PIG-07-08	Hyperconcentrated flow deposit	Lower Sencca (matériau)	706101	8268303	875	R Ocoña right side Lamapampa	small pumice	Small light yellowish gray pumice in a 'hot' hyperconcentrated flow deposit (with gaz pipes) underlying (without gap) the distal debris avalanche on both sides of the valley of Rio Ocona. Here right side just upstream of Lamapampa. Thin section, geochemist.
PIG-07-09	Upper Sencca?	on S1 surface	708945	8245587	1480	R Ocoña left bank	Ign facies	ignimbrite type sillar Sencca sur S1, gris violacée, indurée mais pas soudée, peu de ponces, bcp. lithiques, biotites. Repose sur grand replat S1 rive gauche Rio Ocona, près route de San Juan à Yanaquihua. Thin section (geoch ? dat ? mais lower Sencca typ).
PIG-07-10g	Lower Sencca	base of sequence	723406	8322861	4145	Pampamarca arriba edge plateau	pumice in non welded flow	reprise en 2008 au même endroit. coin piste et plateau au dessus de Pampamarca, ponces dans partie sommitale d'Alpabamba, dans une coulée pyroclastique blanche, beaucoup de petites ponces blanches et quelques grosses. Complète éch. 2007. LM, LP + GEOCH,
PIG-07-10l	Lower Sencca	base of sequence	723406	8322861	4050	Road to Oyolo, Pampamarca arriba edge plateau	pumice	LMV - White fibrous pumice in nonwelded ignimbrite that probably belong to Lower Sencca (cf. PIG-07-03). Dirt road upstream of Pampamarca towards Altiplano and Oyolo. Thin section already MADE; geochemistry = powder to prepare
PIG-07-11	Upper Sencca	Lower Sencca?	718631	8332981	4440	Pampamarca road to Oyolo	pink purple sillar facies	Dirt road from Pampamarca to Oyolo near highest plateau, uppermost ign with pink-purple sillar facies with biotites, that forms plateau on which Barroso volcanoes have been built. Thin section, geochemistry: powder to prepare.
SAR-07-01	Pleistocene arc	Sara Sara volcano	675802	8304647	3350	Maran Pausa	porphyr andesite	Piste Pausa à Maran, rive gauche Canyon, lave à blocs récente avec grandes levées, LM (geoch = Göttingen en 2000, voir)
SAR-07-02	Pleistocene arc	Sara Sara volcano	679945	8303163	2700	Maran Pausa	andesite	Piste Pausa à Maran, rive gauche Canyon.Lave un peu plus vieille que lave des levées. LM, geoch
SAR-07-03	Pleistocene arc	Canyon fill < 20 ka	681430	8309048	2540	Pausa downstream	black lava	lava flow of 'young' edifice on terrace at 2540 m, Osccolo Pampa and Tantar Pampa 5 km SE of Pausa. Pile of lavas forms a terrace c.1000 m above the valley of Rio Uchumbamba 0681430 and 8309048. = step in the incision history of the Canyon. Thin section.
SAR-07-04	Upper Barroso	Uppermost	676884	8313458	2375	Pausa to Lampa	lava	Pausa sortie vers Lampa, rive gauche gorge Qda El Paraiso escondido et bano Termales, lave épaisse, LM, gecoh.
SAR-07-05	Pleistocene arc	top of sequence, Canyon fill	678090	8322409	2635	Lampa village	lava	young black lava near Lampa, edge of Canyon, forming the summit sequence of lava flows that support the villages on the right side of the valley (termed « volcanico Lampa ». Thin section ; geochemistry ; powder to prepare
SAR-07-06	Pleistocene arc	base of sequence, Canyon fill	678595	8320300	2440	Lampa village below	lava	Grey aphyric lava near Lampa at the base of the pile of lavas forming the thick (400 m) flattish edge of the Canyon = thin section; geochemistry,
BAR-08-01	monogenetic volcano	late Pleist	704113	8280205	1250	W Solimana, Cotahuasi up confl Barracoa	black lava	Rio Cotahuasi amont de la confluence avec Rio Marán, à Barracoa, rive gauche. Coulée de lave noire récente plaquée contre paroi batholite. Lave porphyrique de cônes monogénétiques sur le flanc ouest du Solimana, 200m au dessus du Rio. LM, GEOCH, DAT
BAR-08-02	Barroso	Lower or Upper ? Barroso or	716809	8333645	4550	Sayla - Pampamarca	rhyolite	Lave rhyolitique à côté de son dôme, derrière le C° Tastapi. Beaucoup de petits morceaux d'obsidienne dans l'éboulis. LM

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
		rhyolitic ign center?						
BAR-08-03	Upper Barroso		715769	8332240	4640	Sayla - Pampamarca	lava	C° Tastapi, lave andésitique grise aphyrique de type Barroso- LM GEOCH
BAR-08-04	Barroso		690517	8298982	3000	Maran - Tauria	lava	Tauria, Qda Caricari. Vieille lave dans éboulis d'Alpabamba. Andésite à gros pl, légèrement altérée. LM à NON
BAR-08-05	Barroso	Lower (or Upper ?) old rhyolite center	714283	8333547	4700	Sayla - Pampamarca	rhyolite	Autre dôme du champ rhyolitique,altiplano entre Sayla et Pampamarca rhyolite blanche très vésiculée à parties ponceuses. LM LP GEOCH
BAR-08-06	Lower Barroso ?	lava sequence	752119	8351503	4900	Chulca upstream	lava	Lave grise aphyrique C° Chajuaja, au dessus de l'ignimbrite à cappadociennes dans éboulis, caldera Chulca LM GEOCH
BAR-08-07	Lower Barroso		749512	8352075	4300	Chulca	lava	Caldera Chulca. Lave grise noire microlithique, avec beaucoup de minéraux, légèrement vitreuse (encaissant de la caldera ?) LM GEOCH
BAR-08-08	AOH	Quaternary	752337	8333838	4250	Puyca Ocoruro	lava	C° Sillhuecc, amont de Puyca, lave aphyrique vésiculée mafique. AvDeb ou cône récent ? DAT
BAR-08-09	Upper Barroso	eroded Barroso center	728087	8313020	4085	Cotahuasi arriba	lava	Piste au-dessus Cotahuasi, près antenne et coin panorama. Coulée de lave grise aphyrique vient du volcan Barroso éventré, au dessus de Pig-08-36 et 37 ; la coulée « bave », à comparer avec Pig-08-25 et Pig-07-10 en face du Canyon, lieu Cerro Chapi (coin p
BAR-08-10	AOH	adventice cone	715020	8285250	3750	Solimana SW flank	lava bomb	ône du Solimana Bloc brun scoriacé, micro-vésiculé LM LP GEOCH Bombe dense noire LM
BAR-08-11	Upper Barroso	Uppermost B, Pleistocene Arc	716597	8285046	3780	Solimana W flank	lava	Flanc ouest du Nevado Solimana, rebord vallée Yanque et Chichas, sommet de la séquence de laves discordantes. Lave gris-noir rubanée, à gros pl + px ~ 50m épaisseur ; la coulée de lave « bave » sur ign de la vallée du Rio Chichas (en discordance sur lave
BAR-08-12	Upper Barroso	Uppermost B, Pleistocene Arc	711000	8283103	3250	Solimana W flank	lava	Lave sur la séquence ignimbritique de Chaucalla, au dessus ou emboitée? Lave noire vitreuse à pl, microlithique. LM LP GEOCH DAT
BAR-08-13	Barroso (or Tacaza ?)		773425	8346144	4535	Ocoruro School	lava	Ocoruro, lave grise prismée sous ign Alpabamba. LM, GEOCH?
BAR-08-14	Lower Barroso?	probably Lower?	766711	8362777	4950	Calipampa Chulca	lava	Vallée Calipampa, rive gauche, lave sur ign 39. LM, GEOCH.
BAR-08-15	AOH	late Pleist. lava cone C°Keyocc	760727	8337520	4520	Ocoruro valley	black lava	Black lava, down valley Ocoruro. Cerro Keyocc, rive droite vallée Rio Ocoruro, volcan monogénétique récent. Lave noire (px, ol., verre, un peu altérée). LM, GEOCH, DAT.
BAR-08-16	AOH	late Pleistocene Cerro Keyocc	760914	8337759	4500	Ocoruro valley	scoriaceous bomb	Bombe scoriacée, Cerro Kuyocc, rive droite Rio Ocoruro. LM, GEOCH.
PIG-08-01	Upper Sencca	Yanaq sequence	733061	8255625	3470	Yanaquihua upstream	ign facies	Sencca, route entre Chuquibamba et Yanaquihua, le long de la Qda Escaleria derrière l'école (virage de la route). Ignimbrite indurée au sommet (rosâtre- gris) ep. 30m Altération gris clair. Plag, bio, san, px, pâte fine grise, quelques lithiques. LM
PIG-08-02	Upper Sencca	mid sequence Upper Sencca	723138	8258785	1500	Yanaquiha Ispacas	ignimbrite facies	Ispacas. Ignimbrite très soudée (partie centrale) grise a biotites. Couleur grise, lie de vin, à très grandes fiammes, beaucoup de biotites en bon état. Quelques gros lithiques. LM + Dat° sur biotites (voir ponces)
PIG-08-03	Upper Sencca	sole layer	711117	8254821	1420	Yanaquihua	pumice	Piste Ispacas à La Barrera, ign Sencca (infr ?), petites ponces blanches de la semelle de Pig-08-02 (contact avec le batholite). Géoch., DAT (? = voir datation de 2005 sous Ispacas)
PIG-08-04	Upper Sencca	top sequence	718783	8256591	2310	Yanaquihua	ignimbrite facies	Partie sommitale de l'ign. Avec deux types de ponces fibreuses, une jaune et une blanche; des lithiques petits de couleur ocre jaune clair et beaucoup de minéraux. Ignimbrite non dévitrifiée, indurée mais non soudée. LM
PIG-08-05	Alpabamba		737380	8287936	4070	Rio Arma left side	ign facies	Facies Alpabamba. Ignimbrite très soudée gris rose, beaucoup de recristallisations de px, qz avec efflorescence axiolytiques, sanidines. Rive gauche du Rio Arma, à l'amont de Salamanca LM
PIG-08-06	Alpabamba	upper sequence	736728	8286713	4100	Rio Arma left side	obsidian	Rio Arma, piste Proyecto Arma, Ign Alpabamba obsidienne au sommet du ash-flow tuff, ign vient sur conglomérats des 2 côtés de la vallée. DAT mais doute sur éboulis contenant obsidienne ?
PIG-08-07	Upper Sencca	top sequence	726082	8253130		Yanaquihua	ignimbrite facies	Sillar rose de Yanaquihua, faciès rosé à deux ponces jaunâtre et blanche-grise. LM

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
PIG-08-08	Lower Sencca	right bank	707516	8266229	1000	R Ocoña Lamapampa	vitrophyre	Le long de la rive droite Rio Ocoña, mine Lamapampa, en allant à Chaucalla. Blocs de vitrophyre écroulés en bas d'un éboulis, vitrophyre sous la lave de 2.27 Ma.
PIG-08-09	Upper Barroso	is a LAVA, above Lower Sencca in strat	707171	8275259	1740	Ocoña	black andesite lava	Coulée de lave accrochée à la paroi, plus ancienne que avalanche de débris supérieure. Rive gauche du Rio Chichas en montant vers Cerro Tororrume. Andésite noire vésiculée. LM + GEOCH + DAT (= comparer avec Llauce ? voir si 2,27 Ma et source, Nevado Soli
PIG-08-10	Upper Sencca	maybe lower	708500	8275700	1900	Left side R Chichas	ign facies	Ign Sencca soudée (inférieure ?), rive gauche du Rio Chichas au-dessus de la lave du Cerro Tororrume (09) et au-dessus de l'avalanche de débris supérieure
PIG-08-10B	Upper Sencca	maybe lower	708757	8275607		Ocoña left bank R Chichas	ign facies	pour facies LM + DAT ? si biotite ; voir datation 2005 ign Sencca inférieure du replat de Arirahua ?
PIG-08-11	Upper Sencca	upstream	704478	8280858		Cotahuasi confluence	vitrophyre	Vitrophyre de Piñucha, Rio Cotahuasi (proche de la confluence avec Maran) avec beaucoup de gros lithiques. Date ?
PIG-08-12	Alpabamba	above Salamanca	734675	8289688	3700	Rio Arma right side	ponce sole layer	Chemin montant de Salamanca en rive droite du Rio Arma. Ponces de base du ash-flow tuff Alpabamba, dans matrice (à séparer), au contact avec Tacaza. DAT + garder la plus grande ponce pour GEOCH. LM.
PIG-08-13	Alpabamba	base	732978	8283249	3750	Rio Arma left side, cliff	ign facies	Alpabamba, facies très soudé sans fiammes, rose recristallisé avec de rares petites ponces recristallisées. Bio, san, efflorescences. Et aussi, facies blanc gris clair, induré peu soudé avec ponces. Sanidines importantes, qz?, qlq bio et pl. Route du ca
PIG-08-14	Alpabamba	near base, base valley fill	727652	8317089	2800	Cotahuasi village	ign facies	Co Huiñao, juxtaposé à Cotahuasi. Ignimbrite blanc-rosé soudée, Alpabamba, ponces et beaucoup de petits minéraux (sanidine, px) beaucoup de lithiques fiammes. Présente 2 types de ponces sombres et claires. Lame polie pour microsonde dans les ponces. LM
PIG-08-15	Huaylillas	upper	750683	8253381	3380	Chuquibamba	ign facies	Facies Huaylillas, au dessus de Chuquibamba au niveau du réservoir. Très soudée, quelques fiammes. Pour l'étude du faciès LM, LP
PIG-08-16	Upper Sencca		749460	8253228	3670	Chuquibama upstream	sillar facies	Sencca supérieure. Ignimbrite type « sillar » rose à 2 ponces (jaune ocre et blanchâtre), faiblement indurée non soudée, dévitrifiée. Qda Santa Rosa, sur la route qui va à Pampacolca. LM
PIG-08-17A	Upper Sencca	Lower or Upper ?	731047	8279743	4400	Rio Arma	vitreous facies	Route de Salamanca, Rio Arma Base de Sencca supérieur. Faciès très vitreux, voir vitrophyrique avec échardes, noir, beaucoup de lithiques. LM
PIG-08-17B	Upper Sencca	top sequence	731047	8279743	4400	Rio Arma	vapor hase facies	Route de Salamanca, Rio Arma sommet altéré gris de Sencca sup. FeMg altérés, plag, bio et px. A 20m de la base du niveau. LM. (Pour géoch, cf. PIG.02.85)
PIG-08-18	Huaylillas		739623	8293768	4040	Rio Arma upstream left side	ign facies	Caseta del Proyecto Arma à côté rio rive gauche, piste Proyecto Arma. Faciès Huaylillas très soudé et très cristallisé, avec beaucoup de fiammes noires, très gros lithiques, bcp de biotites cuivrées, sanidines jusqu'à 0.5 cm dont certaines hexagonales. LM
PIG-08-19A	LAVA		738830	8289902	4050	Rio Arma facing Salamanca	lave	Piste Proyecto Arma, rive gauche Rio Arma. Lave grise
PIG-08-19B	Huaylillas	base sequence	738680	8289580	4050	Rio Arma left side	vitrophyre	Site identique. Faciès vitrophyrique à la base de Huaylillas, très soudée, noir à échardes de verre et lithiques. LM, LP
PIG-08-20	Huaylillas - Alpabamba	Unité intermédiaire A-H	739426	8293258	4030	Rio Arma left side	pumice	pumice flow unit intercalated in ign sequence. Rive gauche du Rio Arma. Ponces blanches porphyriques entre la base de Huaylillas et le sommet d'Alpabamba. Ponces rhyolitiques fibreuses avec quelques gros minéraux. GEOCH
PIG-08-21	Arma	uppermost sequence	738644	8289629	4020	Rio Arma left side upstream	fibrous ponces at top	Grandes ponces blanches aphyriques très fibreuses (en miette) dans le sommet d'Alpabamba, dans pumice-flow tuff rosé, ni soudé ni induré [éboulé des prismes de Huaylillas ?]. GEOCH, DAT ?
PIG-08-22	Huaylillas	intercalated in sequence	739395	8294358	4110	Rio Arma upstream left side	pumice	En remontant le Rio Arma, sur la route qui joint Arirahua à Cotahuasi. Dans une retombée de ponces au sein de la séquence de Huaylillas. Ponces aphyriques rubanées dans une retombée proximale. Ponces équantes grossières, proximal
PIG-08-23	Alpabamba	base of	725215	8326550	3425	Pampamarca base cliff	obsidian	Village de Pampamarca. Obsidienne et ign à grandes fiammes (jusqu'à 20 cm) et très gros lithiques (donc proximité de la source); base d'Alpabamba au-dessus du village. Base grossière bréchique > 30 m d'épaisseur avec dyke de tuffisite qui la traverse. Po
PIG-08-24	Alpabamba	mid sequence	724586	8326540	3479	Pampamarca upstream	vitrophyre blocks	Au-dessus village Pampamarca, probablement partie moyenne de l'ign Alpabamba. Blocs de vitrophyre brun-gris à fiammes noires, sanidines, plag, beaucoup de verre, petits lithiques. LM + LP

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
PIG-08-25	Upper Sencca?	maybe upper	723524	8322665	4160	Pampamarca upstream	ign facies	
PIG-08-26	Alpabamba	base	691431	8305962	3736	Sayla upstream	ign facies	En remontant au dessus de Sayla, à ~100m de la base d'Alpabamba : ignimbrite rose-vin à grandes fiammes blanches, très soudée et recristallisée, présente des échardes de verre. LM
PIG-08-27	Lower Sencca ?	under upper Barroso	701149	8313553	4750	Sayla - Pampamarca	pumlice blocks	Après le col Corculla-Sayla sur la route de Sayla vers Pampamarca, sous une lave Barroso. Coulée pyroclastique blanche meuble à ponces aphyriques non fibreuses, avec beaucoup de lithiques. LM GEOCH
PIG-08-28	Lower Sencca	ash flow tuff	749550	8351979	4350	Chulca	ign facies	inflow pumice flow. En amont de Chulca, près de la piste qui suit les pylones, au bord d'une grande dépression, ign blanche de type ash-flow tuff, à très grosses ponces (et lithiques), érodée en cheminées cappadociennes. Probablement inflow ign dans calde
PIG-08-28B	Lower Sencca	just above 28	749550	8351979	4380	Chulca	pumice blocks	(idem 28) Au dessus de la 28 mais unité identique à pinnacles. Gros blocs poncifiés, blancs, assez fibreux, avec quelques cristaux (px, pl, san)= très grosses ponces + petits blocs noirs vésiculés cogénétiques. Matrice trop meuble pour être échantillonnée
PIG-08-29	Capilla	maybe not Huayl ?	764498	8356505	4700	Toccracce Estanco	ign facies	Rive droite du Rio Toccracce vers Estanco, en revenant de la limite de partage des eaux vers la grande dépression. Sencca soudée ? Viendrait du gros dôme bouclier vu à l'W de Huacuyo. Roche soudée, non vitreuse, cristallisée avec bio, px et san. LM cf éch
PIG-08-30	Alpabamba or Huaylillas	cliff caldera	748418	8347547	4620	Chulca upstream	ign facies	Falaise nord de la dépression de Chulca. Ign prise dans partie soudée, gris clair et rubanée, à fiammes blanches recristallisées, très soudée. Ressemble à une ignimbrite rhéomorphique. LM + LP + GEOCH
PIG-08-31	Alpabamba or Huaylillas	same site as 30	748418	8347547		Chulca upstream	ign facies	Chulca Facies ignimbrite rubanée à grandes fiammes noires , Facies poncifié gris clair à bio
PIG-08-32	Alpabamba or Huaylillas	same site as 30-31	748418	8347547		Chulca upstream	pumice	Chulca Ponces gris clair à bio et microlithes
PIG-08-33	Lower Sencca	same site as 30-31	748418	8347547	4750	Chulca upstream	vitrophyre	Falaise nord de la dépression de Chulca (près du coin Est). Vitrophyre de l'ign bréchifiée, noir granuleux, peu de lithiques et beaucoup de verre, sous l'ign blanche et sur la coulée de lave Barroso épaisse. GEOCH. LM. Dater.
PIG-08-34	Lomas	up ridge	731263	8329485	4460	Huaynacotas	pumice + glass	plateau au-dessus de Huaynacotas. Ign brun-rouge épaisse de 10-20m, non soudée, indurée avec beaucoup de lithiques noirs petits et beaucoup d'éclats de verre + présence de mounds. LM + GEOCH + DATER ou 34 ou 35
PIG-08-34B	Upper Sencca	up ridge	731263	8329485	4400	Huaynacotas	pumice	Facies ignimbrite gris clair beaucoup de bio, ponces non déformées, non soudée, peu dévitrifiée. Présente 2 types de ponces : jaunâtres et gris clair LM LP
PIG-08-35	Upper Sencca	under red ign= 34	731480	8329363	4400	Huaynacotas upstream	pumice	Grosses ponces blanches sous l'ign. brun rouge (numéro 34) mais au dessus du toit de l'ign Alpabamba. LM + LP + GEOCH + DAT = ou dater 34 ou dater 35
PIG-08-36	Lomas	top sequence	728900	8313300	4000	Cotahuasi upstream	pumice	De Cotahuasi vers Huachuy. Col au dessus de Cotahuasi, 4000 m UTM 0728900 and 8313300. Niveau pyroclastique rougeâtre avec beaucoup de verre et de ponces « frothy ». A comparer avec PIG.08.34 Huaynacotas, + Rio Arma. Pumice flow
PIG-08-37	Lomas	valley fill, top of Upper Sencca	728103	8313273	4050	Cotahuasi	pumice	Ponces du col au dessus de Cotahuasi dans le dépôt pyroclastique blanc =PIG.02.84. et comparer a OCO.05.14 (sommet Chaucalla), PIG.08.35 GEOCH
PIG-08-38	Alpabamba		777167	8355192	4750	Ocoruro uphill Calipampa	big white pumice	Alpabamba, vallée Arcata – Ocoruro, rive droite, Ign blanche à grosses ponces blanches fibreuses. Geoch, LM dans ponces (ressemble à ign Alpabamba falaise écroulée sous campement Rio Arma, piste Salamanca.
PIG-08-39	Capilla	below rhyolite dome	766711	8362777	4850	Calipampa	ign facies	Alpabamba (ou Huaylillas) vallée Calipampa, rive gauche, ign. Marron (un peu altérée) soudée. LM (LP), GEOCH.
PIG-08-40	Capilla	base of 39	767199	8361944	4850	Calipampa	vitrophyre	Vitrophyre de la base de la séquence d'ignimbrites soudées Alpabamba ? Rive gauche vallée Calipampa, en face piste à Culipampa. (GEOCH) DAT
PIG-08-41	Capilla?	ign plateau top sequence	732826	8363583	5120	road posted beyond Huarcaya		Dirt road Postes beyond Huarcaya, top ign sequence on high plateau. Slightly welded, pinkish puprle ign with big black fiammes, big F sanidine and biotite; Is this top of Alpabamba (resemble Pampamarca sequence) ? Or Huaylillas ?
COTA-10-01	CotaPlt		704524	8280948	1100			For Be dating Strath 3

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
COTA-10-02	CotaPlt		704519	8281036	1060			For Be dating Strath 1
COTA-10-03	CotaPlt		702896	8279372	1135			For Be and Al dating. granodiorite below Lahar DAV deposit.
COTA-10-04	CotaPlt		702075	8279073	1073			For Be dating Strath 2
COTA-10-05	CotaPlt		702005	8279075	1044			For Be dating Strath 1
COTA-10-06	CotaPlt		724467	8318736	2570			For Be dating. Cotahuasi debris avalanche deposit, left side of the Canyon towards Mungui. Large block 3,5 x 5 x 5 m deep in deposit in almost flat zone not far from the Canyon edge.
PIG-10-01	UpperSencca		659252	8243036	1560		ignimbrite	road from Atico to Caraveli, Qda. Atico, left side. (Upper) Sencca ignimbrite with 2 subunits channeled in valley, now about 30 m above channel.
PIG-10-01A	UpperSencca		659252	8243036	1560		vitrophyre	Brownish grey witrophyre with scarce, thin black fiammes, small xtals (numerous F, biotites).
PIG-10-01B	UpperSencca		659252	8243036	1560		ignimbrite	overlying 01A: light grey, indurated, slightly welded, sillar-type ign with abundant crystals, a few weathered pumice, and abundant grey (lava) lithics. x 6 cores 01-A-F extracted from base
PIG-10-02	Caraveli		670993	8260424	2190		ignimbrite	Caraveli upstream, Qda Chuñuño right side,15° 43' 39" S and 73° 24' 10" W, upstream and opposite side of electrical power supply. Caraveli ign. Sequence.
PIG-10-02A	Caraveli	base	670993	8260424	2190		ignimbrite	Base of >100 m-thick Caraveli ign sequence. Pinkish light cream, indurated facies 2 m thick, crystal rich (biot, quartz), small xtals, a few small lithics; becomes brownish and weathered upward.
PIG-10-02B	Caraveli		670993	8260424	2190	Caraveli, Chuñuno	vitrophyre	Black, hard, 'beautiful' vitrophyre 8 m thick (brownish when weathered) with F; outcrop cut in long, vertical slices. to date.
PIG-10-02C	Caraveli		670993	8260424	2190		ignimbrite	Brownish violet, welded ign about 10 m thick. Prismatic, blocky, crystal-rich facies with F (sanidine), quartz?, biotite. Above, a brownish crystal-rich ign unit with high columns is at least 70m thick, overlain by another >50 m thick unit.
PIG-10-03A	UpperSencca		672904	8259097	1915		vitrophyre	Caraveli upstream, Qda Chuñuño down valley, left side near small church Cruz Pata. 2.5 m thick vitrophyre of (Upper) Sencca type ign, which is inset in valley 300-400 m below the Caraveli ign. Dark grey vitrophyre with crystals and some big, weathered lit
PIG-10-03B	UpperSencca		672904	8259097	1915		ignimbrite	Sillar-type ign above 03A, crude columns and cut in big blocks, 20-28 m thick. Light grey cream, slightly welded facies with biotites, a few grey (lava) lithics, and a few disagregated pumice.
PIG-10-04	Caraveli	near top	669219	8257741	2540		ignimbrite	Dirt road from Caraveli to Cahuacho. Near toP of Caraveli ign sequence (top of 100 m thick, columnar unit), edge of plateau. Light grey, 'saccharoid' (saccarolytic, coarse sugar-like) facies, with xtals (biotite, sanidine), weathered pumice, and a few lit
PIG-10-05	Caraveli	near top	685283	8247709	2150		ignimbrite	Dirt road to Pampa Bonbon from Caraveli km 22, Qda Huarancanqui. Hard, light grey violet, welded, crystal-rich facies about 50 m deep below top surface of Caraveli ign sequence. Very rich in aligned crystals with large white F, biotite, small brown-green
PIG-10-06	Caraveli		684185	8248480	2270		ignimbrite	Dirt road from Bonbon to Caraveli. Caraveli ign sequence 120 to 190 m thick. Light grey, quite welded, crystal-rich facies, richer in xtals than 05, with large (cm) F crystals (sanidine?) and biotite, large pumice. Fabric (xtals alignment) is visible.
PIG-10-07	unknown		684404	8249099	2235		ignimbrite	Same road, pinkish unit below high columnar ign.Indurated but fragile, soft and light ign with lots of white, aphyric fibrous pumice, large xtals, and brown or greyish lithics. Alignment. NOTE. This unit has been uplifted by a normal fault.This pinkish un
PIG-10-08	Caraveli		684409	8249704	2180		ignimbrite	Same road, this ign overlies 07 in fact. Strongly welded, columnar Caraveli ign 120 m thick. Impressive, several tens of m-high and large (2-4 m) columns (apparently brownish but dark purple grey). Strongly welded ign. Crystal-rich facies with abundant xt
PIG-10-09	Sencca		690525	8247555	1875		ignimbrite	Piste de Mina Eugenia a León, Pampa Tinoray. Two facies of Lower? (or Upper?) Sencca ign.
PIG-10-	Sencca		690525	8247555	1875		ignimbrite	Base of columnar subunit 3 m thick is dark purple grey, hard, moderately welded facies with lots of biotites,

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
09A								large dark grey pumice, a few large lithics, and small dark grey fiammes. Sometimes weathered and lithophysae. Fabric is visible.
PIG-10-09B	Sencca		690525	8247555	1875		ignimbrite	top subunit 10-15 m thick is light coloured, indurated, nonwelded sillar-type ign., with crude columns, weathered grey, brownish and salmon pumice, small xtals (biotite), a few small, grey (lava) lithics.
PIG-10-10	Sencca		685486	8234351	1580		ignimbrite	Dirt road to Mina Eugenia, Left side dry tributary of Qda. Seca. (Upper) or Lower? Sencca ign 45 - 60 m thick, two units channeled in Canyon and overlapping slopes of tributaries.
PIG-10-10A	Sencca		686345	8235512	1560		ignimbrite	Base unit 15 m thick, light purple, hard, welded (but weathered), with large, more or less weathered pumice, fiammes, large xtals (biotite) and black xtals.
PIG-10-10B	Sencca		686345	8235512	1560		ignimbrite	top unit of sillar-type ign. 35 m thick, indurated, a bit welded, light cream (very ligth grey) facies of large blocks and broken crude columns. Vacuolar (with vacuoles & chalk-like), weathered facies (large disagregated pumice), brownish lithics, large
PIG-10-11	Nazca?		681947	8230672	1765		pumice	Pampa Gramadal (See CARA-05-08). Pumice in pinkish, indurated, slightly welded 'sillar'-type ign 10 m thick, rich in white, rather large (several cm) and fibrous pumice. A few brownish grey pumice, lots of brownish and reddish lithics mm to <cm in size
PIG-10-12A	Caraveli	lower	684672	8234222	1700		ignimbrite	Pampa Gramadal, dirt road to Caravelitas. Caraveli ign, Purple grey, welded lower unit 20-30 m thick. 'Saccharoid' (saccarolytic, coarse sugar like) texture with large white, non fibrous pumice with large vesicles, large white pumice, abundant xtals (larg
PIG-10-12B	Caraveli	upper	684581	8234388	1725		ignimbrite	Same site above 12A Light grey upper unit of Caraveli ign 15- 20 m thick, less welded than lower unit, vacuolar texture (holes left by weathered, disagregated pumice) and very crystal rich (small xtals).
PIG-10-13	Sencca		674663	8248282	1885		pumice	Dirt road from Gramadal to Caraveli, Qda Indio Viejo. Small whitish, porphyritic (small xtals) pumice in A2 layer (ash-rich surge) 35 cm thick, below the lower unit of the Upper(?) Sencca ign < 10 m thick.
PIG-10-14A			704844	8230238	2012		ignimbrite	Dirt Road Cuno Cuno to Iquipi. Pinkish ignimbrite 6 to 8 m thick (much alike Gramadal top ign in Miocene sediments). Nonwelded, slightly indurated pinkish witish facies with abundant, large fibrous pumice. A few grey, mm-sized (lava) lithics. This fragile
PIG-10-14B	Nazca?		704844	8230238	2012		pumice	Same site: large white fibrous pumice. This is PIG-03-125.
PIG-10-15	Huaylillas		704635	8229205	2260		ignimbrite	Ignimbrite 5-6 m thick of the summit plateau at Cuno Cuno pass. Huaylillas type ign? Light gray, indurated, slightly welded facies, with 'saccharoid' (saccharolytic= coarse sugar- or chalk-like) texture, large gray brownish and salmon, disagregated pumice
PIG-10-16	Huaylillas		704635	8229205	2260		pumice	Large pumice (several cm) from this ignimbrite, Cuno Cuno pass. Greenish grey and withish, slightly fibrous and porphyritic pumice. = This is PIG-03-126.
PIG-10-17	Huaylillas		706204	8200797	1465		ignimbrite	Dirt road going down to Ocoña from Cuno Cuno.Same ignimbrite as Cuno Cuno pass, Huaylillas? Light grey, slightly welded facies, disaggregated pumice, abundant small xtals (biotite), few brownish lithics. This is PIG-03-127
PIG-10-18	Sencca		708829	8245538	1535		ignimbrite	Pampa above San Juan, secondary road and secondary Qda near the dirt road to Yanaquihua. (Upper?) Lower? Sencca ign 5 to 6 m thick. Weathered, brownish salmon color, indurated and slightly welded facies. Two subunits. Light grey facies with yellowish ochr
PIG-10-19A	Sencca		726132	8254452	2800		ignimbrite	Dirt road to Yanaquihua, deep Qda near village. (Upper?) or Lower Sencca ign. Lower unit 15-20 m thick with columns above a black vitrophyre (=see PIG-02-88)."lie de vin" purple colored, crystal-rich (biotite), quite welded facies with grey fiammes, defor
PIG-10-19B	Sencca		725853	8254579	2815		ignimbrite	Small quarry near the first Qda below Yanaquihua not far from 19A, Same (Lower? Upper?) Sencca ign, 20 m (max 25 m) thick, weathered, vacuolar, indurated (slightly welded) upper unit. Light grey (Arequipa-type) sillar with a few large yellow pumice, abund
PIG-10-20	Sencca		720737	8256663	2420		ignimbrite	down valley from Ispacas, Qda. Chille, tributary of Qda de Chuica. right side, steep trail. Base of the (Lower?) Sencca ign 20 m thick, max 30 m. These (20A,20B,20C) samples belong to the base of the cooling unit of Ispacas, which is 100-120 m thick donw

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
PIG-10-20A	UpperSencca		720737	8256663	2420	Ispacas, Qda Chitle - Chuica	vitrophyre	Black vitrophyre 2 m thick above brownish indurated unit 1 m, abundant xtals, pumice and fiammes, large brown lithics. Can be dated..
PIG-10-20B	Sencca		720737	8256663	2420		ignimbrite	Pinkish facies, welded, fiammes, greyish violet deformed pumice, large lithics, abundant small xtals (biotite, F)
PIG-10-20C	Sencca		720737	8256663	2420		ignimbrite	Pinkish facies above 20B, large deformed, grayish violet pumice, alike 20B.
PIG-10-21A	Sencca		719569	8257649	2490		ignimbrite	Qda de la Tranca below Ispacas, dirt road Ispacas to La Barrera. (Upper, Lower?) Sencca ign. Lower unit. Grey, crystal rich, strongly welded facies with light grey fiammes, abundant xtals (biotite). Note fabric
PIG-10-21B	Sencca	upper?	719569	8257649	2490		ignimbrite	Same site, upper unit. Indurated, slightly welded salmon coloured sillar, with yellowish and whitish (greenish grey) pumice, biot, san, amph xtals, sometimes large, abundant grey and "lie de vin" lithics several mm in size. *note*. The pink sillar (Sencca)
PIG-10-22	Huaylillas		732555	8254422	3500		ignimbrite	Not very important. Dirt road above Yanaquihua below ridge and beneath Barroso lava flows. Hard, crystal-rich, welded Huaylillas ign, with abundant large xtals (lots of amphiboles, sanidine) and few dark lithics.
PIG-10-23	Huaylillas		754475	8262771	4015		ignimbrite	Dirt road from Chuquibamaba Antena to Pampa Colca, ridge towards ENE above the Inca city of Mauca Llacta. Fragile and weathered Huaylillas facies. Ign 10 to 25 m thick with two units (beneath Barroso lava flows) (see 2000 samples). 3 facies in bag.
PIG-10-23A	Huaylillas	lower	754475	8262771	4015		ignimbrite	Lower unit, Huaylillas facies of the core site: Greyish violet, very hard, crystal rich, welded facies but weathered with large (0.5 cm in size), weathered, white, porphyritic pumice, and large dark weathered xtals, large lithics, quartz?.
PIG-10-23B	Huaylillas	top	754588	8262681	4025		ignimbrite	Facies of the top unit, brown, vitric, with abundant small brown and white xtals + light grey facies of the top
PIG-10-24	UpperSencca		749356	8253365	3725		ignimbrite	Dirt road to Pampacolca nearby crossroad with road to Chuquibamba - Cotahuasi. Qda. Santa Rosa, Upper Sencca ign (dated 1.9 Ma), 25 to 30 m thick, pinkish-salmon, indurated, slightly welded sillar-type facies, with large grey pumice, sometimes yellowish,
PIG-10-25	Huaylillas	top	749632	8253083	3710		ignimbrite	Road to Chuquibamba below Antena. top of Huaylillas ign beneath contact with Sencca ign (sole layer), grayish purple, very crystal rich, welded facies, very rich in xtals (sanidine, amphibole, large F), and fiammes; a few deformed pumice, large.
PIG-10-26	Huaylillas	base	750022	8243145	3220		ignimbrite	New dirt road from Chuquibamba to Pachana (W). Ridge of Chuquibamba amphitheater in Huaylillas ign. Base of ign unit, grayish violet, crystal rich, very welded facies, very rich in xtals (sanidine, quartz, large F). Note: large "enclave" areas with holes
PIG-10-27	Huaylillas		750022	8243145	3220		Core	Corresponds to 7 cores extracted in PIG-10-26 site beyond pass.
PIG-10-28	Huaylillas		750883	8241281	3290		ignimbrite	Same dirt road but top of Huaylillas ign unit near pass, about 20m below top surface. Greyish purple, weathered, crystal-rich facies, with sanidine, quartz, F, and enclave rich texture.Looks like the Pampacolca-Mauca Llacta facies PIG-10-23A.
PIG-10-29	Huaylillas	base	750819	8241838	3290		ignimbrite	Near 26 but not weathered base of Huaylillas ign unit. about 30 m below surface and near base of sequence. Crystal-rich facies with 'enclaves' 10 cm long and holes (F, aligned xtals), large lithics several cm long. Aligned xtals.
PIG-10-30	Huaylillas		750761	8253450	3435		ignimbrite	Reservoir above Chuquibamba and below Antena, dirt road to electrical power supply. Huaylillas ign 50 to 80 m thick with high columns at base. Very welded, crystal rich, purple facies with long dark, 'lie de vin' pseudo fiammes, granular enclaves (resorbe)
PIG-10-31	UpperSencca		735389	8266108	4010		ignimbrite	Dirt road to Salamanca, upstream of confluence of three qdas Agua Blanca Arihua, right side along road. (Upper) Sencca ign 10 -20 m thick, greyish brown, indurated, slightly welded facies, with abundant xtals (biotite), grey brown lithics several cm across..
PIG-10-32A	UppSencca		716357	8274523	3400	Arirahua	ignimbrite	Antonieta, dirt road from Mina Arirahua, high "terrace" of Lower(?) Sencca ign. Indurated, non welded, grayish brown ign with large pumice (cm to dcm in size, fibrous, greenish grey, and deformed), a few fiammes, relatively abundant mm-sized xtals (px?)
PIG-10-	UpperSencca		717200	8274150	3450	Arirahua Antonieta	ignimbrite	Cliff of "terrace" 30 m high, 0717200 and 8274150, alt 3450 m. Brownish, porphyritic, welded facies. A lot of

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
32B								F and biotites, mm-sized xtals. Note: black glass with perlites, and elongated (several cm to 10 cm sized), look like seudo fiammes = sample take
PIG-10-33	LowerSencca ?	top	719106	8273206	3700	Arirahua to Mina	ignimbrite	top of terrace, dirt road back to Mina, top of terrace, dirt road back to Mina. top of Lower? Sencca ign. Site of cores 5 m below surface. Pinkish grey, more or less weathered, vacuolar facies, poor in phenocrysts, with dark pumice, large (cm), greenish g.
PIG-10-34	Huaylillas		722259	8268134	3900		ignimbrite	Dirt road nearby Arirahua Mining Prospect. Cerro Orpjonte upstream of village. Huaylillas ign. Greyish purple, very welded, crystal-rich facies. Darker enclaves and pseudo fiammes with F.
PIG-10-35	Huaylillas		729886	8273106	4550		ignimbrite	Huambo Pass, dirt road to Salamanca. Light grey (brownish violet), welded Huaylillas ign, with mm sized xtals, lots of, sometimes large (1 cm), amph, a few mm grey greenish lithics, slightly weathered.Two facies taken: grey and greenish grey (with one Lo)
PIG-10-36	LowerSencca ?		710931	8275180	2800	Antonieta to Chaucalla	ignimbrite	Trail from Antonieta to Chaucalla. High cliff of Lower? Sencca ign plastered against basement wall.Light grey, indurated, slightly welded ign, rich in tiny xtals (sanidine, mm-sized biotite), a few dark lithics, light colored “enclaves” are pumice, scarce
PIG-10-37A	UpperSencca		709422	8275857	2375		pumice	Same trail, Lower (Mid-) Sencca ign of Chaucalla sequence. Cream colored, slightly porphyritic pumice within a 20 cm-thick sole layer below slightly welded ign. 10 m thick. Plus a facies of this purple, slightly welded ign with large lithics, large pumice
PIG-10-37B	UpperSencca		708953	8275893	2300	Chaucalla	vitrophyre	Vitrophyre of this ign, corresponding to the main unit at the base of the upper Chaucalla sequence. Fiammes and lithics. to date
PIG-10-38	UpperSencca	base	704612	8269233			pumice	Lamapampa, right side of the Ocoña Canyon, = see OCO-06B-02. Large fibrous pumice of base of thick Upper Sencca ign. (already dated).
PIG-10-39	LowerSencca	base	704833	8277232	1660	Chaucalla	pumice	Trail from Chaucalla to Cerro Las Lomas, thick Chaucalla ign sequence. Base of sequence, Lower Sencca ign. Sole layer below vitrophyre including light fibrous, porphyritic, elongated pumice in ash. Aligned pumice (Fabric) towards N120 SE (See OCO-05-12 an)
PIG-10-40	LowerBarroso		704833	8277232	1790		lava	Same trail. This is in fact Lower Barroso. Dark grey, vesicular lava a bit richer in amphiboles than upper lavas. Maybe pyroxene.
PIG-10-41	LowerBarroso		704833	8277232	1880		lava	Same trail. This is in fact Lower Barroso: black, hard, crystal-rich lava with F. (sample to date). Note: these lava flows 40 and 41 have flown down on the steep slope But 42 is horizontal lava flow. Can be dated..
PIG-10-42	UpperBarroso		705209	8277540	1960	Chaucalla	lava	Same trail. This is in fact Lower Barroso black, very hard lava rich in xtals (sanidine, px), with high columns, overlying scoria, becoming vesiculated upward. Can be dated.
PIG-10-43	LowerMidSencca?	base	705209	8277540	1980	Chaucalla	ignimbrite	Same trail. Base of the ign sequence. Sillar-type ign. Yellowish brown, slightly indurated, non welded facies with abundant ‘lie de vin’ lithics, and fragile pinkish pumice. Coarse texture with abundant lithics both large and abundant small in matrix.
PIG-10-44B			705254	8277555	2005		ignimbrite	Same trail. (there is no A, this one has been labelled B). Pinkish, welded, blocky ign with lots of lithics, abundant xtals (biotite), a few fiames, looks like 46. Ochre zone with perlitic texture and orange staint in cavities.
PIG-10-45	LowerMidSencca?		705254	8277555	2030	Chaucalla	ignimbrite	Same trail, dark grey, vitrophyric unit in main ign unit. Sanidine, biotite (px?), lava like texture. Fabric
PIG-10-46	LowerMidSencca?		705455	8277705	2195	Chaucalla	ignimbrite	Same trail. Not good quality. Dark grey, more or less weathered, slightly welded, saccarolytic unit with horizontal light grey lines, small lithics. Sanidine, biotite, and quartz. Light grey aligned areas or horizontal lines are deformed pumice (fiamme).
PIG-10-47	Sencca		705429	8277832			ignimbrite	Two facies of the top Sencca ign unit. First is weathered, indurated nonwelded, ochre orange facies 30 m thick, with dark ochre fiammes, abundant large brown and grey lithics, biotite. Two pumice (ochre porphyritic and whitish fibrous).
PIG-10-48	Lomas		705141	8278110	2350		pumice	toP valley-fill UNIT of loose, 50 to 70 m thick, loose, nonwelded pumice and ash flow tuff. Large light color pumice (Dated 1.46 Ma).
PIG-10-49	Huaylillas		723934	8268078	4050		ignimbrite	Dirt road frm Arirahua Mine upstream of Informales torrepampa. Huyalillas ign. Greyish purple, moderately welded facies (weathered), very rich in xtals (biotite), and brown lithics.

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
PIG-10-50	Huaylillas		731074	8279478	4500		ignimbrite	Dirt road to Salamanca, Pampa Antapuna, Greyish purple, moderately welded Huaylillas ign 30 m thick, rich in several cm-sized, brownish and greyish (and oxydized) lithics, pumice, a few brownish salmon-colored fiammes. 'Porphyritic', coarse texture
PIG-10-51			731052	8279779	4490		pumice	Same road, pumice-fall layer 45 cm thick below the sole layer of the Sencca ign. Weathered, fragile pumice: see PIG-02-85. Need to be cleaned before analysis. to date
PIG-10-52		base	731052	8279779	4500		pumice	Small cream colored pumice in sole layer 1.5 m thick at the base of the Sencca ign just below the vitrophyric base. See PIG-02-91. Problem: scarce and slightly weathered pumice in sole layer.
PIG-10-53	Huaylillas		742716	8294556	4300		ignimbrite	Puente Rio Arma, dirt road to Cotahuasi. Base of wall. Facies of light bluish grey, welded Huaylillas? ign 10 m thick, a few light colored fiammes, lots of xtals, large sanidines, and lots of small black xtals (biotite), poor in lithics. Weathered.
PIG-10-54A	Alpabamba		732973	8283329	3825		ignimbrite	Dirt Road upstream of Salamanca. Cliff of Alpabamba ign (scree), white wall 80 m thick. "Chalk-like" slightly welded but indurated facies, Lots of small xtals (biotite) and black xtals, whitish "chalk-like" pumice, a few lithics. (There is no 54B).
PIG-10-55	Huaylillas?		732973	8283329	3825		ignimbrite	Same site. Facies of more welded upper wall, 80 m thick with reddish top. Looks like Huaylillas?, purple, crystal (rich, lots of xtals (sanidine, enclaves), large F 0.5 mm, biotite, and weathered lithics. Flattened pumice.
PIG-10-56	Arma		731105	8280158	4390		pumice	Dirt road from Salamanca upstream to Pampa Antapuna - See Pig-02-86. Non welded pumice-flow deposit below reddish scoria and Sencca ign. Weathered and loose, fragile pumice equivalent to Huaylillas? or Lower Sencca? They are weathered and fragile.
PIG-10-57	Alpabamba		737372	8287901	4080		ignimbrite	Dirt Road of Proyecto Arma between camp and small house Caseta. Facies of welded Alpabamba ign. = see PIG-08-05. Vitric, greyish brown, welded facies with fiammes, xtals (sanidine) and dark vitric xtals.
PIG-10-58	Alpabamba	near top	739639	8293748	4100		ignimbrite	Dirt Road of Proyecto Rio Arma near small house caseta. Near top of Alpabamba ign sequence (200 m below Huaylillas ign). Pinkish grey, welded facies, dark and 'porphyritic', very coarse texture with lots of large dark fiammes, lots of dark and brown lithics.
PIG-10-59	Lower Sencca		727304	8318215	2950	Proyecto Arma	ignimbrite	Cotahuasi just above town. Vitrophyre of Lower Sencca, dated 3.76 Ma. Base of 70 to 80 m ign sequence with columns. Dark grey, welded facies with large black fiammes and a few lithics, sanidine? I have added the facies of lighter yellowish cream colour.
PIG-10-59P	?		739395	8294345	4170		pumice	Dirt road from Caseta Proyecto Rio Arma to crossroad with Cotahuasi road. = This is PIG-08-22. Pumice fall layer 1.25 m in upper part of pyroclastic sequence, falls and removed sediment. This is beneath fluvial-glacial sediments.
PIG-10-60	Alpabamba		726092	8312051	3950		ignimbrite	Dirt road from toro to Cotahuasi road and Antena pass. Greyish, very slightly indurated, nonwelded facies of Alpabamba ash flow tuff upper sequence with lot of ash matrix; small scattered xtals (biotite).
PIG-10-61	Huaylillas		731507	8303705	4650		ignimbrite	Dirt road from Cotahuasi near highest pass. Pinkish, welded but weathered Huaylillas ign. Crystal-rich facies with brown and grey lithics, lots of xtals (large white F, biotite, amphibole), a few pumice.
PIG-10-62	Alpabamba		727383	8314155	3550		ignimbrite	road from Cotahuasi below Antena. Cliff of Alpabamba ign. Greyish, slightly pinkish, coarse, nonwelded, slightly indurated facies of upper Alpabamba ash flow tuff 80 m thick. Looks like a volcano-sedimentary rock full of large grey and brown lithics (mm)
PIG-10-63	LowerSencca		723456	8322766	4220	Pampamarca arriba edge plateau	pumice	Dirt road from Pampamarca to Oyolo. See PIG-07-10. Edge of high plateau above Alpabamba sequence of Pampamarca. Pumice of Lower Sencca ign.dated 4.65 Ma. Light grey, slightly porphyritic, slightly fibrous pumice (Largest pumice wrapped in paper and taped)
PIG-10-64	Alpabamba		699036	8318803	4250		pumice	Dirt Road going down to Oyolo. Pumice in 25-m-thick pyroclastic deposits in Alpabamba sequence (= see PIG-07-03, pumice). Sample in one of the main non welded flow units with lots of pumice, very abundant lithics and cogenetic small blocks. Light colored.
PIG-10-64A	Alpabamba		699036	8318803	4250		glass	Same site. Glass and perlites, glassy blocks in the upper part of the 2 m thick flow unit. to date.
PIG-10-64B	Alpabamba		699036	8318803	4250		ignimbrite	Same site, Rhyolitic ign. block in same position, apparently cogenetic with pumice.

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
PIG-10-64C	Alpabamba		699036	8318803	4300		ignimbrite	About 50 m in height above the pumice flow site, facies of Alpabamba ign. Grey, welded, crystal-rich facies with large F, sanidines, and small black minerals (biotite), glass (perlites).
PIG-10-65	Alpabamba		724015	8324740	3670		ignimbrite	Dirt Road going down to Pampamarca, Alpabamba ign sequence. lowest third part of sequence. sequence about 600 m thick (?) with at least 5 thick sheets.
PIG-10-65A	Alpabamba	middle?	724015	8324740	3670		ignimbrite	Reddish pinkish facies of one of the middle ign units in sequence. Coarse "porphyritic", moderately welded, slightly weathered facies with large, abundant lithics. Large grey pumice (cm) and grey fiammes. Some retractated ('resorbed') pumice.
PIG-10-65B	Alpabamba		725108	8324064	3380		ignimbrite	Black facies above the nonwelded base of the Alpabamba sequence. Black, eutaxitic, slightly welded (fragile), slightly weathered facies rich in small F, maybe px, with white, non deformed pumice, and ochre-coloured, horizontal, weathered areas
PIG-10-66	Alpabamba		746584	8339774	4180		ignimbrite	Dirt road from Puyca to Chulca, Rio Huarcaya Canyon, high pass in the upper 1/4 part of the Alpabamba ign sequence. Light grey, moderatley welded facies with abundant small black xtals, small F and sanidine (biotites?).
PIG-10-67	LowerSencca		749582	8351890	4420	Chulca	ignimbrite	Chulca upstream near Postes (power supply posts). Whitish ign 40 to 50 m thick (2 units) with pinnacles (Cappadocian-like ign).(See PIG-08-28 and 28B). Lots of large lithics and large pumice: proximal facies. This ign is plastered against old lava flows.
PIG-10-67A	LowerSencca		749582	8351890	4420	Chulca	pumice	Large (several cm to 40 cm) white, frothy pumice, loose (fragile), with small black xtals (biotite). Large pumice in pinnacles are >40 cm across.
PIG-10-67B	LowerSencca		749582	8351890	4420	Chulca	ignimbrite	Light cream, nonwelded, slightly indurated, chalk-like facies, ash rich with lots of grey lithics, lots of xtals, and large white F.
PIG-10-68	UpperSencca		728040	8313275	4050		pumice	Newly built road from Cotahuasi to Antena Pass above the valley. A 100 m-thick pyroclastic sequence cut by the new road. In the upper part of the pyroclastic sequence (8 distinct units) below the 1.46 Ma-old pyroclastic flow which underlies the upper Barr
PIG-11-01	Caraveli		0	0	0	42km from Atico to Caraveli	ignimbrite	From a huge boulder fallen from the cliff. Q+Plg+Bio with semi-flattened pumice
PIG-11-02	UpperSencca	uppermost flow unit	0	0	0	46km from Atico to Caraveli	ignimbrite	Whitish sillar type uppermost flow of Upper Sencca
PIG-11-03-A-F	Caraveli	mid-to-lower flow units	684198	8250139	2129	Caraveli cliffs	AMS cores	(Strongly) welded dark violetish, highly crystalline (Plg+Q+Bio+/-AF)
PIG-11-04	Caraveli	mid-to-lower flow units	684170	8250105	2124	Caraveli Cliffs	ignimbrite	(Strongly) welded dark violetish, highly crystalline (Plg+Q+Bio+/-AF). Complete single cooling unit comprised of ~
PIG-11-05	Caraveli	uppermost	686386	8248980	2320	Road to Leon above Pampa Tinoray	ignimbrite	Pale beige - violetish with max 1 cm hard pumice without apparent vesicles. Crystal rich (plg+q+bio+/-amp). Moderately to strongly welded
PIG-11-06	Caraveli	uppermost	671408	8259405	2230	Pampa Bodega above Chuñuño	ignimbrite	Pale brownish - violetish, strongly welded, crystal rich with scarce minor lithics in a fine grained ash matrix. Scarce pumices with max 3 cm
PIG-11-07	Caraveli	~35m above the lowermost vitrophyre	670700	8259982	2442	same site trail to Pampa Bodega	ignimbrite	Pale brownish - violet grayish, strongly welded, crystal rich (fds+q+bio) facies with max 1 cm round pumice (aphyric, stiff, non-vesicular)
PIG-11-08	Caraveli	transition zone above the basal vitrophyre	670893	8259577	2238	same site trail to Pampa Bodega	ignimbrite	Brownish, crystal rich, strongly welded, partly vitrified with F+bio+q, rounded lithics. Pumice is max 1 cm
PIG-11-09	Caraveli	basal vitrophyre	670893	8259577	2238	same site trail to Pampa Bodega	ignimbrite	Black vitrophyre with aphyric pumice (max 1cm)
PIG-11-10A		Pinkish sillar below Caraveli ign	684392	8249073	2200	Road to Punta de Bonbon	ignimbrite	Pale pinkish sillar type, indurated and slightly welded ignimbrite, rich in lithics and pumice (max 8-9 cm). Two types of pumices,1 pale grayish-whitish aphyric 2) fibrous. Is it the 16 Ma old distal layer of Rio Majes ? Is this the Nzaca ign like Cuno Cuno.

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
PIG-11-10B		Pinkish sillar below Caraveli ign	684392	8249073	2200	Road to Punta de Bonbon	pumice	Large fibrous pumice from PIG-11-10A. Is it the 16 Ma old distal layer of Rio Majes ? Is this the Nzaca ign like Cuno Cuno ? (but Nazca seems to underlie the cliff)
PIG-11-11-A-G	Caraveli	uppermost	686386	8248980	2320	Road to Leon above Pampa Tinoray	AMS cores	Pale beige - violetish with max 1 cm hard pumice without apparent vesicles. Crystal rich (plg+q+bio+/-amp). Moderately to strongly welded
PIG-11-12A	LowerSencca ?	base of lower ignimbrite unit 1	670717	8263234	2525	Pampa Huanca - Caraveli	ignimbrite	Whitish, loose, moderately weathered ash rich with upto 4 cm pumice (shiny grey to greenish (typical) fibrous).grades up into indurated facies, minor lithics, crystals (F, biot, qtz).
PIG-11-12B	LowerSencca ?	middle of lower ignimbrite unit 1	670717	8263234	2525	Pampa Huanca - Caraveli	ignimbrite	Brownish (due to alteration), indurated, slightly welded. Pumices upto 6 cm, ash rich with scarce lithics (~3cm max).
PIG-11-12C	LowerSencca ?	top of lower ignimbrite unit 1	670717	8263234	2525	Pampa Huanca - Caraveli	ignimbrite	Brownish (due to alteration), indurated, slightly welded. Pumices upto 6 cm, ash rich with scarce lithics (~3cm max).
PIG-11-12D	LowerSencca ?	upper ignimbrite unit 2	670717	8263234	2525	Pampa Huanca	ignimbrite	Whitish, indurated, slightly weathered, big pumice with several cm.
PIG-11-12E	LowerSencca ?	upper ignimbrite unit 2	670717	8263234	2525	Pampa Huanca - Caraveli	pumice	Whitish, indurated, slightly weathered, big pumice with several cm.
PIG-11-13	LowerBarroso	sur PIG-11-12	670717	8263234	2525	Pampa Huanca	lava flow	Lower Barroso grey lava, 20 m thick, glassy andesite. to date
PIG-11-14-A-F	UpperSencca		679099	8252339	1650	downvalley Caraveli right side of valley	AMS cores	Moderately welded, brownish-purplish color with fds+bio. Fiammese pumice
PIG-11-15	UpperSencca	Brownish zone	679099	8252339	1650	downvalley Caraveli right side of valley	ignimbrite	Moderately welded, brownish-purplish color with fds+bio. Fiammese pumice. Facies of PIG-11-14A-F
PIG-11-16-A-F	Caraveli		666612	8264968	2550	Road Caraveli Cahuacho, Qda Molles	AMS cores	Welded, pale pinkish-brownish, semi-aligned pumice with max 6 cm. Lithic rich, fds+q+bio+acicular mafic minerals.
PIG-11-17	Caraveli		666612	8264968	2550	Road Caraveli Cahuacho, Qda Molles	ignimbrite	Welded, pale pinkish-brownish, semi-aligned pumice with max 6 cm. Lithic rich, fds+q+bio+acicular mafic minerals. Facies of PIG-11-16
PIG-11-18	Caraveli	Proximal	664202	8284772	3350	exit Cahuacho village	ignimbrite	Pale pinkish-whitish, proximal, pumice rich, some flattened pumice forming semi-parallel fiammes. OCO-06B-07
PIG-11-19	LowerBarroso		667819	8286522	3765	road to pass above Cahuacho	lava	Plg-phyric, hypocrystalline, dark gray to black with minor euhedral olivine as well as cpx. Semi-taxitic texture. OCO-06B-08
PIG-11-20-A-F	Sencca		672657	8292791	3866	Dirt road from Cahuacho to Pausa near Pirca	AMS cores	Pale brownish-pinkish, slightly welded, lie de vin lithics, recrystallized pumice. Sillar type, 10-20m, Sencca type
PIG-11-21	Sencca		672657	8292791	3866	Dirt road from Cahuacho to Pausa near Pirca	ignimbrite	Pale brownish-pinkish, slightly welded, lie de vin lithics, recrystallized pumice. Sillar type, 10-20m, Sencca type. Facies of 11-20
PIG-11-22	Huaylillas?		686812	8323545	3970	Upstream of Pomacocha	ignimbrite	Grayish-brownish strongly welded, highly crystal rich (f+bio+amp), fiamese pumice (aligned and subparallel) with lithics
PIG-11-23	unknown		676702	8312309	2530	Pausa	ignimbrite	Old unknown ignimbrite, grayish pinkish, Lithic rich (11cm max), crystal rich (fds+q+bio+amp?). Strongly welded. Pumice is pale pinkish-orangish with traces of recrystallization.Semi-flattened. Crude colums.
PIG-11-24	Sencca		650740	8300844	3486	S Parinacocha 1.5 km upstream of Sallasalla	ignimbrite	Sillar type, light greyish, indurated, crystal rich (f+bio+prx), minor lithics (<1cm) and scarce pumice (~1cm max). Facies of 11-25
PIG-11-25	Sencca		658205	8293548	3475	S Parinacocha upstream of Sallasalla	AMS cores	Sillar type, light greyish, indurated, crystal rich (f+bio+prx), minor lithics (<1cm) and scarce pumice (~1cm max)
PIG-11-26A	Caraveli	Uppermost (probably)	661055	8282695	3300	road from Cahuacho to Caraveli	ignimbrite	Pumice reaches ~30 cm. Horizontal, aligned vesicles reaching up to 1 m, subparallel to the depositional surface (thermal traction?) Pumices are aligned too. Not very far from the source.
PIG-11-26B	Caraveli	Uppermost (probably)	661055	8282695	3300	road from Cahuacho to Caraveli	pumice	Pumice reaches ~30 cm. Horizontal, aligned vesicles reaching up to 1 m, subparallel to the depositional surface (thermal traction?) Pumices are aligned too. Not very far from the source. to date. Pumice of 11-26
PIG-11-27	unknown		772506	8194243	900	Rio Majes, left side, road	ignimbrite	Pale pinkish, indurated, ash-rich, two types of pumice (1.aphyric 2.perlitic/saccharoid). Pumice max 4 cm.

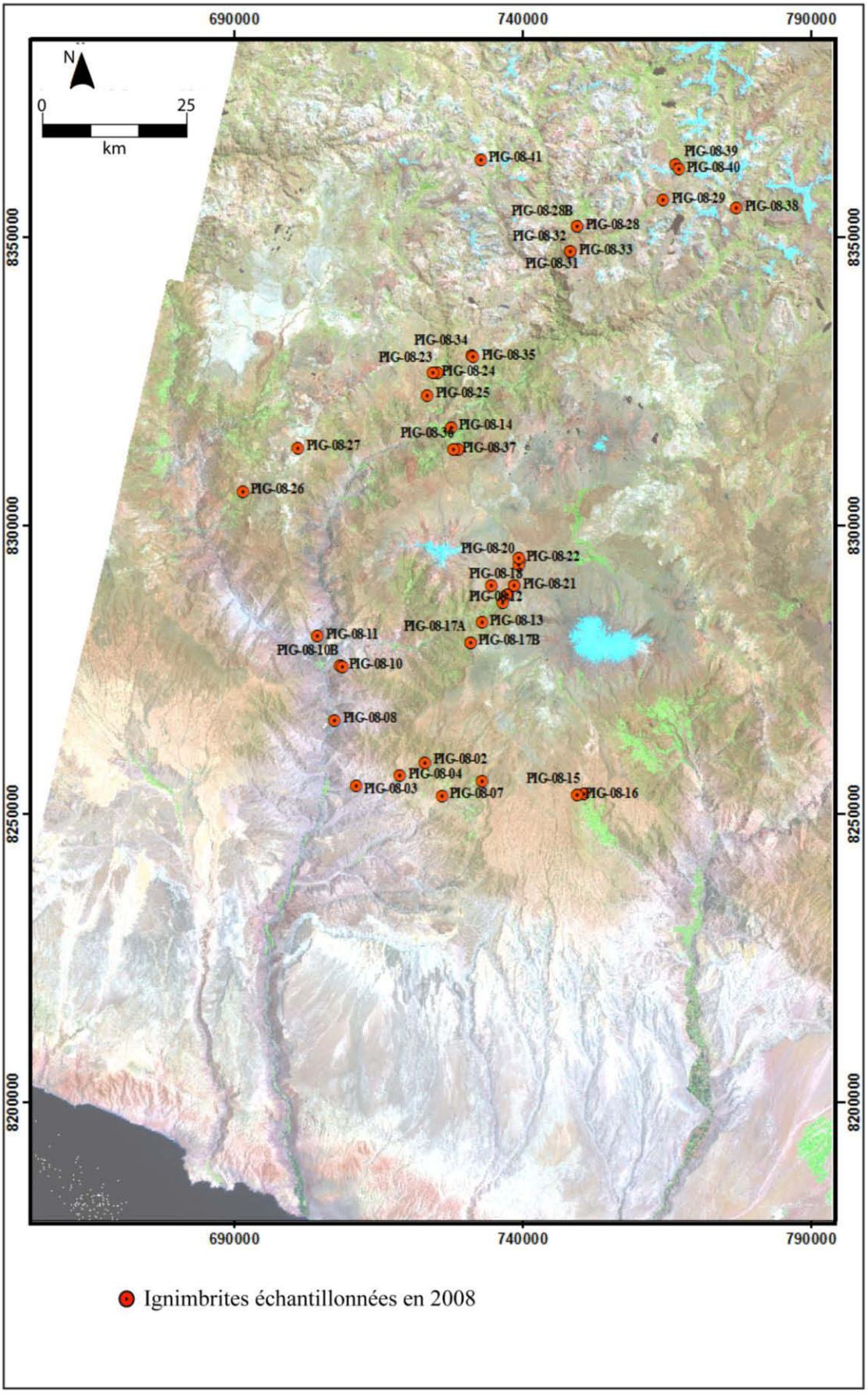
Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
						from Corire to Arequipa		Lithic poor (max 2cm), free xtals of f+bio. Distal facies. Compare with PIG-11-10. Dated as 16Ma, has chemistry in the master table.
PIG-11-28	Huaylillas		749707	8253208	3650	Chuquibamba - Antenna pass	ignimbrite	Strongly welded, purple brownish. Very crystal rich (f+q+bio+amp). Highly reflective appearance, cumulates of pumice rich co-genetic magma. With scarce lithics (upto 1cm)
PIG-11-29	UpperSencca		749707	8253208	3650	Chuquibamba - Antenna pass	ignimbrite	Inset in older valley (1.9Ma sole layer pumice), pinkish, ash-rich, indurated sillar. Two types of pumice (upto 5cm), scarce tiny lithics.
PIG-11-30-A-F	Huaylillas		749569	8252978	3590	Chuquibamba - Antenna pass	AMS cores	Strongly welded, purple brownish. Very crystal rich (f+q+bio+amp). Highly reflective appearance, cumulates of pumice rich co-genetic magma. With scarce lithich (upto 1cm). Cores of 11-29
PIG-11-31-A-F	Huaylillas	Distal	754346	8262903	4000	Old Road to Pampacolca, San Antonio	AMS cores	Weathered and fractured ignimbrite. Distal
PIG-11-32	LowerSencca		752710	8262126	3950	Old dirt Road a few km back from PIG-11-31	ignimbrite	Whitish grey, indurated, ash-rich with weathered, slightly flattened, aligned pumice; big pumice 1 cm up to 5.5 cm, big lithics 1-2 cm; lots of biot, F. (see PIG-11-12, Lower Sencca above Caraveli). PIG-00-24 is 3.6 Ma, this sample should be Lower Sencca
PIG-11-33A	Huaylillas	Base	750698	8253617	3550	Near Reservoir	ignimbrite	Eutaxitic, slightly weathered lithofacies 20 m thick with fiammes. Fiammes are aligned towards S180 (secondary axis 120°) and angle 12° with respect to horizontal. Fiammes reach up to 7-9cm, lie de vin lithics up to 10 cm
PIG-11-33B	Huaylillas	Middle part of high columns	750698	8253617	3550	Near reservoir	ignimbrite	middle part of high columns, darker facies 50 m thick Very welded, very xtal rich, cristalized pumice 2-3 cm long, large biotites, big, brown lithics 5 cm.
PIG-11-33C	Huaylillas	Upper part of high columns	750698	8253617	3550	Near reservoir	ignimbrite	upper part of high columns 30 m thick. Large pumice, cogenetic inclusions (cumulates). Note: cogenetic inclusions are not chilled, do not show sharp margins. Co-genetic inclusions are pumice rich
PIG-11-34A	Huaylillas	top	750798	8241873	3275	Road Chuquibamba to Pachana	pumice	Extracted pumice from pumice rich, indurated slightly welded top huaylillas. Whitish, not fibrous, slightly porphyritic pumice
PIG-11-34B	Huaylillas	top	750798	8241873	3275	Road Chuquibamba to Pachana	ignimbrite	xtal and pumice facies, more ash rich, huge qtz, with pumice up to 10 cm: top of ign. Big, reddish brown or gray lithics up to 5 cm. Enclaves from other ign and gray lava.
PIG-11-35-A-F	Huaylillas	Upper Sections	748574	8239401	3230	Road to Yanaquihua	AMS cores	Wall 6-7 m high, ign 50 to 60 m thick.
PIG-11-36-A-F	Huaylillas		739078	8255620	3940	Road to Yanaquihua	AMS cores	Wall 6 m high
PIG-11-37	UpperSencca ?		733175	8253667	3550	Road to Yanaquihua, down valley of Escaleria	ignimbrite	Gray pinkish, moderately welded, ash-rich, crystal poor. Sencca type valley-filling. With 2 types of large pumice (whitish aphyric and gray) up to 3 cm. Scarce lithics reach upto 5 cm.Not very fresh. Typical brownish-scarlet dotty stains due to weathering
PIG-11-38	Sencca		743155	8258157	3900	Road Yanaquihua to Cotahuasi	ignimbrite	Welded, ash rich, moderately crystalline (f+bio), grayish-brownish. Overlies a pumice bearing pyroclastic deposit. May be Upper Sencca
PIG-11-39-A-F	Alpabamba		732736	8283202	3800	Dirt road to Salamanca below House Proyecto Arma	AMS cores	Wall 5 m high, cliff 10 m, broken. AMS from 11-40
PIG-11-40	Alpabamba		732736	8283202	3800	Dirt road to Salamanca below House Proyecto Arma	ignimbrite	Facies of core site 11-39. Coarse lithofacies, gray (beige), indurated (slightly welded), pumice and lithic rich, crystal rich, ash rich. Abundant, small, brown orange or gray lithics (1 cm); abundant beige small pumice (< cm), rarely larger.
PIG-11-41A	Alpabamba		732972	8283285	3800	Near base of cliff of landslide	ignimbrite	Bigger sample for dating in Clermont! Greyish-white, non-welded to slightly welded, lithic and pumice rich, ash-rich facies. Moderately crystalline (F+q+b+amp), Fragile, non fibrous, massive, aphyric and chalk like pumice. Free crystals of f+b+q+amp
PIG-11-41B	Alpabamba		732972	8283285	3800	Near base of cliff of landslide	ignimbrite	Facies sample in Ankara! Greyish-white, non-welded to slightly welded, lithic and pumice rich, ash-rich facies. Moderately crystalline (F+q+b+amp), Fragile, non fibrous, massive, aphyric and chalk like pumice. Free crystals of f+b+q+amp
PIG-11-42-A-G	UpperSencca		731562	8278833	4450	dirt road at plateau edge to Salamanca	ignimbrite	Very fragile, weathered Ign 10 m thick, wall 4 m, inset in Huaylillas ign plateau

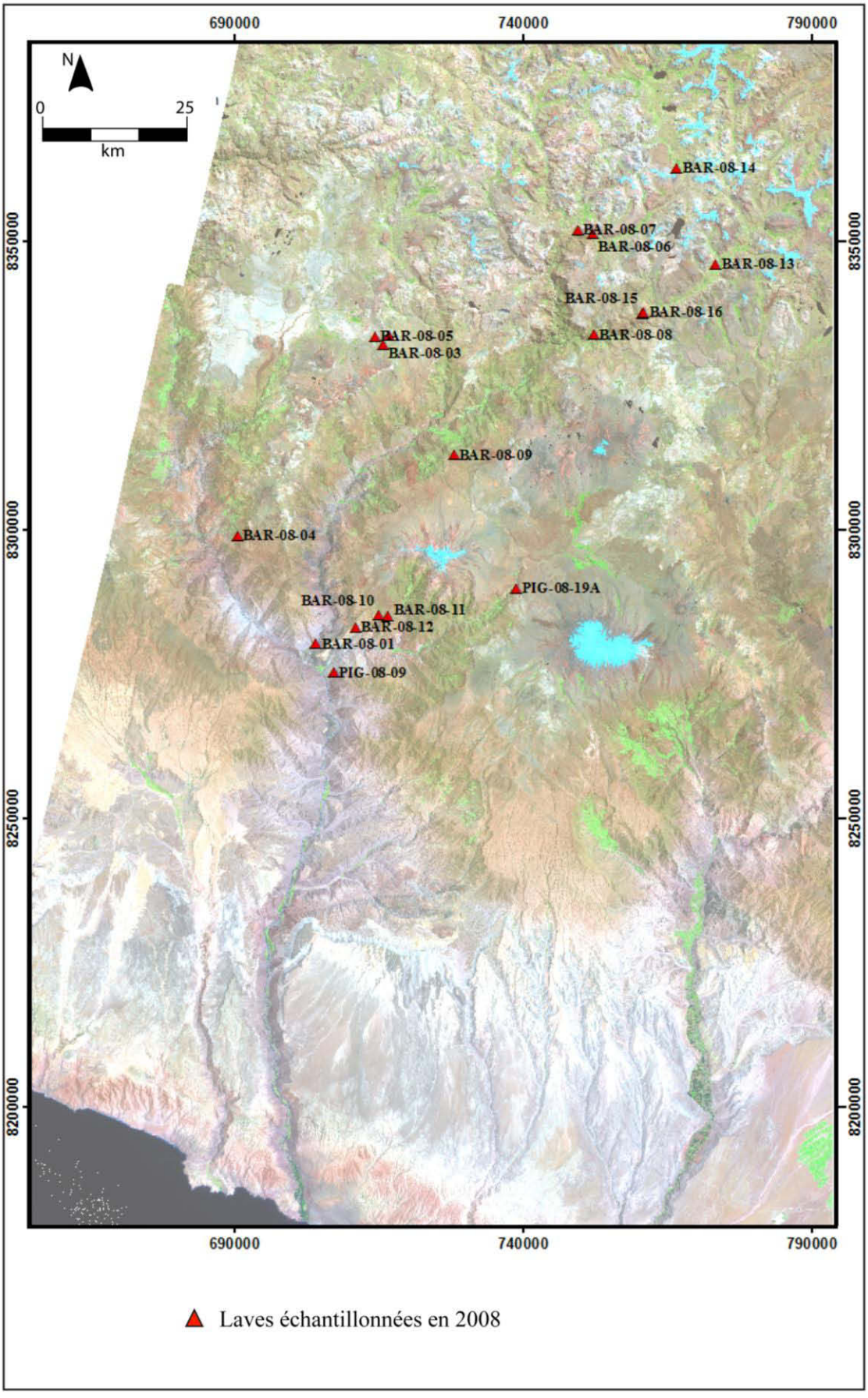
Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
PIG-11-43	Huaylillas	Basal plinian sole layer	731055	8279733	4500	top of Salamanca cliff	ignimbrite	(=10-52). Pumice from pre-ignimbrite plinian airfall deposit 40 cm thick below the sole layer and vitrophyre of Huaylillas. Yellowish beige weathered pumice, slightly porphyritic. Overlies a 10 cm thick surge and ashfall deposit.to date.
PIG-11-44	Huaylillas	Basal vitrophyre	731055	8279733	4500	top of Salamanca cliff	ignimbrite	Vitrophyric base 2 m thick of Huaylillas ign above sole layer 120 cm thick
PIG-11-45	UpperSencca	Lowermost zones	719583	8257626	2500	Near Ispacas, Qda La Tranca, road to La Barrera	ignimbrite	Strongly welded, crystal rich and partly vitric (glassy), greyish brownish ignimbrite. Highly eutaxitic with well defined fiammes reaching upto 30 cm. Crystals of f+b. Pumice is pale grey, non-fibrous, massive, f+b-phyric. Slightly weathered. Scarce brown
PIG-11-46A	UpperSencca		719583	8257626	2500	Near Ispacas, Qda La Tranca, road to La Barrera	inclusion	Vesicular dark scoriaceous clots/inclusions in 2nd flow unit.
PIG-11-46B	UpperSencca		719583	8257626	2500	Near Ispacas, Qda La Tranca, road to La Barrera	ignimbrite	Scarlet brownish vitric subunit with recrystallized, glassy fiammes, huge lithics. lots of clots of glassy material, usually sharp edges with F. (looks like cliff unit with glass and perlites at Terrace of Antonieta, PIG-10-32B)
PIG-11-46C	UpperSencca ?	lower	719583	8257626	2500	Near Ispacas, Qda La Tranca, road to La Barrera	ignimbrite	Pale salmon, slightly welded, pumice rich (max 11cm), lithic and ash rich. 15 m thick, sillar type, grayish pale pinkish, slightly welded, with large white, little fibrous pumice (up to 10 cm) with a few biot. Lots of scattered, small lithics dark grey
PIG-11-47	UpperSencca ?		726082	8253130	2800	Yanaquihua village	ignimbrite	Pinkish-orange, indurated, sillar type, pumice and ash rich facies. Pumice is fibrous and forms "eyes" around crystals of f+bio. Equivalent to vapor phase vacuolar facies above PIG-11-46C
PIG-11-48-A-F	Huaylillas	vitric base	739147	8291440	4100	Boca toma of Rio Arma Proyecto	AMS cores	Vitrophyric base, high cliff 30 m, dièdres or crude columns
PIG-11-49	Huaylillas	vitric base	739147	8291440	4100	Boca toma of Rio Arma Proyecto	ignimbrite	Facies of 11-48 cores. Glassy (friable), dark and brownish, xtal rich (plag, biot), aligned xtals. A bit weathered.
PIG-11-50	Alpabamba	base	734563	8286875	3700	trail above Salamanca towards Solimana	pumice	Pumice from sole layer of ash flow tuff. Pumice is max 8 cm, loose-indurated. to date.
PIG-11-50A	Alpabamba	base	734563	8286875	3700	trail above Salamanca towards Solimana	ignimbrite	Facies of 11-50. At least 10 m thick ash flow tuff, rich in pumice (max 2cm). Abundant lithics and pumice rich horizons. slightly indurated, non welded, very ash rich, lots of aligned pumice (220SW and 140°SE).
PIG-11-51	Alpabamba		733526	8282726	4000	near tunnel Rio Arma project	ignimbrite	Sillar type, white, slightly welded, indurated, ash-rich, crystal poor but scattered xtals (biot, F). Small pale brown pumice, some tiny lithics. Not vapor phase, not vacuolar, moderately weathered.
PIG-11-52A	LowerSencca		727186	8316190	2825	2.5 km above town of Cotahuasi	ignimbrite	Dark greyish-black vitrophyre with fiammes (aphyric), max 10 cm at the lowermost zones. The size of the fiammes decrease upwards. This subunit gradually passes towards the overlying pinkish subunit (11-52B). 3.76Ma - Lower Sencca.
PIG-11-52B	LowerSencca		727186	8316190	2825	2.5 km above town of Cotahuasi	ignimbrite	columnar facies above vitrophyre, pinkish yellowish, 10-20 m high; indurated, slightly welded, ash rich, whitish undeformed pumice (max 2 cm), not rich in xtals (F, biot), scarce small lithics.
PIG-11-53	Alpabamba	Lower Part	725171	8324758	3350	1 km before Pampamarca	ignimbrite	Ash flow tuff. Indurated, non-welded, Ash-rich, small pumice (<2cm max) with obsidian grains. Pinkish to pale yellow. Lithics max 2cm and scarce.
PIG-11-54	LowerSencca ?		724904	8327237	3950	Pampamarca cliff Bosque de Piedra	ignimbrite	Base of thick AFT above Bosque de Piedra, 4010 m. yellowish, Indurated but weak with orange small pumice. Is this Lower Sencca or Alpabamba? 50 m altitude above the Bosque PIG-11-55.
PIG-11-55	LowerSencca ?		724904	8327237	3950	Pampamarca cliff, Bosque de Piedra Huito	ignimbrite	Light grey, fragile, weakly indurated, non welded, ash-rich. Pinnacles with chimneys (fumaroles). Large pumice, black glass or vitrophyre chunks, a few small lithics sometimes big.
PIG-11-55A	LowerSencca ?		724904	8327237	3950	Pampamarca cliff, Bosque de Piedra Huito	pumice	Fragile and weathered, light coloured, large fibrous pumice in 11-55. Looks like Chulca ign. Sometimes 20 to 40 cm across in pinnacles
PIG-11-55B	LowerSencca ?		724904	8327237	3950	Pampamarca cliff, Bosque de Piedra Huito	lithic	a few cm up to 10 cm, not very abundant. 2 types : banded, gray rhyolite and grey lava.
PIG-11-56	Alpabamba		725105	8327185	3900	Pampamarca Bosque de Piedra	ignimbrite	Below ridge just below Bosque de Piedra Huito. Brown grey vitrophyre with black fiammes, lots of scattered xtals F. Below 11-55
PIG-11-57A	Alpabamba?		725156	8327129	3855	Pampamarca	ignimbrite	Below 56. upper facies, gray, ash rich, slightly welded, with large, aligned, grey pumice.

Sample	Unit	Position	X Coordinate	Y Coordinate	Altitude	Area	Sample lithology	Description
PIG-11-57B	Alpabamba?		725156	8327129	3855	Pampamarca	ignimbrite	Below 56. lower facies, more represented. Yellowish, moderately welded, with brownish yellow and brownish reddish pumice, a few scattered big xtals, small lithics.
PIG-11-58	Huaylillas		702933	8338373	4450	Altillanura blanca near La torta	ignimbrite	Brownish grey purple, very welded, very rich in xtals (biot, qtz), white 'crystalized" pumice 0.5 cm and long, whitish fiammes up to 10 cm
PIG-11-59-A-F	Huaylillas		702933	8338373	4450	Altillanura blanca near La torta	AMS cores	AMS cores of 11-58. Huaylillas ign on high plateau near La torta.Hard rock but brittle
PIG-11-60	LowerSencca ?		722847	8322557	4200	Edge of plateau towards Pampamarca	ignimbrite	above the dated pumice flow deposit 5.6 Ma. Grey, moderately welded, ash rich, weathered, more or less rich in xtals (biot, F), a few whitish pumice, a few small lithics
PIG-11-61-A-F	LowerSencca ?		722847	8322557	4200	Edge of plateau towards Pampamarca	AMS cores	Cores of 11-60. above the dated pumice flow deposit 5.6 Ma. Cliff 4 m high looking 220SW and 250°W.
PIG-11-62	Alpabamba	top	723980	8323732	3900	Pampamarca road to high plateau	ignimbrite	Vitrophyre corresponding to black welded vitrophyre under Cappadocian pinnacles (PIG-11-56).
PIG-11-63-A-F	Alpabamba	top	723980	8323732	3900	Pampamarca road to high plateau	AMS cores	Cores of 11-62. black, glassy welded vitrophyre
PIG-11-64	Alpabamba	upper	746588	8339794	4100	road from Puica to Chulca, high pass	ignimbrite	Light gray (pale pinkish), ash rich but welded, lots of tiny xtals (F, qtz, biot), scarce small whitish pumice, rare or tiny lithics
PIG-11-65-A-G	Alpabamba	upper	746588	8339794	4100	road from Puica to Chulca, high pass	AMS cores	Cores of 11-64. Wall 15 m high, pale gray, a bit broken, top of the lower third of the huge ign sequence.
PIG-11-66	Alpabamba	base Ash Flow Tuff	729325	8317139	3325	Ridge above Cotahuasi	ignimbrite	Pumice and ash flow tuff. Indurated, cream coloured and light gray non welded.Lots of cream coloured pumice (cm up to 8 cm), more or less aligned, fragile, a bit fibrous, aphyric. Lots of lithics, mostly small (<cm) and some up to 10-12 cm (lots of lava f)
PIG-11-66A	Alpabamba	base Ash Flow Tuff	729325	8317139	3325	Ridge above Cotahuasi	ignimbrite	Pumice and ash flow tuff. Indurated, cream coloured and light gray non welded.Lots of cream coloured pumice (cm up to 8 cm), more or less aligned, fragile, a bit fibrous, aphyric. Lots of lithics, mostly small (<cm) and some up to 10-12 cm (lots of lava f)

ANNEXE B

CARTE DE LOCALISATION DES ECHANTILLONS RECOLTES EN 2008


690000
740000
790000
8350000
8300000
8250000
8200000
N
0
25
km
PIG-08-41
PIG-08-39
PIG-08-40
PIG-08-29
PIG-08-38
PIG-08-28B
PIG-08-28
PIG-08-32
PIG-08-33
PIG-08-31
PIG-08-34
PIG-08-23
PIG-08-35
PIG-08-24
PIG-08-25
PIG-08-14
PIG-08-36
PIG-08-27
PIG-08-37
PIG-08-26
PIG-08-20
PIG-08-22
PIG-08-18
PIG-08-21
PIG-08-12
PIG-08-13
PIG-08-17A
PIG-08-11
PIG-08-17B
PIG-08-10B
PIG-08-10
PIG-08-08
PIG-08-02
PIG-08-04
PIG-08-15
PIG-08-03
PIG-08-07
PIG-08-16
Ignimbrites échantillonnées en 2008


690000
740000
790000
N
0
25
km
8350000
8300000
8250000
8200000
BAR-08-14
BAR-08-07
BAR-08-06
BAR-08-13
BAR-08-15
BAR-08-16
BAR-08-05
BAR-08-03
BAR-08-08
BAR-08-09
BAR-08-04
PIG-08-19A
BAR-08-10
BAR-08-11
BAR-08-12
BAR-08-01
PIG-08-09
Laves échantillonnées en 2008

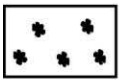
ANNEXE C

LEGENDE DES FIGURES UTILISES

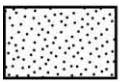
DANS LES COUPES STRATIGRAPHIQUES

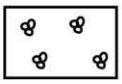
Légende des figurés des coupes lithostratigraphiques

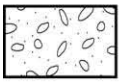
Eléments lithologiques

 scories

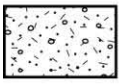
 éléments xénolithiques

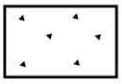
 cendres

 agglomérats cristallins

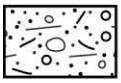
 ponces

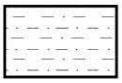
 fiammes

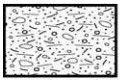
 cristaux

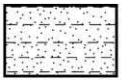
 fragments de verre

Roches endogènes et volcaniques

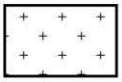
 ignimbrite indurée

 dépôt de déferlante

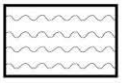
 ignimbrite très soudée

 dépôt d'écoulement pyroclastique

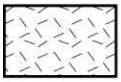
 laves andésitiques

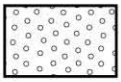
 granodiorite

 brèche de laves

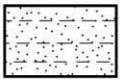
 roches métamorphiques

Roches sédimentaires

 sédiments volcanoclastiques

 arkoses

 conglomérats

 sédiments lacustres et fluviatiles

ANNEXE D

TABLEAU DES RESULTATS

DES ANALYSES GEOCHIMIQUES

Analyses chimiques des éléments majeurs des ignimbrites et des ponces (en poids %)

N° éch.	COTA-06-04	COTA-06-08	OCO-06B-02	PIG-07-01	PIG-07-02	PIG-07-03	PIG-07-05	PIG-07-07	PIG-07-08	PIG-07-10	PIG-07-10	PIG-07-11	PIG-08-03	PIG-08-12	PIG-08-20	PIG-08-21	PIG-08-22	PIG-08-28	PIG-08-28B	PIG-08-34	PIG-08-35
Type	ash flow tuff	ponce	ponce	ponce	ignimbrite	ponce	ignimbrite	ignimbrite	ponce	ponce	ponce	ignimbrite	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce
lab. d'analyses	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2
SiO2	61,97	61,95	64,85	66,26	72,27	70,16	72,50	71,76	67,33	67,33	67,36	70,46	71,34	71,14	67,85	72,50	62,26	65,10	66,98	71,09	66,72
Al2O3	15	15,33	12,68	15,03	13,94	13,42	14,09	13,80	12,71	14,71	14,78	14,59	13,65	13,70	14,60	13,18	15,46	14,70	13,79	14,36	15,44
Fe2O3t	3,44	4,1	1,45	2,64	1,90	0,87	1,92	1,92	1,09	1,65	1,70	1,88	1,45	1,20	2,50	1,23	4,28	1,90	1,50	0,96	1,82
MgO	1,52	1,66	0,31	0,83	0,41	0,36	0,34	0,51	0,55	0,3	0,85	0,34	0,79	1,11	1,40	0,72	2,17	0,83	0,41	0,21	0,44
CaO	4,16	3,22	2,79	2,12	1,12	0,81	1,40	1,53	2,28	0,88	1,13	0,72	0,84	1,15	2,08	0,61	3,35	1,11	0,71	0,66	1,08
Na2O	3,25	4,07	4,13	3,35	4,14	2,94	4,53	4,58	2,21	2,82	3,21	4,52	4,50	2,84	2,88	2,60	3,74	1,87	3,10	3,74	2,61
K2O	3,52	3,19	4,24	3,62	3,88	4,92	3,81	3,63	3,4	5,96	4,65	4,61	3,71	3,79	3,80	5,10	2,53	4,48	6,01	4,85	6,49
TiO2	0,574	0,71	0,295	0,444	0,27	0,152	0,29	0,27	0,215	0,331	0,10	0,37	0,31	0,22	0,42	0,25	0,73	0,30	0,25	0,16	0,37
MnO	0,098	0,059	0,066	0,045	0,09	0,075	0,10	0,09	0,048	0,087	0,14	0,08	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,09	0,10	0,07	0,09
P2O5	0,222	0,279	0,051	0,074	0,07	0,02	0,09	0,08	0,027	0,039	0,10	0,04	0,11	0,11	0,16	0,09	0,27	0,07	0,05	0,05	0,05
Ba					0,0917		0,0905	0,0842			0,00788	0,13340	0,0559	0,0463	0,0420	0,0115	0,0468	0,1099	0,0805	0,0930	0,0976
Sr											0,2877		0,0086	0,0170	0,0322	0,0030	0,0560	0,0098	0,0072	0,0090	0,0175
H2O+											0,32		0,13	0,56	0,32	0,18	0,23	3,20	1,15	0,23	0,31
H2O-											4,57		2,82	4,60	3,59	2,96	4,54	5,55	5,07	3,20	3,84
TOTAL	**93,75**	**94,57**	**90,86**	**94,41**	**98,10**	**93,73**	**99,07**	**98,18**	**89,86**	**94,11**	**94,02**	**97,61**	**96,76**	**95,32**	**95,75**	**96,34**	**94,86**	**90,45**	**92,90**	**96,15**	**95,11**
SiO2	66,10	65,51	71,37	70,18	73,67	74,86	73,18	73,09	74,93	71,55	71,65	72,18	73,73	74,63	70,86	75,25	65,63	71,97	72,10	73,94	70,14
Al2O3	16,00	16,21	13,96	15,92	14,21	14,32	14,22	14,06	14,14	15,63	15,72	14,95	14,10	14,38	15,25	13,68	16,30	16,26	14,85	14,93	16,24
Fe2O3	3,67	4,34	1,60	2,80	1,94	0,93	1,94	1,96	1,21	1,75	1,81	1,93	1,50	1,26	2,61	1,27	4,51	2,10	1,61	1,00	1,91
FeO																					
MgO	1,62	1,76	0,34	0,88	0,42	0,38	0,34	0,52	0,61	0,32	0,91	0,35	0,81	1,16	1,47	0,74	2,29	0,92	0,44	0,22	0,46
CaO	4,44	3,40	3,07	2,25	1,14	0,86	1,41	1,56	2,54	0,94	1,20	0,74	0,87	1,20	2,17	0,64	3,53	1,22	0,76	0,69	1,13
Na2O	3,47	4,30	4,55	3,55	4,22	3,14	4,57	4,67	2,46	3,00	3,41	4,63	4,65	2,98	3,01	2,70	3,94	2,07	3,33	3,89	2,75
K2O	3,75	3,37	4,67	3,83	3,96	5,25	3,85	3,70	3,78	6,33	4,95	4,72	3,83	3,97	3,97	5,30	2,66	4,96	6,47	5,05	6,83
TiO2	0,61	0,75	0,32	0,47	0,28	0,16	0,29	0,28	0,24	0,35	0,11	0,38	0,32	0,23	0,44	0,26	0,77	0,33	0,27	0,17	0,39
MnO	0,10	0,06	0,07	0,05	0,10	0,08	0,10	0,09	0,05	0,09	0,15	0,08	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,10	0,11	0,07	0,10
P2O5	0,24	0,30	0,06	0,08	0,07	0,02	0,09	0,08	0,03	0,04	0,10	0,05	0,11	0,11	0,17	0,09	0,28	0,08	0,06	0,05	0,05
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

1 : Spectromètre à fluorescence de rayons X, Laboratoire de géochimie GZG, Université de Göttingen.

2 : Analyses des éléments majeurs au Laboratoire Magmas et Volcans (LMV, Clermont-Ferrand) et des éléments traces au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG, Nancy).

Analyses chimiques des éléments traces des ignimbrites et des ponces (en ppm).

(à noter : les éléments traces sont présentés par ordre alphabétique)

N° éch.	COTA-06-04	COTA-06-08	OCO-06B-02	PIG-07-01	PIG-07-02	PIG-07-03	PIG-07-05	PIG-07-07	PIG-07-08	PIG-07-10	PIG-07-10	PIG-07-11	PIG-08-03	PIG-08-12	PIG-08-20	PIG-08-21	PIG-08-22	PIG-08-28	PIG-08-28B	PIG-08-34	PIG-08-35
Type	ash flow tuff	ponce	ponce	ponce	ignimbrite	ponce	ignimbrite	ignimbrite	ponce	ponce	ponce	ignimbrite	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce	ponce
lab. d'analyses	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na2O+K2O	7,22	7,68	9,21	7,38	8,18	8,39	8,42	8,36	6,24	9,33	8,36	9,35	8,48	6,95	6,98	8,00	6,60	7,02	9,80	8,94	9,57
FeOtot																					
H2O-											0,53		0,28	1,54	0,98	0,34	0,80	2,89	1,76	0,41	0,51
As	0	0	0	0,7	- - -	0	- - -	- - -	0	0,5	4,753	- - -	5,822	2,505	5,244	7,283	3,357	2,121	2,109	1,879	5,292
Ba	938	1212	1159	1039	917,00	892	905,00	842,00	757	999	985,2	1334,00	1151	813,9	977,5	86,5	1146	866,4	883,4	922,6	1037
Be	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	3,342	- - -	2,369	2,107	1,831	5,285	1,585	3,166	3,241	2,27	3,38
Bi	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	0,165	- - -	0,352	- - -	0,124	0,292	- - -	0,163	0,175	- - -	0,17
Cd	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	0,319	- - -	0,335	- - -	- - -	0,245	0,167	0,167	0,24	- - -	0,332
Ce	84	84	94	57	65,00	69	62,00	62,00	55	129	122,6	98,00	103,3	52,25	79,16	112,5	78,81	97,16	98,78	56,28	122,3
Cl	269	586	940	658	- - -	751	- - -	- - -	102	1352		- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -
Co	8	10	1	5	27,00	1	38,00	40,00	0	2	1,078	28,00	- - -	0,774	4,422	- - -	35,62	2,559	2,902	- - -	1,268
Cr	14	22	1	3	2,00	2	2,00	4,00	3	3	- - -	4,00	- - -	7,988	15,72	8,414	22,5	- - -	- - -	7,169	- - -
Cs	6,6	0	3,1	3,3	- - -	11,8	- - -	- - -	3	6,9	5,08	- - -	5,104	2,652	6,594	8,658	2,302	6,934	5,227	2,284	5,462
Cu	32	29	2	8	7,00	0	19,00	6,00	1	0	- - -	6,00	- - -	- - -	16,22	- - -	30,03	- - -	- - -	- - -	- - -
Dy	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	4,044	- - -	3,359	1,525	2,112	4,236	2,273	3,309	3,901	1,812	4,18
Er	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	2,205	- - -	1,746	0,806	1,015	2,44	0,995	1,94	2,616	0,917	2,299
Eu	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	1,231	- - -	0,889	0,473	0,868	0,458	1,244	0,881	0,927	0,5	1,301
Ga	18	21	16	20	17,00	16	17,00	16,00	15	18	18,62	18,00	18,51	16,55	19,49	19,5	22,07	18,73	17,4	16,64	19,23
Gd	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	5,011	- - -	4,264	1,919	3,076	4,761	3,575	3,82	4,254	2,232	5,124
Ge	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	1,405	- - -	1,385	1,349	1,398	1,551	1,309	1,307	1,432	1,324	1,475
Hf	4,6	4,8	6,2	4,9	4,70	2,6	4,20	4,10	3,6	7,1	7,884	7,50	7,96	3,273	6,076	6,906	5,239	6,391	5,779	3,407	8,687
Ho	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	0,754	- - -	0,611	0,28	0,368	0,81	0,378	0,627	0,809	0,318	0,793
La	39	47	48	22	30,00	35	27,00	27,00	25	62	61,88	49,00	50,06	26,8	40,47	54,73	39,75	48,45	49,79	28,3	63
Lu	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	0,363	- - -	0,289	0,145	0,164	0,407	0,139	0,348	0,538	0,145	0,389
Mo	1,5	1,5	3,8	1,2	0,80	3,1	0,80	0,90	1,2	3,6	3,528	1,20	3,836	1,78	6,411	4,885	1,911	2,497	2,778	2,339	3,782
Nb	13,2	10,1	13,3	10,6	12,90	13,1	12,60	12,60	13,5	20,3	17	14,70	12,31	8,711	9,263	26,55	8,27	15,06	15,65	10,5	17,74
Nd	37,2	42,5	41,9	27,2	29,00	27,9	27,00	25,00	25,3	56,9	44,06	46,00	38,78	17,77	29,14	38,73	32,96	33,6	34,37	19,27	44,64
Ni	10	12	0	2	2,00	0	2,00	1,00	0	1	- - -	3,00	- - -	- - -	6,655	- - -	15,48	5,451	- - -	- - -	- - -
Pb	18	14	19	15	16,00	20	12,00	12,00	18	27	22,8656	21,00	21,7857	16,4209	18,0066	21,8055	14,2574	20,9311	20,5547	16,6252	24,5633
Pr	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	13,05	- - -	11,37	5,366	8,525	11,97	9,096	10,15	10,36	5,886	13,26
Rb	127	86	142	144	132,00	162	117,00	114,00	114	193	173,9	157,00	154,9	117	173,7	297,7	87,66	213,6	185	120,2	195
S	299	109	11077	1581	12,00	17	11,00	371,00	179	97		4,00	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -
Sb	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	0,547	- - -	0,616	0,249	0,48	0,561	0,303	- - -	- - -	- - -	0,505
Sc	9	8	5	5	4,00	1	5,00	3,00	5	3		4,00	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -
Sm	7,2	8,6	8,1	5,6	5,50	5,3	5,40	4,90	5,5	10,8	7,139	7,70	6,318	2,79	4,627	6,7	5,375	5,383	5,653	3,204	7,143
Sn	3,5	2,5	1,7	1,6	- - -	0,8	- - -	- - -	2,6	3,6	2,894	- - -	2,465	1,402	1,601	3,841	1,55	2,859	2,54	3,031	3,1
Sr	445	642	149	464	163,00	126	198,00	196,00	320	130	135,4	116,00	68,57	138	305,1	12,52	558,2	82,02	64,02	73,39	152,6
Ta	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	1,345	- - -	1,019	0,82	0,879	2,497	0,83	1,466	1,413	0,997	1,466
Tb	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	0,729	- - -	0,606	0,278	0,412	0,747	0,451	0,578	0,656	0,332	0,747
Th	12,3	6,1	14,3	0,1	14,80	22,7	13,90	12,90	14,8	25,9	20,91	15,00	15,42	8,664	16,27	38,13	8,105	20,84	19,13	12,78	22,32
Tm	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	0,34	- - -	0,269	0,132	0,148	0,382	0,138	0,308	0,435	0,142	0,352
U	3,1	1,6	3,5	0	4,00	5,5	3,40	3,40	3,7	6,3	4,517	3,50	3,474	2,189	3,258	9,497	1,696	5,124	5,079	2,879	4,949
V	57	85	13	42	24,00	8	19,00	27,00	11	17	13,56	20,00	8,138	6,8	36,23	4,786	83,36	14,31	10,82	3,145	15,36
W	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	1,212	- - -	1,448	0,5	1,07	2,263	139,4	0,941	0,92	0,734	1,301
Y	18	11,5	17,7	9,4	24,50	13,6	20,50	16,30	15,3	26,4	23,43	21,20	18,1	9,187	11,09	25,93	10,99	20,01	30,94	10,24	23,96
Yb	66	82	52	72	6,90	40	8,50	6,00	43	57	2,349	5,80	1,857	0,937	1,034	2,69	0,899	2,213	3,19	0,992	2,512
Zn	191	208	263	200	50,00	100	43,00	45,00	151	294	64,67	63,00	61,88	46,8	62,82	51,11	87,19	68,18	66,28	41,29	65,52
Zr	2,1	1,3	1,9	1	178,00	1,3	167,00	161,00	1,7	2,9	314,7	312,00	275	115,2	220	209,7	196,8	238,2	229,3	101,7	338,7

Analyses chimiques des éléments majeurs des laves (en poids %)

N° éch.	SAR-07-03	SAR-07-05	SAR-07-06	BAR-08-01	BAR-08-03	BAR-08-06	BAR-08-07	BAR-08-09	BAR-08-10	BAR-08-11	BAR-08-12	BAR-08-13	BAR-08-14	BAR-08-15	PIG-08-09	COTA-06-05	OCO-06B-06	COL-08-01
Type	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave
lab. d'analyses	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1	2
SiO2	65,50	61,28	62,38	57,90	53,47	53,69	52,98	56,71	53,52	58,39	58,41	57,50	58,74	60,12	55,72	58,88	57,08	55,51
Al2O3	15,82	16,32	16,29	16,79	17,84	17,18	17,16	17,95	16,80	17,05	17,00	16,88	17,06	17,00	16,41	17,65	16,36	17,20
Fe2O3t	3,57	5,10	4,95	6,33	7,79	4,39	4,03	8,68	8,02	6,32	6,56	7,01	6,56	5,79	8,18	5,58	7,61	7,58
MgO	1,29	2,15	1,96	2,79	3,21	2,27	1,24	3,85	5,29	2,47	2,72	3,35	2,88	2,44	4,42	2,28	3,95	4,13
CaO	3,31	4,53	4,36	5,50	6,59	4,34	4,93	6,91	7,86	5,29	5,47	5,96	6,09	4,92	6,87	5,70	6,41	7,26
Na2O	4,68	4,68	4,64	4,55	4,53	14,34	14,10	0,95	3,23	4,53	4,72	4,46	4,44	4,19	3,62	4,06	3,72	4,32
K2O	3,14	2,87	3,06	2,71	3,03	2,93	2,44	1,86	1,88	2,74	2,86	2,21	1,87	2,94	2,24	3,07	2,45	1,66
TiO2	0,60	0,90	0,88	1,20	1,26	0,63	0,80	1,68	0,94	1,21	1,29	1,25	1,03	1,02	1,22	0,90	1,13	1,26
MnO	0,06	0,07	0,07	0,08	0,11	0,04	0,08	0,11	0,13	0,08	0,08	0,09	0,09	0,08	0,11	0,09	0,10	0,10
P2O5	0,27	0,38	0,37	0,52	0,66	0,10	0,29	0,63	0,35	0,59	0,59	0,50	0,42	0,56	0,36	0,33	0,31	0,41
Ba	0,1096	0,1239	0,1238	0,1158	0,0874	0,0474	0,0383	0,0575	0,0469	0,1347	0,1189	0,0638	0,0463	0,1806	0,0672	0,08140	0,0745	0,0426
Sr				0,1015	0,0968	0,0756	0,0685	0,1071	0,0730	0,1034	0,1064	0,0999	0,1068	0,1017	0,0654			0,1081
H2O+				0,14	0,20	0,06	0,38	0,13	0,22	0,12	0,18	0,19	0,08	0,21	0,16			0,07
H2O-				0,81	0,58	0,01	1,04	0,01	1,11	0,08	0,38	0,43	0,15	0,37	0,53			- 0,23
TOTAL	**98,23**	**98,28**	**98,96**	**98,36**	**98,47**	**99,90**	**98,05**	**99,33**	**98,02**	**98,66**	**99,69**	**99,21**	**99,20**	**99,06**	**99,15**	**98,54**	**99,13**	**99,42**
SiO2	66,68	62,35	63,03	58,86	54,29	53,75	54,04	57,09	54,60	59,18	58,59	57,95	59,22	60,69	56,20	59,75	57,58	55,83
Al2O3	16,10	16,61	16,46	17,07	18,12	17,20	17,50	18,07	17,14	17,28	17,06	17,01	17,20	17,16	16,55	17,91	16,50	17,30
Fe2O3	3,63	5,19	5,00	6,43	7,91	4,39	4,11	8,74	8,18	6,40	6,58	7,07	6,62	5,84	8,25	5,66	7,68	7,63
FeO																		
MgO	1,31	2,19	1,98	2,84	3,26	2,27	1,26	3,88	5,39	2,51	2,72	3,37	2,91	2,46	4,45	2,31	3,98	4,15
CaO	3,37	4,61	4,41	5,59	6,69	4,34	5,03	6,95	8,02	5,36	5,49	6,00	6,13	4,96	6,93	5,78	6,47	7,30
Na2O	4,76	4,76	4,69	4,62	4,60	14,36	14,39	0,96	3,30	4,59	4,73	4,49	4,48	4,23	3,65	4,12	3,75	4,35
K2O	3,20	2,92	3,09	2,75	3,08	2,93	2,49	1,87	1,92	2,77	2,87	2,23	1,89	2,96	2,26	3,12	2,47	1,67
TiO2	0,61	0,92	0,89	1,22	1,28	0,63	0,81	1,69	0,96	1,22	1,29	1,26	1,03	1,03	1,23	0,91	1,14	1,27
MnO	0,06	0,07	0,07	0,08	0,11	0,04	0,08	0,11	0,13	0,08	0,08	0,09	0,09	0,08	0,11	0,09	0,10	0,10
P2O5	0,27	0,39	0,38	0,53	0,67	0,10	0,30	0,64	0,35	0,59	0,59	0,51	0,43	0,56	0,37	0,33	0,32	0,41
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Analyses chimiques des éléments traces des laves (en ppm)

N° éch.	SAR-07-03	SAR-07-05	SAR-07-06	BAR-08-01	BAR-08-03	BAR-08-06	BAR-08-07	BAR-08-09	BAR-08-10	BAR-08-11	BAR-08-12	BAR-08-13	BAR-08-14	BAR-08-15	PIG-08-09	COTA-06-05	OCO-06B-06	COL-08-01
Type	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave	lave
lab. d'analyses	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1	2
Na2O+K2O	7,96	7,68	7,78	7,37	7,68	17,29	16,88	2,83	5,22	7,37	7,60	6,72	6,37	7,20	5,91	7,24	6,22	6,01
FeOtot																		
H2O-				0,36	0,65	0,15	0,62	0,27	0,51	0,28	0,22	0,55	0,28	0,31	0,21			0,08
As	- - -	- - -	- - -	1,719	- - -	- - -	2,808	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	2,683	- - -	- - -	- - -
Ba	1096,00	1239,00	1238,00	1110	1258	1142	845,5	860,1	854,7	1245	1173	1191	994,5	1698	653,5	814,00	745,00	808,1
Be	- - -	- - -	- - -	1,627	1,743	1,723	1,777	1,387	1,069	1,795	1,808	1,698	1,689	2,216	1,464	- - -	- - -	1,301
Bi	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -
Cd	- - -	- - -	- - -	0,197	0,203	0,156	0,211	0,21	0,255	0,244	0,26	0,21	0,197	0,305	0,195	- - -	- - -	0,181
Ce	70,00	80,00	88,00	90,78	108,6	98,36	96,61	80,68	59,79	102,5	101,6	103,5	91,45	121,7	63,39	99,00	68,00	71,66
Cl	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -
Co	8,00	15,00	13,00	16,05	18,47	19,07	13,71	22,91	26,45	15,11	16,1	19,54	17,3	13,91	22,32	14,00	25,00	22,78
Cr	12,00	24,00	24,00	42,89	- - -	46,39	10,29	52,7	90,15	27,28	32,72	50,34	- - -	35,13	72,76	18,00	97,00	44,16
Cs	- - -	- - -	- - -	0,984	1,67	1,076	2,122	- - -	0,532	0,612	0,62	0,487	0,892	0,904	1,586	- - -	- - -	0,373
Cu	32,00	57,00	61,00	52,74	50,96	44,16	36,28	62,16	88,26	34,72	57,48	65,01	66,09	53,52	68,63	44,00	77,00	53,48
Dy	- - -	- - -	- - -	2,571	3,927	3,257	4,2	3,381	3,603	2,651	2,717	3,291	3,484	2,926	3,184	- - -	- - -	2,943
Er	- - -	- - -	- - -	1,016	1,809	1,543	2,111	1,331	1,863	1,042	1,042	1,377	1,644	1,227	1,48	- - -	- - -	1,317
Eu	- - -	- - -	- - -	1,704	2,075	1,664	1,661	2,089	1,524	1,791	1,846	1,975	1,781	1,843	1,369	- - -	- - -	1,697
Ga	21,00	22,00	22,00	23,54	24,42	23,3	22,76	24,2	21,34	24,02	24,23	23,85	24,16	25,21	20,96	21,00	21,00	24,51
Gd	- - -	- - -	- - -	4,448	5,686	4,697	5,391	5,472	4,508	4,71	4,851	5,358	4,962	5,001	4,484	- - -	- - -	4,477
Ge	- - -	- - -	- - -	1,171	1,263	1,308	1,296	1,085	1,312	1,058	1,106	1,196	1,173	1,216	1,231	- - -	- - -	1,123
Hf	5,30	5,70	5,80	4,947	6,512	5,232	6,683	4,769	4,024	5,852	5,835	5,351	4,898	7,156	5,024	6,40	5,80	4,064
Ho	- - -	- - -	- - -	0,399	0,676	0,564	0,767	0,534	0,674	0,408	0,423	0,533	0,612	0,469	0,557	- - -	- - -	0,503
La	34,00	42,00	40,00	43,52	53,59	49,93	47,62	37,1	31,27	49,27	47,74	51,11	44,89	61,24	28,78	51,00	33,00	32,97
Lu	- - -	- - -	- - -	0,123	0,238	0,221	0,316	0,158	0,285	0,124	0,121	0,167	0,231	0,156	0,197	- - -	- - -	0,172
Mo	0,90	0,90	0,80	1,541	1,083	1,153	2,445	0,89	0,963	1,204	1,406	0,488	0,554	1,557	1,706	1,20	1,20	0,973
Nb	9,40	8,40	8,80	8,061	13,01	10,01	13,16	7,176	5,609	9,698	9,553	9,319	9,342	12,47	6,878	14,40	8,60	5,147
Nd	33,00	38,00	41,00	40,92	46,9	40,92	40,88	44,76	30,61	44,19	45,01	46,84	41,44	48,59	30,07	44,00	33,00	35,34
Ni	9,00	17,00	16,00	28,26	10,2	28,53	15,03	38,32	44,3	20,63	23,34	29,23	15,4	20,78	44,62	17,00	98,00	30,94
Pb	15,00	14,00	11,00	11,5393	17,1147	12,3631	16,8247	8,4822	7,832	11,1907	11,56	14,9896	13,1313	14,4914	9,6314	15,00	11,00	8,2391
Pr	- - -	- - -	- - -	10,67	12,51	11,11	11,17	10,92	7,755	11,87	11,77	12,26	10,87	13,43	7,689	- - -	- - -	8,79
Rb	81,00	66,00	71,00	55,12	67,45	93,43	137,7	28,34	34,23	56,99	53,63	53,77	85,67	90,49	67,07	141,00	74,00	38,18
S	49,00	32,00	25,00	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	64,00	147,00	- - -
Sb	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	0,219	- - -	- - -	- - -
Sc	7,00	10,00	9,00	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	- - -	13,00	18,00	- - -
Sm	5,40	6,70	7,10	6,803	7,837	6,643	7,165	8,088	5,726	7,183	7,284	7,826	7,073	7,689	5,984	7,80	6,90	6,313
Sn	- - -	- - -	- - -	1,873	1,945	1,962	2,281	1,852	1,579	1,757	2,154	2,111	1,849	2,25	1,991	- - -	- - -	2,139
Sr	669,00	843,00	815,00	905,1	965,3	929,5	757,4	990,8	713,7	922,5	938,8	956,1	1074	944,4	569,1	733,00	628,00	1037
Ta	- - -	- - -	- - -	0,526	0,805	0,811	1,202	0,465	0,381	0,588	0,566	0,537	0,731	0,776	0,493	- - -	- - -	0,325
Tb	- - -	- - -	- - -	0,544	0,743	0,625	0,76	0,699	0,638	0,561	0,585	0,67	0,658	0,61	0,605	- - -	- - -	0,569
Th	4,40	3,60	3,80	4,198	5,343	9,153	19,27	1,947	2,952	4,478	3,668	3,758	8,6	6,541	6,057	22,50	7,30	3,696
Tm	- - -	- - -	- - -	0,133	0,251	0,221	0,312	0,175	0,272	0,134	0,133	0,182	0,227	0,162	0,203	- - -	- - -	0,18
U	1,10	1,00	1,00	0,917	1,033	2,103	4,742	0,445	0,711	0,846	0,741	0,687	1,934	1,185	1,363	5,40	1,70	0,811
V	72,00	114,00	111,00	129,8	177,7	145,5	95,4	179,8	186,1	125,3	131,5	154,9	137,8	115,9	171,4	123,00	187,00	186,3
W	- - -	- - -	- - -	0,325	0,377	0,59	1,49	- - -	0,319	0,321	0,318	- - -	0,44	0,401	0,39	- - -	- - -	- - -
Y	10,50	12,60	12,50	11,53	19,34	16,63	22,18	15,55	19,6	11,57	11,92	15,46	17,81	13,5	16,53	24,20	20,00	14,19
Yb	1,50	0,80	1,40	0,836	1,587	1,46	2,042	1,063	1,83	0,849	0,852	1,133	1,527	1,057	1,324	1,30	1,20	1,172
Zn	77,00	96,00	89,00	110,6	122,2	98,97	87,93	140,5	102,3	114,8	119,6	133,2	106,9	125,4	96,81	76,00	94,00	105,6
Zr	222,00	236,00	234,00	201,2	284,7	210,2	258,2	183,8	155,8	246,7	245	227,6	203,7	310	204	266,00	229,00	156,2

ANNEXE E

TABLEAU DES RESULTATS DES ANALYSES ASM

Résultats des mesures de propriétés magnétiques par spécimen pour l'étude ASM.

Les numéros de sites sont indiqués dans les cases grisées, et les identifiants de spécimens sont notés par des lettres, suivi de chiffres dans le cas où les carottes sont débitées en plusieurs spécimens.
Km/10-6 : susceptibilité globale en 10-6 SI.
K1 : Kmax ; K2 : Kint ; K3 : Kmin.
K1D : direction d'azimuth de Kmax ; K1I : inclinaison de Kmax.
K2D : direction d'azimuth de Kint ; K2I : inclinaison de Kint.
K3D : direction d'azimuth de Kmin ; K3I : inclinaison de Kmin.

Site	3	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	A	50150	1,0059	0,9981	0,9960	75	41	274	47	173	9
2	B	45720	1,0040	0,9983	0,9976	80	19	182	31	323	53
3	D1	45770	1,0113	0,9948	0,9939	102	66	280	24	10	1
4	D2	52230	1,0128	0,9941	0,9932	96	66	250	22	344	10
5	E1	47170	1,0110	0,9953	0,9937	81	59	310	21	212	21
6	E2	50250	1,0128	0,9943	0,9930	84	62	266	28	175	1
7	F	51860	1,0117	0,9949	0,9934	79	64	328	10	234	24
8	G	46010	1,0108	0,9955	0,9936	59	62	150	0	240	28
9	H	50000	1,0123	0,9948	0,9929	80	67	318	13	224	19
Site	11	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	A	23910	1,0117	1,0039	0,9844	49	20	315	13	194	66
2	B	22930	1,0086	1,0070	0,9844	340	23	71	1	162	67
3	C1	23600	1,0108	1,0041	0,9852	10	16	279	2	182	74
4	C2	19040	1,0141	1,0017	0,9842	358	10	265	14	122	73
5	D2	22580	1,0121	1,0066	0,9813	54	5	323	7	177	82
6	E	23700	1,0176	1,0001	0,9823	6	21	97	2	192	69
7	F	23960	1,0138	1,0048	0,9814	163	50	284	24	29	30
8	G	25420	1,0167	1,0020	0,9812	198	8	288	6	57	80
Site	14	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	A1	54280	1,0198	1,0041	0,9761	130	18	224	10	342	69
2	B1	49890	1,0166	1,0074	0,9760	106	0	196	15	15	75
3	B2	54180	1,0187	1,0079	0,9734	113	5	204	15	5	74
4	C1	51950	1,0123	1,0085	0,9792	82	5	174	22	341	67
5	C2	57850	1,0136	1,0091	0,9774	131	11	224	14	4	72
6	D1	54810	1,0218	1,0029	0,9753	151	14	243	8	2	73
7	D2	55740	1,0157	1,0077	0,9767	137	13	229	7	346	75
8	E1	51520	1,0147	1,0095	0,9758	86	1	176	16	353	74
9	E2	51370	1,0168	1,0070	0,9762	87	7	180	19	338	70
10	F1	47800	1,0209	1,0094	0,9697	156	17	64	6	317	72
11	F2	49510	1,0217	1,0049	0,9734	138	26	230	5	330	63

Site	16	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	A1	71340	1,0249	1,0049	0,9702	319	5	228	8	82	80
2	A2	62470	1,0177	1,0050	0,9773	213	12	303	1	36	78
3	B1	67210	1,0235	1,0053	0,9712	9	6	279	1	183	84
4	B2	62450	1,0272	1,0018	0,9710	162	6	253	7	34	81
5	C1	64270	1,0236	1,0023	0,9741	201	6	110	3	351	83
6	C2	66930	1,0176	1,0077	0,9747	19	2	288	7	121	83
7	D1	69380	1,0126	1,0103	0,9772	295	24	26	2	121	66
8	D2	68100	1,0185	1,0061	0,9754	340	18	246	14	121	67
9	E1	68630	1,0255	0,9999	0,9746	146	6	238	19	38	70
10	F1	61530	1,0113	1,0020	0,9867	339	30	79	17	195	55
11	E2	67620	1,0262	1,0046	0,9691	154	7	247	22	48	67
12	F2	61810	1,0218	1,0011	0,9771	271	13	179	11	51	73
Site	20	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	A2	42480	1,0205	1,0048	0,9747	292	9	24	10	159	76
2	B1	46940	1,0183	1,0106	0,9711	281	14	190	5	79	75
3	B2	46850	1,0223	1,0097	0,9680	337	6	245	10	98	78
4	D1	45570	1,0160	1,0097	0,9743	255	9	346	3	96	81
5	C	45190	1,0192	1,0069	0,9739	300	7	30	2	134	82
6	D2	41080	1,0146	1,0106	0,9749	125	3	215	2	335	87
7	E	59840	1,0182	1,0088	0,9730	309	4	218	6	72	83
8	F	45680	1,0189	1,0087	0,9724	314	4	44	3	167	85
9	A1	43250	1,0202	1,0079	0,9718	293	7	25	16	181	72
Site	25	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	A	45370	1,0210	1,0077	0,9713	310	22	218	4	118	68
2	B	39960	1,0193	1,0121	0,9686	324	24	59	13	175	62
3	C	46290	1,0228	1,0153	0,9619	232	11	324	13	102	73
4	E	109200	1,0287	1,0061	0,9652	32	7	300	12	152	76
5	F	100900	1,0222	1,0096	0,9682	46	7	138	9	278	78
6	D	104400	1,0262	1,0080	0,9657	64	17	325	26	184	58
Site	30	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	A	121400	1,0149	1,0087	0,9764	223	15	323	34	113	52
2	C1	135000	1,0222	1,0151	0,9627	24	37	121	9	222	52
3	C2	178300	1,0360	1,0122	0,9518	109	4	15	43	204	47
4	D	134200	1,0171	1,0101	0,9729	342	29	87	25	211	50
5	E	176900	1,0175	1,0114	0,9711	80	29	344	11	234	59
6	F	146200	1,0251	1,0130	0,9619	70	34	334	9	232	54
7	B	149500	1,0174	1,0101	0,9724	1	20	97	17	225	63

Site	31	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	A1	23600	1,0099	1,0008	0,9893	64	55	313	15	214	32
2	A2	20060	1,0067	1,0030	0,9903	80	44	314	32	203	30
3	B	20830	1,0090	1,0055	0,9855	41	49	136	4	230	41
4	C1	20710	1,0117	1,0039	0,9844	90	25	319	55	192	23
5	C2	17440	1,0101	1,0049	0,9850	76	48	307	30	200	26
6	D1	21360	1,0091	1,0020	0,9889	21	12	115	16	257	70
7	D2	21010	1,0050	1,0032	0,9918	139	37	35	18	284	48
8	E1	25350	1,0062	0,9991	0,9947	111	42	313	46	211	11
9	E2	25410	1,0077	0,0032	0,9891	22	55	128	11	226	33
10	F1	25420	1,0079	0,0024	0,9898	54	44	318	6	222	46
11	F2	27540	1,0130	0,0020	0,9850	116	17	356	59	214	26
Site	35	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	A2	15500	1,0032	1,0010	0,9958	10	13	101	5	249	85
2	A1	16120	1,0027	1,0013	0,9959	338	6	247	12	95	76
3	B1	18520	1,0032	0,9999	0,9970	24	11	291	17	145	70
4	B2	16810	1,0018	1,0006	0,9976	54	12	151	27	302	60
5	C1	20060	1,0045	1,0008	0,9947	137	1	47	7	235	83
6	C2	16290	1,0044	1,0025	0,9931	300	16	31	4	135	73
7	D1	16730	1,0045	1,0023	0,9932	32	17	295	21	158	62
8	D2	16230	1,0053	1,0017	0,9930	53	9	320	19	166	69
9	E	17530	1,0055	1,0028	0,9918	322	4	232	2	115	85
10	F1	16260	1,0049	1,0025	0,9926	326	5	236	2	126	84
11	F2	16210	1,0044	1,0014	0,9941	325	2	55	14	225	76

Site	36	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	B	118900	1,0253	1,0063	0,9684	142	17	48	15	279	67
2	A	110500	1,0218	1,0063	0,9718	337	2	69	43	244	47
3	C	129000	1,0209	1,0045	0,9746	71	40	175	16	281	46
4	D1	112400	1,0226	1,0076	0,9698	128	31	28	15	275	55
5	D2	107400	1,0207	1,0029	0,9763	129	21	33	13	273	65
6	E	108000	1,0151	1,0070	0,9779	330	10	71	48	231	41
7	F	127400	1,0279	1,0141	0,9580	142	7	48	30	245	59
Site	39	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	A	66370	1,0073	1,0031	0,9896	30	11	298	12	162	74
2	B	61780	1,0067	1,0023	0,9910	39	11	306	15	165	71
3	C	57180	1,0081	1,0024	0,9895	19	20	286	6	179	69
4	D	57540	1,0072	1,0024	0,9904	31	25	288	26	159	53
5	E1	65470	1,0062	1,0015	0,9923	24	14	291	12	160	71
6	E2	70650	1,0057	1,0018	0,9925	10	18	278	8	166	70
7	F	61970	1,0059	1,0028	0,9913	42	7	309	26	146	62

Site	42	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	B	49240	1,0120	1,0021	0,9859	358	9	267	7	138	79
2	C	42020	1,0099	0,9966	0,9935	47	20	306	27	169	55
3	E	42370	1,0102	1,0007	0,9891	47	12	138	5	249	77
4	F	42320	1,0099	1,0037	0,9864	268	5	0	24	168	65
Site	48	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	A1	97700	1,0082	1,0069	0,9849	102	2	192	5	355	84
2	A2	121000	1,0105	1,0070	0,9825	254	1	163	10	349	80
3	B	110100	1,0080	1,0065	0,9855	233	2	323	2	97	88
4	D	138200	1,0108	1,0085	0,9808	4	2	274	4	114	85
5	E1	128900	1,0133	1,0051	0,9816	215	3	125	3	344	86
6	E2	136500	1,0092	1,0084	0,9824	235	6	144	9	359	79
7	F1	139000	1,0121	1,0058	0,9822	232	4	141	8	350	81
8	F2	127900	1,0114	1,0080	0,9806	214	8	124	1	25	82
9	C	131200	1,0115	1,0058	0,9827	246	5	336	1	80	85
Site	59	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	A	118900	1,0254	0,9984	0,9762	294	12	29	23	178	64
2	B1	126000	1,0102	1,0079	0,9818	313	41	58	16	164	45
3	C	121700	1,0202	1,0098	0,9700	320	21	62	28	199	53
4	D2	126300	1,0218	1,0070	0,9712	121	0	31	30	211	60
5	E1	126800	1,0230	1,0031	0,9739	248	12	154	22	5	65
6	F	126100	1,0195	1,0065	0,9740	356	30	264	3	169	60
7	B	117700	1,0192	1,0095	0,9713	343	35	76	5	173	55
8	D1	133400	1,0221	1,0075	0,9704	319	8	56	42	220	46
9	E2	129800	1,0229	1,0005	0,9767	295	1	26	36	204	54

Site	61	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	A	93620	1,0149	1,0103	0,9748	333	0	63	8	241	82
2	B	83780	1,0161	1,0150	0,9689	159	0	69	4	255	86
3	C	88450	1,0188	1,0116	0,9696	185	1	95	9	280	81
4	D1	92020	1,0175	1,0129	0,9697	143	0	53	20	233	70
5	D2	92030	1,0168	1,0099	0,9733	11	10	102	9	233	77
6	E1	85240	1,0157	1,0073	0,9770	354	7	85	9	225	78
7	E2	74900	1,0140	1,0097	0,9763	337	7	68	8	208	80
8	F1	90480	1,0156	1,0141	0,9703	12	6	282	3	165	83
9	F2	91730	1,0193	1,0112	0,9696	1	7	270	7	134	80

Site	63	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	E	117700	1,0187	1,0124	0,9690	32	18	299	7	188	71
2	A	65890	1,0376	1,0202	0,9422	132	4	42	5	260	83
3	C	59310	1,0391	1,0173	0,9436	308	4	39	20	208	70
4	D	174300	1,0271	1,0202	0,9527	133	7	41	12	253	75
5	F	146700	1,0248	1,0174	0,9578	322	6	54	16	212	72
6	B	55240	1,0333	1,0240	0,9427	142	2	52	3	265	86
Site	65	Km/10-6	K1	K2	K3	K1D	K1I	K2D	K2I	K3D	K3I
1	A	64920	1,0437	0,9966	0,9597	94	43	251	45	353	11
2	B	76320	1,0326	0,9967	0,9707	61	58	184	19	283	25
3	C	62280	1,0159	0,9934	0,9907	95	50	358	6	262	40
4	D	86950	1,0426	0,9965	0,9608	89	72	251	17	342	5
5	E	52950	1,0365	1,0028	0,9607	62	45	227	44	325	7
6	F	58410	1,0282	1,0045	0,9673	88	58	236	28	333	14
7	G	66340	1,0277	0,9952	0,9771	62	71	251	19	160	3