



HAL
open science

Corrélations des ignimbrites néogènes du sud du Pérou - Apports des propriétés physiques et magnétiques à la compréhension des processus de mise en place et de soudure.

Perrine Paquereau-Lebti

► **To cite this version:**

Perrine Paquereau-Lebti. Corrélations des ignimbrites néogènes du sud du Pérou - Apports des propriétés physiques et magnétiques à la compréhension des processus de mise en place et de soudure.. Géologie appliquée. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2006. Français. NNT: . tel-00155672

HAL Id: tel-00155672

<https://theses.hal.science/tel-00155672>

Submitted on 19 Jun 2007

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 : D.U. 1689

UNIVERSITE BLAISE PASCAL – CLERMONT-FERRAND II
(U.F.R. de Recherche Scientifique et Technique)

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES

THESE

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE
Spécialité : Volcanologie

Par

PAQUEREAU-LEBTI Perrine

Diplômée d'études approfondies

**Corrélations des ignimbrites néogènes du sud du Pérou - Apports
des propriétés physiques et magnétiques à la compréhension des
processus de mise en place et de soudure.**

Soutenue publiquement le 9 Novembre 2006, devant la commission d'examen.

Timothy DRUITT	Professeur, LMV, Clermont-Ferrand	Président
Anita GRUNDER	Professeur, OSU, Corvallis, USA	Rapporteur
Hervé MARTIN	Professeur, LMV, Clermont-Ferrand	Examineur
Pierrick ROPERCH	Chercheur, IRD, Université de Rennes 1	Invité
Claus SIEBE GRABACH	Professeur, UNAM, Mexico, Mexique	Rapporteur
Jean-Claude THOURET	Professeur, LMV, Clermont-Ferrand	Directeur de thèse
Gerhard WÖRNER	Professeur, Georg-August Universität, Göttingen, Allemagne	Invité

Remerciements

Un grand merci à tous ceux, qui par leur soutien ont permis à ce travail d'aboutir. Je remercie tout particulièrement les membres du jury d'avoir accepté d'évaluer mon travail.

Merci Jean-Claude pour tes conseils, tes encouragements et ta patience, tout au long de ces quatre années de thèse.

Les missions de terrain au Pérou ainsi qu'une partie du travail de laboratoire au Chili (paléomagnétisme) et au Canada (Vancouver) ont été financées par l'IRD et l'AFFDU que je remercie. Toute ma gratitude va aux représentations chiliennes et péruviennes de l'IRD pour leur soutien logistique sur le terrain et pour leur accueil chaleureux lors de mes deux missions. "Muchas gracias" à Orlando, Walter, Edu, Katherine, Tina, "y todos los estudiantes" de l'IGP Arequipa. Gracias a mi "familia" Arequipeña, es decir Anita, Anita jr., Javier y François.

Je remercie Michel Fornari pour son apprentissage de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et pour la mise à disposition de son laboratoire à l'université de Nice – Antipolis.

Pierrick, tes conseils et critiques lors de nos conversations téléphoniques m'ont permis d'avancer dans la compréhension de la "magie" du paléomagnétisme.

Je remercie Kelly Russell pour m'avoir accueillie au sein de son laboratoire de mesure des propriétés physiques des roches à l'University of British Columbia de Vancouver au Canada, ainsi que Danielle Giordano pour m'avoir guidée pendant mon séjour au sein de ce laboratoire.

Les données de géochimie ont été obtenues à l'université de Göttingen en Allemagne, dont je remercie tous les chercheurs, techniciens et ingénieurs et plus particulièrement A. Kronx pour son aide au maniement de la microsonde, Mirian Mamani et Gerhard Worner pour leur précieuse aide au moment du "dépouillage" des données et pour ces discussions et comparaisons de nos résultats.

Ces quatre années de thèse ont été menées au sein du laboratoire magmas et Volcans dont de je tiens à remercier tous les occupants et avant tout les ingénieurs, techniciens, et secrétaires pour leur gentillesse, leur patience et leur bonne humeur tout au long de ces quatre années de sollicitation.

Toutes mes pensées vont à mes collègues thésards, ex-thésards, DEA et affiliés, sans qui le rituel de la galette des rois quotidienne du mois de janvier n'aurait pas eu la même saveur!! Merci pour ces quelques années de bonne humeur et convivialité passées en votre compagnie.

Je salue tout particulièrement mes collègues de bureau : Mémé, Mumu et Carolina.

Un grand merci à mes parents et ma famille pour avoir cru si fort en moi et m'avoir soutenu tout au long de ces (très) longues études....

Et pour en finir avec le meilleur, "shoukran" à mes deux hommes pour m'avoir supportée, moi et mes états d'âme, durant cette longue dernière année de labeur, et surtout à toi R'Bibi pour m'avoir aidée à garder le cap dans les moments de doute.

Résumé

Nos corrélations permettent d'identifier quatre ignimbrites dans la région d'Arequipa, L'IRC (13.35 Ma), l'ILJ (4.83 Ma), l'IAA (1.77 Ma), et les TY (1.03-1.84 Ma).

Les différentes compositions géochimiques et isotopiques sont expliquées par la différenciation des magmas dans deux "domaines crustaux", et par un taux de contamination crustale croissant entre le Pliocène et le Pléistocène.

L'étude des variations des propriétés physiques, met en évidence une évolution et un degré de soudure variables selon les ignimbrites. La faible définition de l'orientation de l'ASM dans l'ILJ, pourrait refléter un transport sous la forme d'un écoulement turbulent, d'une coulée de cendres et ponces diluée. La bonne définition de l'orientation de l'ASM dans l'IAA, serait la conséquence d'un transport de coulées granulaires denses. Les directions d'écoulement, et la variation latérale de la taille des fragments lithiques de l'IAA, indiquent une source enterrée sous le complexe volcanique du Chachani.

Mots Clés : ignimbrite, Pérou, stratigraphie, géochimie, propriétés physiques, paléomagnétisme, anisotropie de susceptibilité magnétique, transport, soudure.

Abstract

Correlations of Neogene ignimbrites in southern Peru – Contribution of physical and magnetic properties to the understanding of emplacement and welding processes.

Correlations indicate that four ignimbrites were emplaced between middle Miocene and early Pleistocene in the Arequipa area: the RCI, 13.35 Ma old; the LJI, 4.83 Ma old; the AAI, 1.77 Ma old; and the YT (1.03-1.84 Ma).

Geochemical and isotopic compositions displayed by the ignimbrites, can be explained by increasing magma differentiation and contamination, in two different "crustal domains".

The LJI, whose T_e ranged from 650 to 680°C, displays the highest welding degree as shown by physical properties. The AAI high induration is the consequence of cementation by secondary vapor phase crystallisation.

The low degree of anisotropy and large dispersion of AMS directions in the LJI, may reflect turbulent transport of low concentration granular flows. In contrast, the AAI records a well-defined and oriented magnetic fabric, which can be the consequence of dense pyroclastic flows. Flow directions and isopleths map, of the AAI, point to a source now buried under the Chachani volcanic complex.

Abstract

Correlations of Neogene ignimbrites in southern Peru – Contribution of physical and magnetic properties to the understanding of emplacement and welding processes.

Correlations indicate that the four ignimbrites were emplaced between middle Miocene and early Pleistocene in the Arequipa area, in southern Peru (central volcanic zone of the Andes). The RCI, 13.35 Ma old, is stratigraphically equivalent to the Huaylillas Formation ignimbrites of southern Peru and northern Chile. The LJI, 4.83 Ma old, belongs to the lower Sencca volcanism. The AAI, 1.77 Ma old, represents the ignimbrites of the upper Sencca volcanism, which forms the basement of Pleistocene and Holocene volcanoes. Finally, the YT (1.03-1.84 Ma) are stratigraphically equivalent to tuffs and tephras of the Capillune Formation on the Peruvian Altiplano.

The different geochemical and isotopic compositions ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, Sm/Yb, etc.) displayed by ignimbrites in the Arequipa area and their regional equivalents, can be explained by magma differentiation and contamination in two different "crustal domains" of the central volcanic zone (i.e. variation in nature of the crust and depth of storage). More limited compositional variations for the Arequipa ignimbrites reflect an increasing crustal contamination from Pliocene to Pleistocene.

Vertical and lateral variations of physical properties (density, porosity, uniaxial compressive strength) along ignimbrite sections were used to gain insight to welding processes. The LJI, whose temperature upon emplacement ranged from 650 to 680°C, displays the highest welding degree of all ignimbrites. Despite a thickness of 80 m, the RCI is only slightly welded, because emplacement temperatures were lower than those of the LJI. Physical properties of the AAI were modified by secondary crystallization of vapor phases. Thus, they cannot be used to evaluate the degree of welding of this deposit, which was estimated by textural observations. The AAI did not suffer compaction. Its high induration is the consequence of cementation by secondary vapor phase crystallisation.

Magnetic minerals are dominated by titanomagnetite, which is less anisotropic than titanohematite. This partially explains the low anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the LJI and the AAI upper pink unit. In contrast, the high AMS of the AAI lower white unit reflects a higher proportion of titanohematite. The low degree of anisotropy and large dispersion of AMS directions in the LJI, which is a middle-aspect-ratio ignimbrite that overran the Arequipa Batholith barrier to the South of the Arequipa basin, may reflect turbulent transport of low concentration granular flows. Horizontal foliations are the consequence of compaction during welding of the deposit. In contrast, the AAI records a well-defined and oriented magnetic fabric influenced by paleotopography. This well-defined fabric can be interpreted as the consequence of high concentration granular mass flow transport dynamics of dense pyroclastic flows on the gentle slope of the Arequipa basin.

Flow directions, isopleths map, and lateral variations of emplacement temperatures, and initial thickness of the AAI, all point to a source located North of the Arequipa basin, now buried under the Nevado Chachani volcanic complex.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE.....	9
PARTIE 1. CADRE GEOLOGIQUE ET VOLCANOLOGIQUE DES IGNIMBRITES NEOGENES ET QUATERNAIRES DE LA REGION D'AREQUIPA	17
INTRODUCTION	19
CHAPITRE 1. CONTEXTE GEODYNAMIQUE	21
1. Coupe générale des Andes centrales	21
1.1. La zone d'avant arc	21
1.2. La cordillère occidentale et l'arc magmatique	21
1.3. La zone arrière-arc	21
1.3.1. L'Altiplano	21
1.3.2. La cordillère orientale	22
1.4. L'avant-pays	22
2. Géologie et tectonique régionale : le bassin d'Arequipa	23
2.1. Le bassin tectonique d'Arequipa : morphologie et origine	25
2.2. Le socle précambrien métamorphique	28
2.3. Les sédiments mésozoïques et tertiaires inférieurs	29
2.4. Le batholite d'Arequipa	29
2.5. Le Piémont Pacifique : la "Formation Moquegua"	30
CHAPITRE 2. VOLCANISME ANDIN DE LA ZONE VOLCANIQUE CENTRALE DES ANDES ET DU SUD DU PEROU	31
1. Le volcanisme andin	31
2. Le calendrier de l'activité magmatique dans la zone volcanique centrale	32

3. Le volcanisme cénozoïque au sud du Pérou	33
3.1. Le volcanisme ignimbrétique miocène	33
3.2. Le volcanisme ignimbrétique pliocène : le "volcanisme" Sencca	35
3.3. La formation Capillune	36
3.4. Le volcanisme du Groupe Barroso et les strato-volcans pléistocènes à actuels	38
3.5. Les strato-volcans de la région d'Arequipa	39
CONCLUSION	43
PARTIE 2. IDENTIFICATION DES IGNIMBRITES NEOGENES ET QUATERNAIRES DE LA REGION D'AREQUIPA	45
CHAPITRE 1. IDENTIFICATION DES IGNIMBRITES FONDEE SUR DES CRITERES GEOLOGIQUES ET PETROGRAPHIQUES	47
1. Introduction	47
2. Critères d'identification des ignimbrites	47
2.1. Distribution et <i>aspect ratio</i> (rapport de forme) des ignimbrites	47
2.2. Lithofaciès	48
2.3. Les différents composants	49
3. L'ignimbrite du Río Chili (IRC)	51
3.1. Répartition spatiale	51
3.2. Lithofaciès	52
3.3. Minéralogie	55
4. L'ignimbrite de La Joya (ILJ)	60
4.1. Répartition spatiale : rapport de forme moyen	60
4.2. Lithofaciès et minéralogie	62

4.3. Conclusion	67
5. L'ignimbrite de l'Aéroport d'Arequipa (IAA)	68
5.1. Répartition spatiale	68
5.2. Lithofaciès et minéralogie	69
5.2.1. L'unité blanche inférieure	70
5.2.2. L'unité rose supérieure	73
6. Les tufs de Yura (TY) et tephras de la Formation Capillune	75
5.1. Répartition spatiale	75
5.2. Lithofaciès et minéralogie	77
CHAPITRE 2. CARACTERISATION MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES IGNIMBRITES DE LA REGION D'AREQUIPA	81
1. Minéralogie des ignimbrites	81
1.1. Introduction	81
1.2. Les feldspaths	82
1.3. Les biotites	85
1.4. Les amphiboles	87
1.5. Les oxydes ferro-titanés	89
2. Géochimie des ignimbrites	91
2.1. Méthodes analytiques	91
2.1.1. Eléments majeurs sur roches totales : XRF	91
2.1.2. Eléments en trace sur roches totales : ICP - MS	92
2.1.3. Isotopes du Sr et du Nd : TIMS	92
2.2. Eléments majeurs et classification des ignimbrites d'Arequipa	93
2.3. Eléments trace	97
2.4. Isotopes	105

CONCLUSION	109
PARTIE 3. CORRELATIONS DES IGNIMBRITES NEOGENES ET QUATERNAIRES DE LA REGION D'AREQUIPA	113
CHAPITRE 1. METHODES DE CORRELATION ET DATATIONS DES IGNIMBRITES DE LA REGION D'AREQUIPA	115
1. Missions de terrain	115
2. Cartes géologiques	115
3. Datations	116
3.1. Echantillonnage et séparation minérale	116
3.2. Principes de la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	117
3.3. Procédures analytiques pour les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, par paliers de chauffage	119
3.4. Résultats	122
4. Corrélations pétrologiques et géochimiques	125
CHAPITRE 2. NEOGENE AND QUATERNARY IGNIMBRITES IN THE AREA OF AREQUIPA, SOUTHERN PERU : STRATIGRAPHICAL AND PETROLOGICAL CORRELATIONS	127
1. Introduction	127
2. Les ignimbrites néogènes et quaternaires de la région d'Arequipa, sud du Pérou : corrélations stratigraphiques et pétrologiques	128
PARTIE 4. APPORT DES PROPRIETES PHYSIQUES DES IGNIMBRITES A L'ETUDE DES CONDITIONS DE MISE EN PLACE ET DE SOUDURE	155
1.1. INTRODUCTION	157
CHAPITRE 1. PROPRIETES PHYSIQUES DES DEPÔTS	159
1. Densité	159

1.1. Mesure de la densité totale d'un échantillon de roche	157
1.2. Résultats : réalisation et description des profils de compaction	159
2. Porosité	165
2.1. Méthode de mesure : le pycnomètre à hélium	166
2.2. Résultats : description des profils verticaux de variation de la porosité	167
3. Essais de résistance à la compression uniaxiale	168
3.1. Méthode et protocole	168
3.2. Résultats	170
4. Co-variation des propriétés physiques	174
5. Profils de compaction : épaisseur des dépôts et températures de mise en place	178
5.1. Modèle numérique de compaction des dépôts de coulées de cendres et de ponces	178
5.2. Application du modèle numérique de compaction à l'étude des conditions de mise en place des ignimbrites	179
5.3. Histoire du refroidissement des ignimbrites de la région d'Arequipa	182
CHAPITRE 2. LA SOUDURE DANS LES IGNIMBRITES : MECANISME DE COMPACTION ET CLASSIFICATION DE L'INTENSITE DE LA SOUDURE	185
Introduction	185
1. Mécanisme de compaction et de soudure des ignimbrites	185
2. Classifications du degré de soudure des ignimbrites	188
3. Classification de la soudure des ignimbrites d'Arequipa	190
3.1. Ignimbrite du Río Chili : classes II à IV	191
3.2. Ignimbrite de La Joya : classes I à V	192
3.3. Ignimbrite de l'Aéroport d'Arequipa : classes I à III et cristallisation	193

de phases vapeur	
CONCLUSION	199
PARTIE 5. PROPRIETES MAGNETIQUES ET ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE : MINERALOGIES MAGNETIQUES, LOCALISATION DES SOURCES ET MISE EN PLACE DES IGNIMBRITES	201
CHAPITRE 1. METHODES : PALEOMAGNETISME ET ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE (ASM) DES IGNIMBRITES	203
1. L'aimantation des roches : l'aimantation rémanente naturelle	203
1.1. Définitions	203
1.2. Les différents types d'aimantation	203
1.3. Le champ géomagnétique (H)	204
1.4. L'acquisition d'une aimantation rémanente	205
1.4.1. Notion de domaines	205
1.4.2. L'anisotropie	206
1.4.3. Hystérésis	207
1.4.4. La relaxation magnétique	208
1.5. L'aimantation rémanente naturelle (ARN) des roches	209
1.5.1. L'aimantation thermorémanente (ATR)	210
1.5.2. L'aimantation rémanente chimique (ARC)	211
1.5.3. L'aimantation rémanente visqueuse (ARV)	211
1.5.4. L'aimantation rémanente isothermale (ARI)	211
1.6. Conclusion	211
2. L'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) des ignimbrites : principes et interprétation	212
2.1. Principe	212

2.2. L'ASM en volcanologie	213
2.3. Echantillonnage et préparation des échantillons	214
2.4. Mesure de l'ASM dans un champ faible	216
CHAPITRE 2. PROPRIETES MAGNETIQUES ET ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE DES IGNIMBRITES DE LA REGION D'AREQUIPA : MINERALOGIES MAGNETIQUES, LOCALISATION DES SOURCES ET MISE EN PLACE	219
1. Introduction	219
2. Paléomagnétisme, fabrique magnétique et datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, des ignimbrites néogènes de la région d'Arequipa, sud du Pérou	221
3. Résultats complémentaires	267
3.1. Directions d'ARN de l'ignimbrite du Río Chili, des tufs de Yura et autres	267
3.2. Localisation de la source présumée de l'IAA	269
CONCLUSION GENERALE.....	271
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	277
ANNEXES.....	293
Annexe 1. Tableau d'échantillonnage	295
Annexe 2. Compositions chimiques des phases minérales majeures	301
Annexe 3. Compositions chimiques et isotopiques sur roches totales	315
Annexe 4. Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	321
Annexe 5. Densités	329
Annexe 6. Porosités	333
Annexe 7. Stéréogrammes des fabriques magnétiques	337

INTRODUCTION GENERALE

Les Andes, qui s'étendent sur 9000 km, représentent une marge continentale active typique où se produit la subduction des plaques océaniques Cocos et Nazca sous le continent sud-américain. La Cordillère des Andes est subdivisée en trois zones, septentrionales ($>2^{\circ}$ S), centrales (2 à 33° S), et méridionales ($> 33^{\circ}$ S). Contrairement au Nord qui se seraient formées par collision et accréation de terrains d'origine océanique, les Andes centrales ne présentent pas de témoignages de phases de collision dans leur histoire et semblent largement liées à la subduction depuis le Jurassique inférieur jusqu'à nos jours (Mégard, 1987). La chronologie, l'origine de l'histoire du soulèvement des Andes centrales restent débattues aujourd'hui. Cette histoire leur confère leur morphologie caractéristique, à savoir un relief important (nombreux sommets >5000 m sur un plateau à 4000 m d'altitude environ), une croûte continentale épaisse (jusqu'à 70 km d'épaisseur). Cette morphologie semble liée à l'épaississement crustal qui résulte principalement du raccourcissement acquis au Cénozoïque. Le facteur le plus important contrôlant ce raccourcissement est l'accélération du chevauchement vers l'ouest de la plaque sud-américaine sur la plaque océanique Nazca (Sobolev et Babeyco, 2005). Les changements du taux de subduction semblent jouer un rôle moins important. La contribution du magmatisme à l'épaississement crustal (addition magmatique à la croûte continentale, volcanisme ignimbritique) a été minorée jusqu'à aujourd'hui et reste mal quantifiée (Gregory-Wodzicki, 2000).

Ce magmatisme est visible en surface par l'activité volcanique qui se concentre actuellement dans quatre zones (Figure 1) : la zone volcanique septentrionale (ZVN), la Zone volcanique centrale (ZVC), la zone volcanique méridionale (ZVS) et la zone volcanique australe (ZVA) (De Silva et Francis, 1991). Ces zones de volcanisme actif correspondent aux régions où le "slab" plonge avec un angle d'environ 30° sous le continent sud-américain (Gutscher, 2002) (Figure 1).

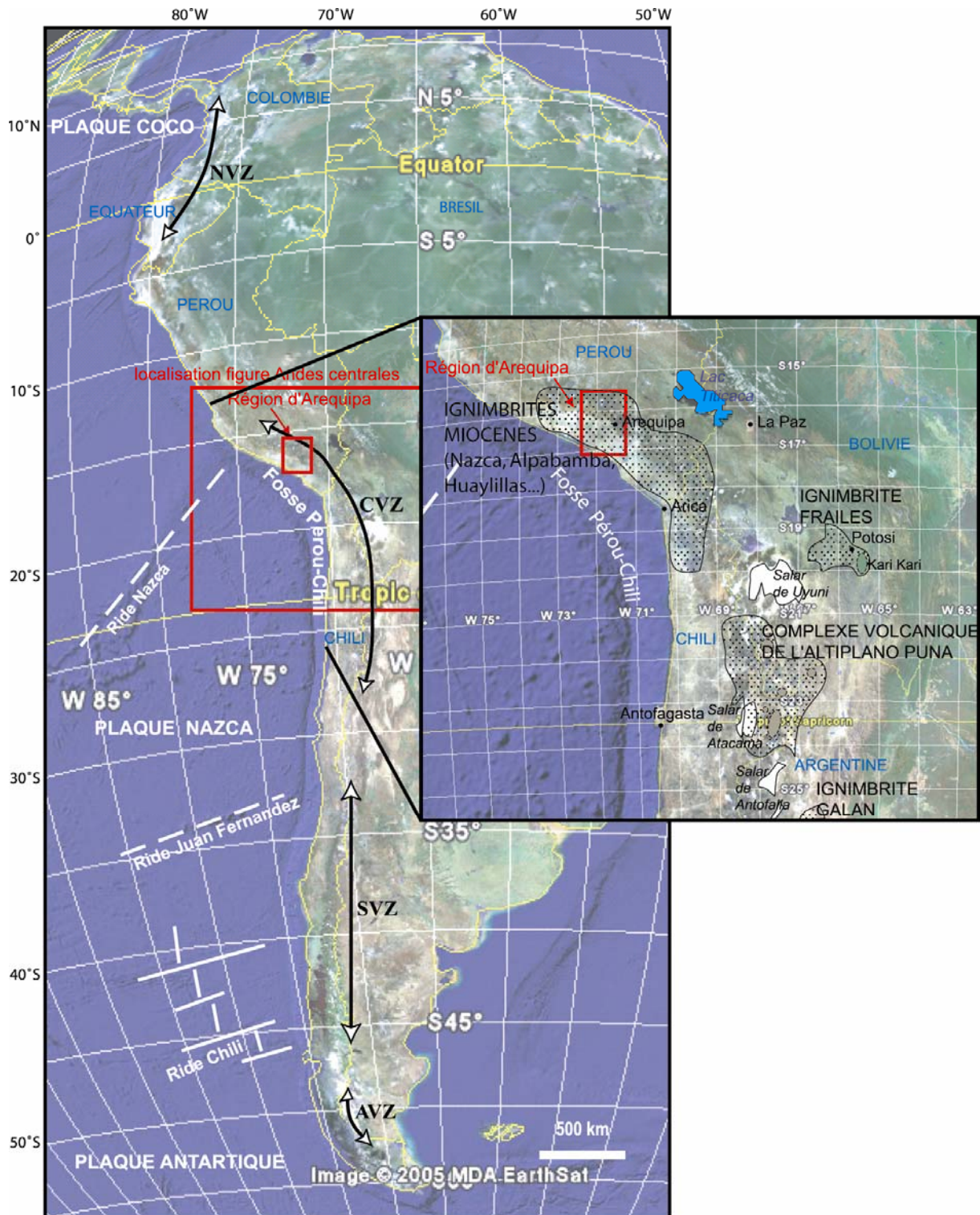


Figure 1 : Localisation des zones volcaniques actives depuis le Plio-Quaternaire ; ZVN : zone volcanique septentrionale ; ZVC : zone volcanique centrale ; ZVS : zone volcanique méridionale, et ZVA : zone volcanique australe. Agrandissement de la ZVC avec localisation des principales nappes ignimbritiques de la ZVC (d'après De Silva et Francis, 1991) et des ignimbrites miocènes du sud du Pérou et nord du Chili.

Notre étude est menée dans la ZVC, qui se caractérise par un volcanisme localisé dans la Cordillère occidentale, continu depuis 25 Ma environ, mais qui a été plus intense au Néogène. La quantité de produits volcaniques émis semble avoir diminué depuis le Pléistocène inférieur jusqu'à aujourd'hui. De grandes nappes ignimbritiques, rhyo-dacitiques, d'âge mio-pliocène et de plusieurs centaines de km³ couvrent plus de 200 000 km² dans la CVZ (Thorpe et al., 1982; De Silva et Francis, 1991; Figure 1). La plus importante province ignimbritique des Andes centrales est le complexe volcanique de l'Altiplano-Puna (~50 000 km²) localisé entre l'Atacama et l'Altiplano (De Silva, 1989). Ce grand plateau ignimbritique est la conséquence d'un intense volcanisme explosif qui a débuté au Miocène supérieur (~10,4 Ma) et il est associé à plusieurs structures caldériques (Figure 1). Le complexe de Los Frailes couvre une surface de 8500 km² dans la cordillère orientale de la Bolivie, et son histoire s'étend depuis 25 Ma jusqu'au Quaternaire avec la formation de plusieurs calderas dont la plus importante est celle de Kari Kari. Plus au sud, en Argentine, la caldera du Cerro Galan, très bien préservée, fait partie d'un complexe volcanique dont l'histoire a débuté il y a 15 Ma avec la mise en place de neuf ignimbrites majeures entre 7 et 4 Ma (De Silva et Francis, 1991). La caldera actuelle du Cerro Galan est la conséquence d'une éruption datant de 2.2 Ma qui a produit l'ignimbrite Galan de plus de 1000 km³ de volume (Francis et al., 1983). D'autres nappes ignimbritiques d'extension régionale ont été observées dans les Andes centrales, comme les ignimbrites Nazca, Alfabamba au sud du Pérou qui recouvrent chacune une surface > 1000 km² et représentent des volumes de plusieurs centaines de km³, et les ignimbrites Huaylillas et Oxaya au nord du Chili et sud du Pérou (14-25 Ma) (Figure 1). Comme elles s'étendent sur plus de 140 km dans la direction est-ouest depuis l'Altiplano jusqu'à la côte et sur 300 km dans la direction nord-sud, avec une épaisseur de 100 à 300 m, leur volume serait supérieur à 3000 km³ (Wörner et al., 2000; Thouret et al., 2004). Le volcanisme plus récent (quaternaire) est dominé par l'émission de laves plus basiques et par la formation des grands strato-volcans, dont certains sont encore actifs aujourd'hui, puis par un volume d'ignimbrites moindre (Thorpe, 1982).

Je m'intéresse dans ce manuscrit au volcanisme ignimbritique principalement mio-pliocène et secondairement quaternaire de la région d'Arequipa au sud du Pérou. Ces ignimbrites ont été choisies comme sujet d'étude car, malgré la variété de leurs faciès, leur volume et leur qualité d'affleurement, elles ont été très peu étudiées jusqu'à nos jours (Fenner, 1948 ; Jenks et Goldish, 1956). Cette étude s'inscrit dans un projet plus large concernant le calendrier du soulèvement de la cordillère occidentale et l'utilisation de ces ignimbrites comme chronomètre pour établir l'histoire du creusement des grands canyons qui recoupent l'altiplano

et la cordillère occidentale. Elle participe également à un projet plus large consacré à la compréhension de la genèse des magmas dacitiques et rhyolitiques, ainsi qu'à la connaissance du soubassement par des analyses isotopiques.

Notre étude poursuit deux objectifs principaux. Premièrement, l'établissement de la stratigraphie de ces ignimbrites, la description de leurs faciès ainsi que leur corrélations, tant d'un point de vue géologique que géochimique et enfin leur insertion dans l'histoire du volcanisme de la Cordillère occidentale. Deuxièmement, l'étude des dynamismes de transport des écoulements de cendres et de ponces, de la mise en place et de la soudure des dépôts ignimbritiques, à partir des propriétés magnétiques et physiques des ignimbrites, appuyées par des observations de terrain.

Le terme ignimbrite est utilisé ici pour décrire un mélange pyroclastique peu ou pas classé de ponces et de fragments lithiques supportés par une matrice composée d'échardes de verre et de fragments de cristaux (Branney et Kokelaar, 2002). Les ignimbrites étudiées se présentent sous la forme d'unités de refroidissement. Ce terme a été introduit en volcanologie par Smith (1960), pour décrire le dépôt formé par une ou plusieurs coulées cendreuses et ponceuses, appelées unités d'écoulement, qui se sont mises en place si rapidement qu'elles présentent un refroidissement continu ou presque. Cela signifie que le toit des unités d'écoulement inférieures était encore chaud lorsque les unités supérieures se sont mises en place au dessus (Cas et Wright, 1987).

Une ignimbrite qui consiste en une unité d'écoulement unique ou en une séquence de plusieurs écoulements, mis en place si rapidement qu'aucune interruption n'est visible dans l'histoire du refroidissement, est appelée unité de refroidissement simple (Cas et Wright, 1987 ; Sheridan et Wang, 2005). Au contraire, les ignimbrites comprenant une unité de refroidissement, mais montrant des irrégularités le long des profils de compaction (interruptions dans l'histoire du refroidissement), sont appelées unités de refroidissement composées.

Dans une première partie, j'exposerai le contexte géologique et volcanologique des ignimbrites néogènes du sud du Pérou. Dans un second temps je décrirai les ignimbrites étudiées et caractériserai leur pétrologie et géochimie. Dans la troisième partie, dont les résultats sont présentés sous la forme d'un article publié dans le *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, en 2006, nous nous intéresserons aux corrélations stratigraphiques et géochimiques des ignimbrites de la région d'Arequipa ainsi qu'à leur datation par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Nous montrerons, dans une quatrième partie, l'apport des propriétés physiques à l'étude de la mise en place et de la soudure des ignimbrites. La cinquième partie dont les

principaux résultats sont présentés sous la forme d'un article accepté au Bulletin of Volcanology, sera consacrée à l'étude des propriétés magnétiques (minéralogie magnétique) et de l'anisotropie de susceptibilité magnétique. Nous montrerons son utilité pour la recherche des sources des ignimbrites de la région d'Arequipa, ainsi que pour l'étude de leurs modes de transport. Enfin je résumerai les différents résultats dans une conclusion générale.

**PARTIE 1. CADRE GEOLOGIQUE ET
VOLCANOLOGIQUE DES IGNIMBRITES NEOGENES
ET QUATERNAIRES DE LA REGION D'AREQUIPA.**

INTRODUCTION

Cette première partie est consacrée à la présentation du cadre géologique, tectonique et volcanologique dans lequel se sont mises en place les ignimbrites néogènes et quaternaires du sud du Pérou. Dans un premier chapitre, nous décrirons les grands ensembles structuraux des Andes centrales ainsi que le cadre géologique régional et local dans lequel ont été déposées les ignimbrites étudiées. Dans un second chapitre, nous nous intéresserons au volcanisme post-oligocène de la ZVC dans lequel viennent s'inscrire les ignimbrites, objet de notre étude.

Chapitre 1. Contexte géodynamique

2. Coupe générale des Andes centrales

D'ouest en est, les Andes centrales présentent une zonation paléogéographique et structurale liée à une longue histoire complexe. Le long d'une coupe perpendiculaire, trois grands sous-domaines se dessinent (Gregory-Wodzicki, 2000 ; Mégard, 1987 ; Allmendinger et al., 1997 ; Lamb, 1997), qui démarquent une zone présentant une croûte très épaisse (> 70 km sous la Cordillère occidentale, Allmendinger et al., 1997) (Figure 2).

2.1. La zone d'avant-arc

Le substrat des régions côtières du Pérou est dominé par les granites de la Cordillère de la côte, qui s'injectent dans le socle précambrien (coupe de la Figure 2). Ces granites sont les restes d'un arc volcanique mésozoïque. De grands et profonds bassins marginaux en extension se sont formés dans cette zone d'avant-arc pendant le Mésozoïque (Piémont Pacifique). Les zones situées entre le batholite côtier et la Fosse Pérou-Chili sont caractérisées par des bassins recouvrant orientés ESE-WNW et remplis de sédiments éocènes à récents (coupe de la Figure 2).

2.2. La cordillère occidentale et l'arc magmatique

Elle est dominée par des roches volcaniques éocènes à récentes, principalement des coulées andésitiques et des ignimbrites rhyolitiques, liés à la déshydratation et à la fusion du coin de manteau métasomatisé situé au-dessus de la zone de plongement du slab. Les strato-volcans pléistocènes reposent sur un plateau à 4500 m environ.

On passe graduellement de la Cordillère occidentale à l'Altiplano. Au contraire le flanc ouest de cette Cordillère est beaucoup plus abrupt vers le Piémont côtier, ce qui lui vaut le nom de *Western Andean escarpment* (Wörner et al., 2002). Cet escarpement dont on observe un élément à l'ouest d'Arequipa (Figure 3) a une histoire structurale assez complexe, mais il semble néanmoins dominé par des failles normales à vergence ouest, qui ont permis le soulèvement en bloc de la Cordillère occidentale depuis le Miocène (Mering et al., 1996).

2.3. Zone arrière-arc

2.3.1. L'Altiplano

L'Altiplano s'étend sur 250 km de large avec une altitude moyenne de 4000 m à l'est de la Cordillère occidentale. L'Altiplano est un ensemble de bassins cénozoïques remplis de

sédiments sur des épaisseurs d'environ 10 km. Les intercalations volcaniques sont plus communes dans la partie ouest de l'Altiplano.

2.3.2. La cordillère orientale

La Cordillère orientale est principalement constituée de sédiments paléozoïques et précambriens ainsi que de roches métamorphiques dans les ceintures de chevauchement. Des boucliers ignimbrtiques avec des compositions peralumineuses affleurent de manière irrégulière le long de la bordure occidentale de la Cordillère orientale, datés de ~12 Ma à 4 Ma. Contrairement à l'arc principal, ces roches ne sont pas reliées directement à la zone de subduction et reflètent la fusion de matériel crustal (Carlier et al., 2005).

2.4. L'avant-pays

L'avant-pays consiste en une ceinture de chevauchements et de plis superficiels (zones sous-andines), et un bassin actif d'avant-pays (Baby et al., 1992 ; Christophoul et al., 2002).

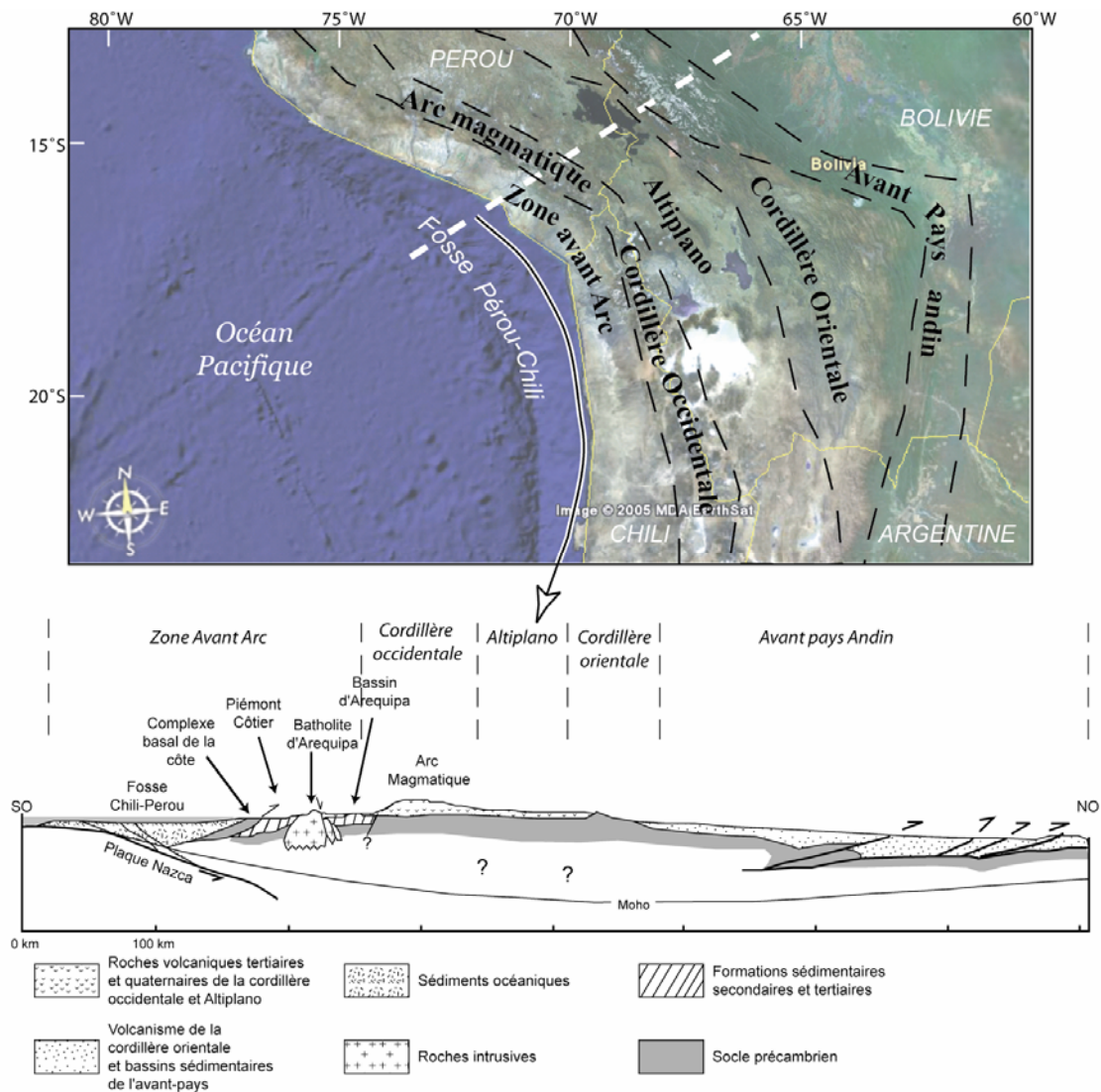


Figure 2 : sous-domaines morphostructuraux des Andes centrales, d'après Kennan, 2000, et coupe simplifiée des Andes centrales à la latitude 15°S environ au sud du Pérou.

3. Géologie et tectonique régionale : le bassin d'Arequipa

La région d'Arequipa se situe sur la bordure ouest de la Cordillère occidentale à des altitudes comprises entre 1500 m et 6000 m (Figure 3). Le substratum de la région d'Arequipa est constitué principalement de formations sédimentaires marines mésozoïques (Jurassique et Crétacé) de plus de 5000 m d'épaisseur déformées durant les phases tectoniques majeures de la fin du Crétacé et de l'Oligocène supérieur, de roches intrusives principalement finicrétacées et de séries volcaniques et volcano-sédimentaires continentales cénozoïques et quaternaires. Le tout repose en discordance sur un socle précambrien (appelé complexe basal de la côte : Vargas, 1970). Nous décrirons dans ce paragraphe les différents ensembles morphologiques et géologiques qui composent le cadre géologique de la région d'Arequipa, en commençant par le bassin d'Arequipa (Figure 3).

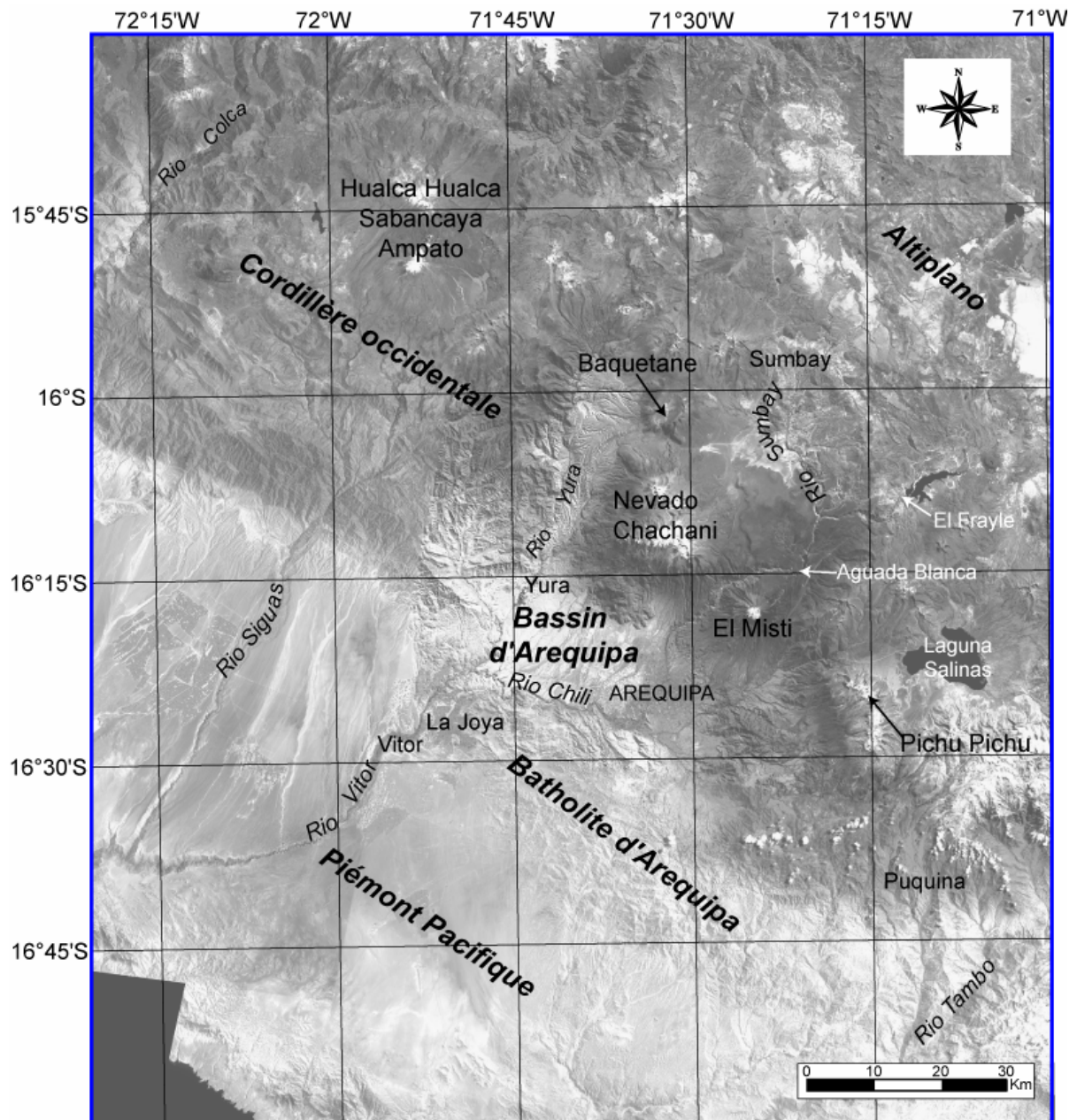


Figure 3 : mosaïque de deux scènes Landsat de la région d'Arequipa. Les noms des ensembles morphologiques et/ou géologiques décrits dans le texte apparaissent en grands caractères ; les autres termes cités dans le texte sont aussi localisés.

3.1. Le bassin tectonique d'Arequipa : morphologie et origine

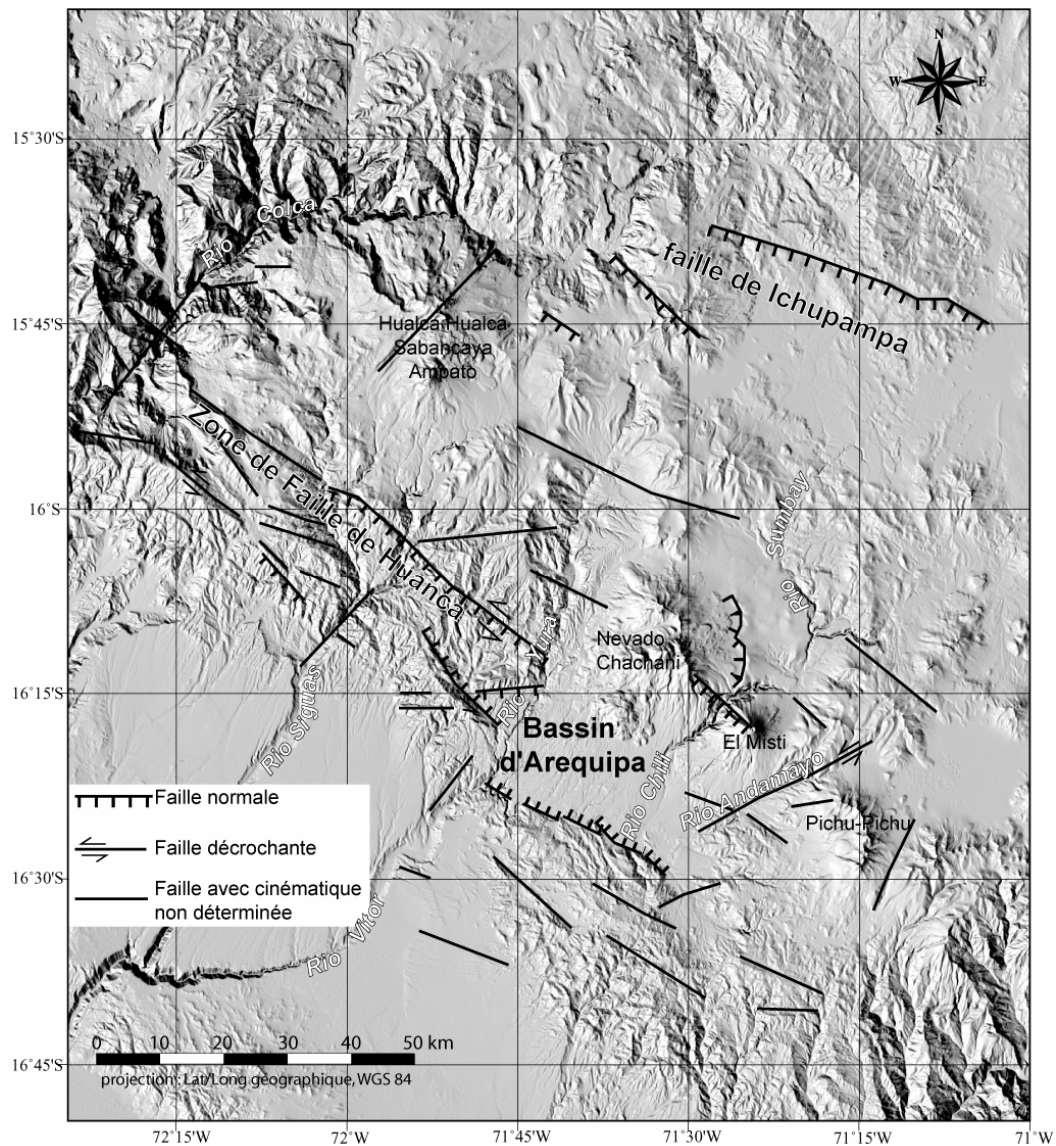


Figure 4 : Ombrage d'un modèle numérique de terrain extrait des données SRTM (pixel de 90 m environ) montrant les principales failles de la région d'Arequipa.

La région d'Arequipa est caractérisée par la présence du bassin d'Arequipa, d'environ 30 km sur 15 km, qui marque la zone de transition entre le Piémont Pacifique et le Batholite au sud et la Cordillère occidentale au nord. Il s'agit d'un bassin intramontagnard et d'une dépression d'origine tectonique grossièrement orientée WNW-ESE (Figure 4), selon la direction tectonique andine. Le bassin est en effet bordé dans sa partie sud et ouest par de grandes failles d'orientation NW-SE décrochantes et normales avec une composante sénestre plus ou moins importante vers Arequipa : elles correspondent à la subdivision en deux branches des zones de faille de Huanca (Vicente, 1990) et Ichupampa (Mering et al, 1996). Elles

contribuent ici à la formation de l'escarpement de la cordillère occidentale au nord du bassin d'Arequipa et recourent le Batholite d'Arequipa dans le sud du bassin. Elles sont associées à des failles de direction NE-SW à E-W dites "fentes de tension" (Figure 4). Ces deux familles de failles forment des structures en extension appelées "en échelon" décrites régionalement par Mering et al. (1996). Ces failles sont visibles sur le MNT (Figure 4) et leur cinétique a été plus ou moins facilement identifiée par un travail de télédétection (Mering et al., 1996). Ces structures en échelon seraient dues à l'accommodation de la contrainte principale (σ_1) parallèle à la direction de convergence oblique observée au Pérou (N80).

Le bassin d'Arequipa est comblé par les ignimbrites sur une épaisseur supérieure à 100 m au SW du bassin et dans la vallée du Río Chili, ainsi que par les produits volcaniques du Pichu-Pichu, du Nevado Chachani, et de El Misti dans sa partie nord et est, qui se sont construits le long des failles bordant la cordillère occidentale. Ces derniers sont trois volcans de l'arc volcanique pliocène à actuel, que nous décrirons dans le chapitre 2. Ils ferment le bassin d'Arequipa dans ses parties nord et est avec une dénivellation excédant 4 km entre leur sommet et le bassin.

Trois vallées recourent le bassin d'Arequipa dans ses parties orientales et occidentales (Figure 3). Il s'agit des vallées du Río Andamayo, Chili et Yura. Elles forment des gorges et canyons de quelques centaines de mètres de profondeur en général et de plus de 1 km entre le Misti et le Nevado Chachani, qui prennent naissance sur la bordure occidentale de l'Altiplano, au NE de l'arc volcanique. Le canyon du Río Chili recoupe les dépôts volcaniques de El Misti et du Nevado Chachani, ainsi que le substratum de ces deux volcans composé de quartzites précambriens surmontés par des brèches et des ignimbrites. La vallée du Río Yura, moins profonde et plus large que celle du Río Chili, est comblée dans sa partie amont par des tufs, mais recoupe dans sa partie sud le substratum sédimentaire jurassique ainsi que le batholite d'Arequipa et les ignimbrites qui le recouvrent. Ces vallées se rejoignent au SW de la dépression d'Arequipa pour former les canyons des Ríos Vitor et Sihuas qui s'écoulent jusqu'à l'Océan Pacifique en traversant le Piémont côtier, dans la Formation Moquegua, qui sera décrite par la suite.

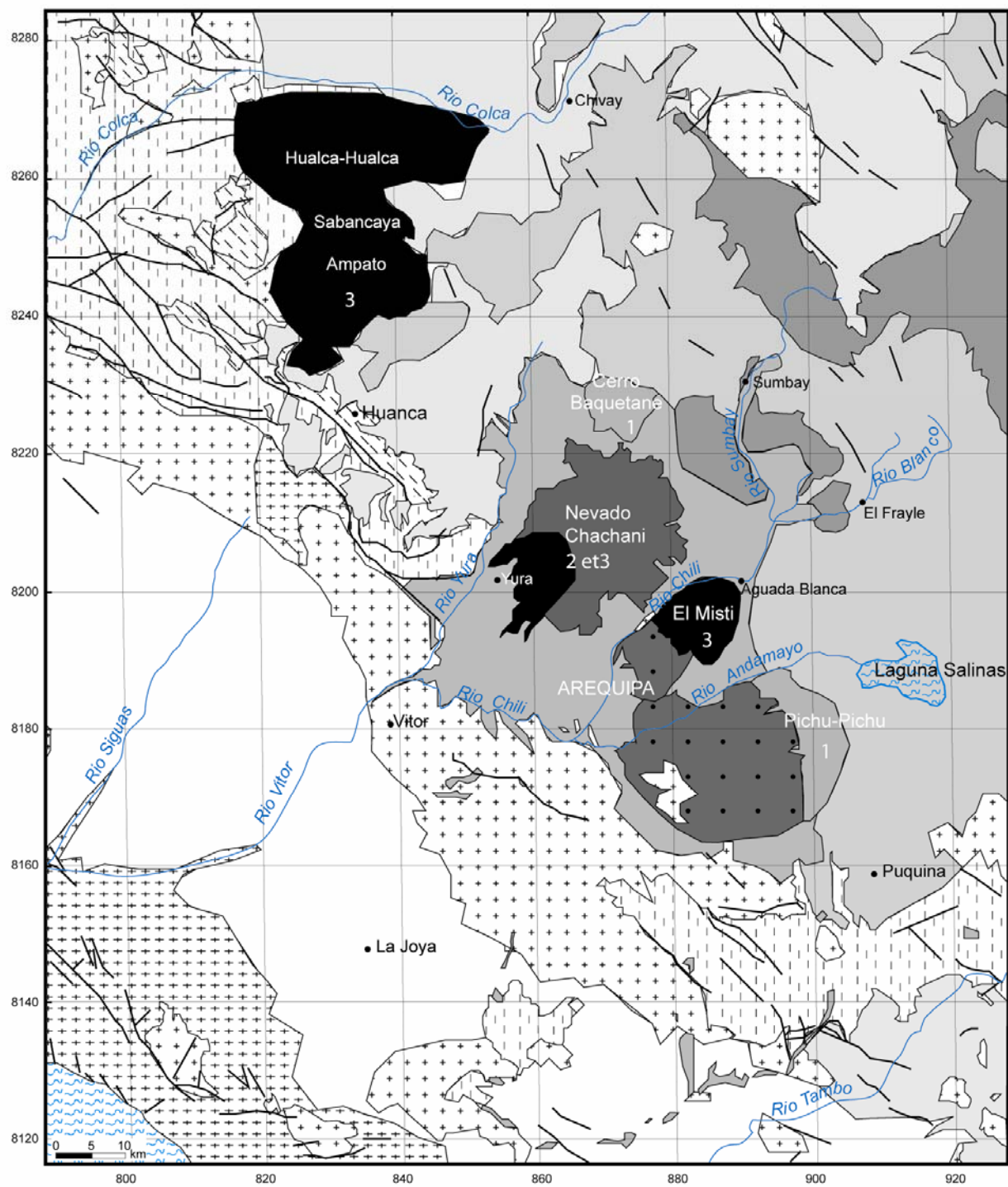


Figure 5 : (voir légende page suivante)

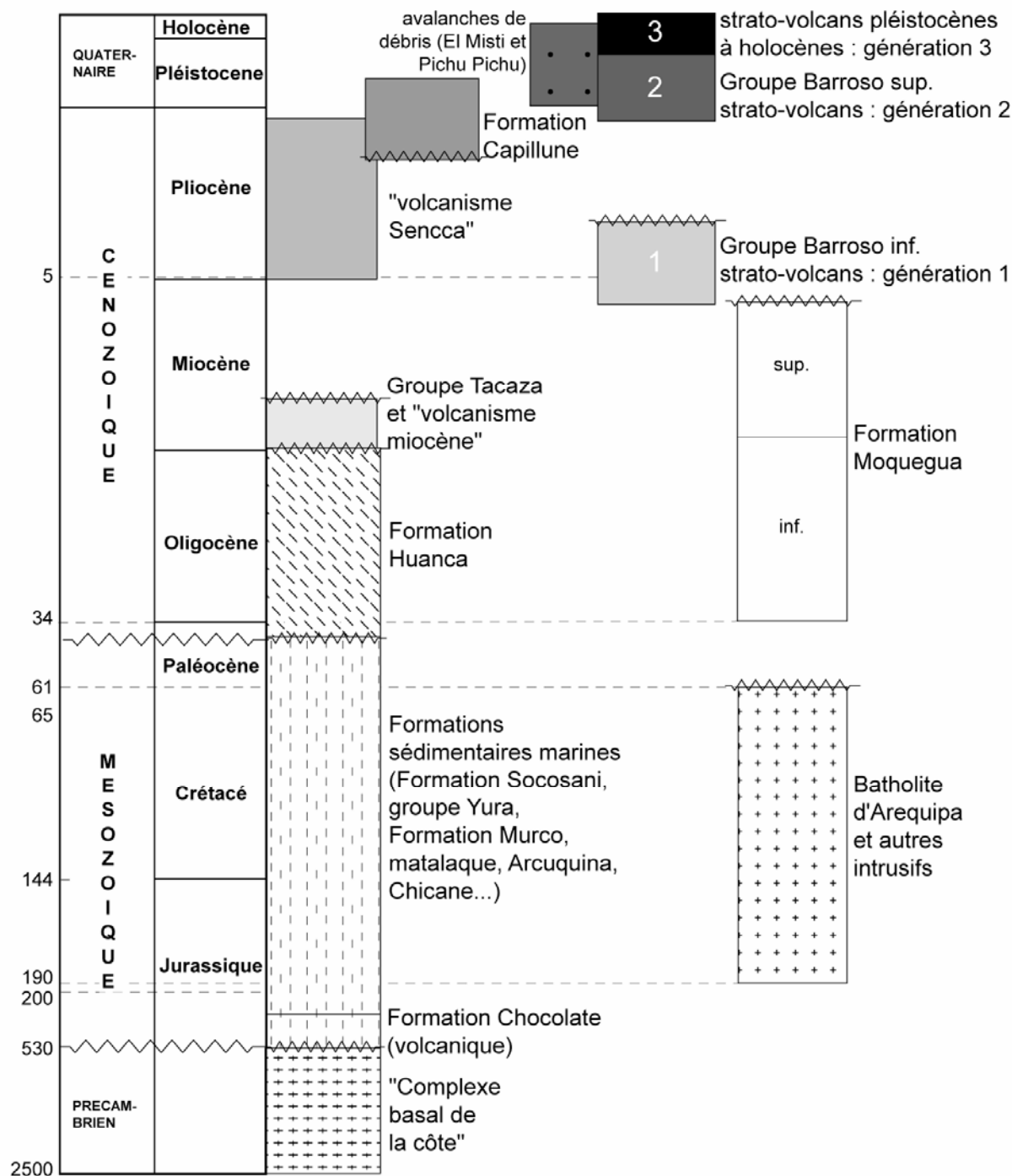


Figure 5 : carte géologique simplifiée de la région d'Arequipa et sa légende, réalisées à partir des cartes géologiques au 1/100000 de l'INGEMMET (Vargas, 1970 ; Guevara, 1969 ; Garcia et Landa, 1968 ; Garcia et del Pino, 1975 ; Klinck et Palacios, 1985 ; Ellison et de la Cruz, 1985)

3.2. Le socle précambrien métamorphique

Le deuxième ensemble géologique est le socle précambrien, appelé "complexe basal côtier" (Figure 5). Il constitue le substratum et/ou l'encaissant de toutes les roches et dépôts que nous décrirons par la suite. Le socle précambrien est constitué de roches métamorphiques, principalement des gneiss, datés entre 2 et 1.9 Ga. Il appartient au substratum Arequipa-

Antofalla, un bloc crustal Protérozoïque isolé (Loewy et al., 2004). Affleurant à la faveur du canyon du Río Chili (gneiss de Charcani) à l'est, il est recoupé par les intrusifs mésozoïques du batholite d'Arequipa à l'ouest du bassin d'Arequipa (Figure 5). La présence de ce substratum précambrien métamorphique est une caractéristique de la ZVC au sud du Pérou (Wilson, 1989). Il est absent dans les ZVN et ZVS où la croûte est plus récente, mésozoïque à cénozoïque.

3.3. Les sédiments mésozoïques et tertiaires inférieurs (Formation Chocolate, Groupe Yura, Formation Huanca)

Au nord-ouest du bassin, des dépôts volcaniques affleurent et sont discordants sur le complexe basal de la côte. Il s'agit de la Formation Chocolate (Jenks, 1948), d'âge jurassique inférieur. A l'ouest de la vallée du Río Yura, la dépression d'Arequipa est fermée par des escarpements hauts de 800 m façonnés dans les sédiments mésozoïques (jurassiques et crétacés) du Groupe Yura (Jenks, 1948), plissés et faillés, et ceux de la Formation Huanca (Jenks, 1948), du Tertiaire inférieur (Figure 5). Il s'agit de sédiments d'origine océanique, où alternent des bancs de calcaires, de grès et d'argiles sur plus de 2000 m d'épaisseur pour le groupe Yura, mais de sédiments continentaux pour la Formation Huanca. Les sédiments du groupe Yura forment le substratum de la Cordillère occidentale dans la région d'Arequipa. Nous avons choisi de regrouper ces formations sédimentaires et volcaniques mésozoïques sous un même figuré, pour rendre la carte géologique plus lisible (Figure 5).

3.4. Le batholite d'Arequipa

Le Batholite d'Arequipa représente une branche orientale du Batholite côtier du Pérou qui s'étend sur plus de 1600 km de long et 60 km de large et comprend plus de 1000 plutons (Wilson, 1989). Le Batholite d'Arequipa est venu s'intruder dans une zone de décollement datée du Mésozoïque supérieur (Vicente, 1990 *in* Mering et al., 1996) formée dans le socle précambrien, entre le Piémont Pacifique et la cordillère occidentale (Figure 5). Ces plutons recoupent aussi les dépôts volcaniques de la Formation Chocolate et les sédiments du groupe Yura (Figure 5). Il est découpé en "super-unités", qui représentent chacune un événement magmatique calco-alkalin, avec une composition allant des gabbros aux leucogranites, les termes intermédiaires (tonalites et granodiorites) étant les plus abondants (Vargas, 1970). Ces "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 par divers auteurs pour la branche

orientale du Batholite côtier dans la région d'Arequipa (Beckinsale et al. 1985 ; Stewart, 1968 ; Mukasa, 1986).

3.5. Le Piémont Pacifique : la "Formation Moquegua"

Le Piémont Pacifique est constitué par l'accumulation de séries alluviales continentales détritiques sur plusieurs centaines de mètres dans des bassins subsidents (Figure 5), d'âge oligocène à miocène connues sous le nom de "Formation Moquegua" (Steinmann, 1929). Cette Formation est découpée en deux membres, inférieur et supérieur, séparés par une discordance angulaire faible. La Formation Moquegua inférieure est principalement composée d'argiles tufeuses. La Formation Moquegua supérieure (25 – 22 Ma : Tosdal et al. 1981), a été récemment re-décrite par Roperch et al. (2006), qui considèrent son sommet inférieur à 10 Ma. Elle est composée de grès grossiers et conglomérats accumulés sur des centaines de mètres, avec des niveaux plus grossiers et épais vers le sommet de la séquence. Vers le sommet de la séquence on observe des apports d'origine volcanique (tufs et retombées de ponces dans les niveaux de conglomérats). Une intercalation ignimbrétique (jusqu'à 10 m d'épaisseur) a été observée près du sommet (Tosdal et al., 1981) et datée à 16.25 Ma (Thouret et al., 2004 ; à Corire, dans les vallées du Río Majes et du Río Sihuas).

Chapitre 2. Volcanisme andin, de la zone volcanique centrale des Andes et du sud du Pérou

1. Le volcanisme andin

Le volcanisme actif des Andes est divisé en quatre zones (Thorpe et al., 1982) : la zone volcanique septentrionale (ZVN) qui s'étend de 5°N à 2°S en Colombie et Equateur; la zone volcanique centrale (ZVC) de 16°S à 28°S au sud du Pérou, nord du Chili, de la Bolivie et de l'Argentine, à laquelle appartiennent les ignimbrites étudiées ; la zone volcanique sud (ZVS) au sud du Chili et de l'Argentine, et enfin la zone volcanique Australe (ZVA). Le volcanisme est actif épisodiquement dans ces quatre zones depuis le Mésozoïque.

Un des facteurs principaux contrôlant la présence du volcanisme actif dans les Andes est l'angle de plongement du slab sous la plaque sud-américaine (Gutsher, 2002). Une figure caractéristique des Andes est en effet la segmentation de la zone de subduction en secteurs à slab plat ($<10^\circ$) dans lesquelles le volcanisme est absent (par exemple au nord du Pérou), et d'autres à slab plus incliné ($\sim 30^\circ$), correspondant aux quatre zones volcaniques actives des Andes. Certains segments présentent des anomalies locales de l'angle de subduction du slab, comme c'est le cas dans les Andes du nord entre 2,5°N et 1°S, où la subduction de la ride Carnegie est associée à un arc volcanique anormalement large et à une zone de "gap" sismique de profondeur intermédiaire. La diminution de l'angle de la subduction a été attribuée à la friction exercée par l'arrivée au Trench des rides aséismiques flottantes (rides de Nazca et Juan Fernandez), sur la surface de la plaque océanique Nazca. Barazangi et Isacks (1976) attribuent l'absence du volcanisme, dans les zones de subduction plate, au déplacement du prisme de manteau asthénosphérique vers l'est et, par conséquent, à la superposition directe des deux plaques lithosphériques.

Le taux de convergence entre les deux plaques est lui aussi un facteur contrôlant le magmatisme. En effet, au sud du Pérou au cours de l'Oligocène, un taux de convergence faible (5 cm/an entre 60 et 30 Ma) correspondait à une période de repos magmatique. Alors que la convergence rapide calculée pour le Miocène (15 cm/an vers 25 à 30 Ma) était synchrone d'une période d'activité magmatique importante (Sébrier et Soler, 1991 ; Somoza, 1998). Le taux de convergence entre les plaques Nazca et sud-américaines diminuerait récemment (3 Ma) aux latitudes des Andes centrales d'après Somoza et al. (1998), Norabuena

et al. (1999), et Gagnon et al. (2005). Fondé sur des données géophysiques, le modèle proposé par Norabuena et al. (1999) prédit, un taux de convergence actuel d'environ 6 cm/an entre la plaque Nazca et Sud-américaine à la latitude de Lima (12°S). Ce taux de convergence est inférieur à la vitesse de convergence moyenne calculée sur les trois derniers millions d'années (7.5 cm/an), ce qui indique une décélération de la convergence entre la plaque Nazca et la plaque sud américaine depuis 3 Ma. À ce ralentissement serait corrélée une diminution de la production magmatique depuis le Pliocène supérieur, les produits laviques et pyroclastiques étant apparemment moins volumineux qu'au Miocène.

2. Le calendrier de l'activité magmatique dans la zone volcanique centrale

La ZVC s'étend de 15°S, depuis le bord de la Cordillère occidentale du Pérou jusqu'à 28°S, à la frontière entre le Chili et l'Argentine. Les volcans du sud du Pérou forment donc l'extrémité septentrionale de cette zone volcanique.

L'activité volcanique est observée depuis le Jurassique dans la ZVC. Jusqu'au début du Crétacé, l'arc volcanique est localisé le long de la côte actuelle, ce qui correspond aujourd'hui à la Cordillère de la côte. Puis le volcanisme se déplace vers l'est jusqu'au Piémont Pacifique ainsi qu'au "*Front Range*" de la Cordillère occidentale jusqu'au début de l'Eocène. C'est à cette période que se mettent en place, au sud du Pérou, le batholite côtier (batholite d'Arequipa) et le volcanisme associé de la Formation Toquepala. Dans la ZVC, l'activité volcanique cesse durant environ 10 Ma après l'Eocène, puis reprend à la fin Oligocène et début Miocène (~26 Ma). L'arc volcanique se déplace une fois de plus vers l'est pour occuper la même place que l'arc actuel dans la Cordillère occidentale, puis s'élargit pour couvrir l'Altiplano et la cordillère orientale, où un intense volcanisme ignimbritique a lieu entre 12 et 5 Ma. A la fin du Miocène une première génération de strato-volcans se met en place sur la bordure orientale de la cordillère occidentale actuelle. Il s'agit de grands volcans-boucliers "andésitiques", décrits sous le nom de Groupe Barroso. Depuis 5 Ma l'activité volcanique diminue à nouveau et se concentre dans la Cordillère occidentale. Le volcanisme plio-quadernaire est bimodal, caractérisé par la construction de strato-volcans andésitiques et la mise en place de grandes nappes ignimbritiques de composition dacitique à rhyolitique. Enfin, l'arc calco-alcalin du Pléistocène supérieur à l'Actuel est composé de grands strato-volcans de plusieurs dizaines de km³, dont les produits effusifs et explosifs sont de composition andésitique à dacitique.

3. Le volcanisme cénozoïque au sud du Pérou

Dans le sud du Pérou l'activité magmatique se localise le long de trois ceintures: (1) l'arc volcanique principal calco-alcalin, le long de la cordillère occidentale, depuis 26 Ma au sud du Pérou (Tableau 1), (2) le volcanisme ignimbrétique de l'Altiplano entre 12 et 5 Ma environ, et (3) le volcanisme shoshonitique d'arrière-arc miocène à actuel, discontinu le long de la cordillère orientale et contrôlé par de grandes failles profondes.

Le magmatisme calco-alcalin est le produit de la subduction sous un coin mantellique asthénosphérique et il est quasi indépendant de l'état de contrainte de la plaque continentale sud-américaine. Il est caractérisé par l'abondance de magmas riches en silice qui se présentent le plus souvent sous la forme de produits pyroclastiques. Dans le sud du Pérou, le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de la Cordillère occidentale a été étudié et décrit par différents auteurs depuis le milieu du XX^e siècle : Fenner (1948), Wilson et Gracia (1962), Guevara (1969), Vargas (1970), Lefèvre (1979), Bellon et Lefèvre (1976), Sébrier et al. (1988), Vatin-Perignon et al. (1996), Adams et al. (2001), Mamani et al. (2004), et Thouret et al. (2004, 2005a, soumis).

Dans le sud-ouest du Pérou, des ignimbrites datées entre 70 et 59 Ma, appartiennent à la Formation Toquepala (Tableau 1) : il s'agit des ignimbrites les plus anciennes du sud-ouest du Pérou. Elles sont venues recouvrir la surface d'érosion formée à la suite de la première phase tectonique andine fini-crétacée (Sébrier et al., 1988). Elles occupent une surface limitée et sont totalement absentes dans la région d'Arequipa, où affleure le batholithe d'Arequipa (Figure 5). En effet, les datations réalisées sur les roches du batholithe d'Arequipa (190-61 Ma) montrent que celui-ci est en grande partie synchrone de la formation Toquepala, ce qui en ferait un équivalent intrusif (Lefèvre et al., 1979). Au sud-ouest du Pérou, le volcanisme ignimbrétique devient dominant, donc mieux représenté entre l'Oligocène supérieur et le Pliocène (Tosdal et al. 1981). Les dépôts les plus anciens sont intercalés dans la Formation "Moquegua supérieur" et ont été datés par Tosdal et al. (1981, 1984), Quang et al. (2005) et Thouret et al. (2004, 2005a, 2006 ; ignimbrites "Nazca"), entre 25.3 et 22.7 Ma, (Tableau 1 et Figure 5). Nous nous intéressons dans ce sous-chapitre au magmatisme de l'arc volcanique principal calco-alcalin depuis le Miocène (Tableau 1).

3.1. Le volcanisme ignimbrétique miocène

Le Miocène inférieur est caractérisé par une recrudescence de l'activité volcanique dans le centre et le sud du Pérou. Entre 22 et 18 Ma, de grandes nappes ignimbrétiques (appelées "Groupe Nazca", Noble et al., 1979) se sont mises en place sur le batholithe côtier et le

Piémont Pacifique (Tosdal et al., 1981) où elles sont intercalées dans la Formation Moquegua supérieure. Les zones source sont localisées à proximité de la bordure orientale du Batholite côtier (par ex. Caldera Pampa Galeras). Ces ignimbrites du Miocène inférieur sont associées à la mise en place de petits batholites, ce qui en fait un épisode important de l'histoire magmatique cénozoïque de la ZVC. Les ignimbrites Alpabamba, d'âge miocène inférieur (Lefèvre, 1979, Tableau 1), viennent elles aussi s'intercaler dans les sédiments de la Formation Moquegua supérieure, sur le Piémont Pacifique, où elles sont stratigraphiquement postérieures aux ignimbrites Nazca.

Dans le sud-ouest du Pérou, les ignimbrites de la Formation Huaylillas fossilisent la paléosurface « Altos de Camilaca » ou « Puna » affectée par la phase de soulèvement S1 (fini-Oligocène et Miocène inférieur) de la Cordillère occidentale et sont venues recouvrir les dépôts de la Formation Moquegua supérieur dans la zone d'avant-arc (Tosdal et al., 1981, 1984 ; Sébrier et al., 1988). Il est possible de corréler ces ignimbrites sur plus de 500 km du nord au sud, depuis le sud du Pérou (15° S) jusqu'au sud de la vallée des Camarones au Chili (20° S) (Figure 1), où leur nom change (Ignimbrites Oxaya : Wörner et al., 2002). Au nord du Chili, les ignimbrites Oxaya recouvrent tout l'escarpement ouest des Andes (WARP), depuis la Cordillère occidentale jusqu'à la Cordillère de la côte sur une distance de 130 km (Wörner et al., 2002).

La Formation Huaylillas est principalement constituée d'une série de nappes ignimbritiques massives de composition rhyodacitique, interstratifiées avec des tufs mineurs remaniés dans des sédiments détritiques grossiers. D'après la surface recouverte par la Formation Huaylillas et les ignimbrites Oxaya entre le sud du Pérou et le nord du Chili, et les épaisseurs mesurées (jusqu'à 1100 m d'épaisseur au nord du Chili), un volume total supérieur à 3000 km³ a été calculé, ce qui en fait une formation volcanique majeure dont le volume est comparable à celui des grandes ignimbrites des Andes centrales. A titre de comparaison, l'ignimbrite du Cerro Galán en Argentine, datée à 2.2 Ma, a un volume de 1000 km³ (De Silva et Francis, 1991) et les ignimbrites du complexe volcaniques Los Frailes en Bolivie, dont les âges s'échelonnent de 20 Ma à 7 Ma (Grant et al, 1977, *in* de Silva et Francis, 1991), présentent une épaisseur pouvant atteindre 1000 m à plusieurs endroits du plateau : le volume de dépôt intra-caldérique a été estimé à environ 500 km³ (le volume extra-caldérique ne pouvant être estimé à cause de la forte érosion des dépôts).

Des datations ⁴⁰Ar/³⁹Ar et K/Ar de ces ignimbrites au nord du Chili et à l'extrême sud du Pérou indiquent une gamme d'âges de ~22 à 18 Ma (Tosdal et al., 1981; Wörner et al., 2000). Cependant au sud du Pérou des unités traditionnellement décrites comme appartenant à la

Formation Huaylillas et datées par Thouret et al. (2004, 2005a, soumis), livrent des âges plus récents allant de 13.4 à 16 Ma, tandis que ces mêmes auteurs datent les ignimbrites Alfabamba entre 19.4 et 18 Ma (Tableau 1).

Thouret et al. (2005a, soumis) ont également obtenu un âge de 9 Ma environ sur des ignimbrites moins étendues, nommées Caraveli, observées dans les flancs des grands canyons, où elles viennent s'emboîter dans les ignimbrites de la Formation Huaylillas. L'âge de ces ignimbrites Caraveli coïncide avec ceux des dépôts pyroclastiques plus récents de la Formation Chuntacala (14.2 – 8.9 Ma, Tosdal et al., 1981) à l'extrême sud du Pérou. De plus cette Formation Chuntacala est décrite comme postérieure aux ignimbrites Huaylillas (Tableau 1).

Les âges obtenus par Tosdal et al. (1981) pour la Formation Huaylillas (22 – 18 Ma) correspondent approximativement aux âges déterminés par Bellon et Lefèvre (1976) pour les roches volcaniques de la Formation Tacaza et les ignimbrites Alfabamba au sud du Pérou (Lefèvre, 1979 ; Tableau 1). La Formation Tacaza comprend principalement des dépôts de brèches volcaniques ou de lahars, interstratifiés avec des laves et dépôts pyroclastiques andésitiques à dacitiques tectonisés, mais aucune ignimbrite rhyolitique n'est décrite au sein de cette formation volcanique. Elle est considérée comme plus ancienne que la Formation Huaylillas, qui repose en discordance sur la Formation Tacaza déformée, dans le sud du Pérou (Figure 5). Dans notre zone d'étude, la Formation Tacaza serait représentée par des brèches qui reposent sur des quartzites jurassiques dans la vallée amont du Río Chili (Figure 5 et Wegner et Ruprecht, 2003). Ces brèches ne présentent aucune stratification et sont interprétées comme le dépôt de coulées de débris provenant d'un édifice volcanique polyolithologique, attesté par la composition variée des clastes.

Nous retiendrons donc pour notre étude le découpage du volcanisme ignimbritique miocène proposé par Sébrier et al. (1988, 1991) ; Tosdal et al. (1981) ; Wörner et al. (2000 et 2002) et Thouret et al. (2004, 2005a, 2006) : (1) Les nappes ignimbritiques Nazca et Carumas entre 22-25 Ma, auxquelles succèdent (2) les ignimbrites Alfabamba (18-19 Ma), (3) les ignimbrites de la Formation Huaylillas entre 16 et 12.5 Ma et (4) les ignimbrites Caraveli (ou Formation Chuntacala) moins étendues, à 9 Ma (Tableau 1).

3.2. Le volcanisme ignimbritique pliocène : le "volcanisme" Sencca

Le "volcanisme" Sencca, décrit originellement par Mendivil (1965) à l'extrême sud du Pérou (localité éponyme) et Guevara (1969) peut être découpé en une unité inférieure (4.9 à 3.5 Ma : Thouret et al., 2005, 2006) et une unité supérieure (2.5 à 1.4 Ma : Thouret et al., 2005, 2006 ; Tableau 1 et Figure 5), constituant le substratum des strato-volcans pléistocène à actuels

(Gerbe et Thouret, 2004). Ces âges ne concordent pas avec la chronostratigraphie classiquement utilisée à l'extrême sud du Pérou. En effet Tosdal et al. (1981) suggèrent un âge miocène supérieur (5 à 7 Ma) pour les ignimbrites du "volcanisme" Sencca, qu'il considère comme antérieures au groupe Barroso (Tableau 1). Les ignimbrites du Miocène supérieur décrites par Tosdal et al. (1981) dans l'extrême sud du Pérou représentent donc une période d'activité ignimbritique antérieure au "volcanisme" Sencca proprement dit, qui correspond à la Formation La Joya datée à 5 Ma par Quang et al. (2005) (Tableau 1).

Les ignimbrites du "volcanisme" Sencca constituent un bon marqueur stratigraphique régional, car elles ont un âge semblable au sud du Pérou, au nord de la Bolivie, et au nord du Chili, où elles sont appelées ignimbrites Lauca-Perez à 2.7 Ma (Tableau 1) : ces âges du Pliocène moyen à supérieur publiés sont cohérents avec ceux obtenus par Thouret et al. (2004, 2005a, soumis) et Wörner et al. (2000). Ces ignimbrites seraient originaires de calderas situées dans l'arc volcanique, aujourd'hui recouvertes par les dépôts volcaniques des strato-volcans pléistocènes à actuels. Elles ont été canalisées dans des bassins (Arequipa) et dans les grandes vallées comme celles des Ríos Vitor, Sihuas et Ocoña pour entrer dans l'Océan Pacifique.

3.3. La Formation Capillune

Au sud du Pérou la Formation Capillune, définie par Mendivil (1965) et Guevara (1969), consiste en des sédiments lacustres intercalés avec des ignimbrites et tephres plus ou moins remaniés avec quelques coulées d'andésites intercalées, sur près de 950 m d'épaisseur (Tableau 1 et Figure 5). Dans la partie supérieure de la séquence, des ignimbrites peu épaisses (< 25 m), non soudées et non indurées, montrent des modelés ruiniformes. Elles présentent un contact légèrement discordant avec la Formation Sencca sous-jacente (Tosdal et al., 1981). Ces auteurs donnent un âge fini-miocène à pliocène inférieur pour la base de cette formation, mais il reste ambigu. Au regard de sa position stratigraphique entre la Formation Sencca pliocène et les strato-volcans andésitiques pléistocènes à actuels, un âge pléistocène inférieur est plus probable pour la Formation Capillune.

Age en Ma	Volcanisme ignimbritique du sud du Pérou	Volcanisme de l'extrême sud du Pérou	Volcanisme "andésitique" et strato-volcans	Volcanisme du nord du Chili
0	< 1,5 Ma (post-Sencca) Formation Capillune	< 1.6 Ma : Formation des strato-volcans actuels	strato-volcans pléistocènes-moyen/ holocènes à actuels 0.6 - 2.5 Ma Groupe Barroso Membre supérieur (Sébrier et al., 1988, Thouret et al., 2004, 2005)	
1	1.4-2.5 Ma			
2	Formation Sencca supérieure (Mendivil, 1969; Thouret et al., 2005, 2006)			
3		1.6 - 5.3 Ma : Groupe Barroso (Tosdal et al., 1981)		2.7 Ma : ignimbrite de Lauca-Perez (Wörner et al., 2002)
4	3.5-4.9 Ma Formation Sencca inférieure (Mendivil, 1969; Thouret et al., 2004, 2005, 2006)		2.5 - 8 Ma Groupe Barroso Membre inférieur (Thouret et al., 2004, 2005; Wegner & Ruprecht, 2003)	
5		5 Ma : Formation La Joya (Quang et al., 2005)		
6		3-7 Ma : Formation Capillune (Tosdal et al., 1981)		
7		5-7 Ma : Formation Sencca (Tosdal et al., 1981)		
8				
9	9 Ma : ignimbrites de Caraveli (Thouret et al., 2004, 2005)			
10				
11		9 - 14.2 Ma : Formation Chuntacala (Tosdal et al., 1981)		
12				
13	12.7- 14.25 Ma : Formation Huaylillas (Wilson and Garcia, 1962; Thouret et al., 2004, 2005, 2006)			9 - 19 Ma : Formation Zapahuira volcans boucliers andésitiques (Wörner et al., 2002)
14				
15				
16	16.25 Ma : ignimbrites Huaylillas? ou Alpbamba? (Thouret et al., 2005, 2006)			
17				
18				
19	18- 19 Ma : ignimbrites Alpbamba (Lefèvre, 1979; Thouret et al., 2005, 2006)			
20		17.6 - 22.8 Ma : Formation Huaylillas (Tosdal et al., 1981, Sébrier et al., 1988)	> 19 Ma (anté Huaylillas) : Formation Tacaza (Newel, 1949; Lefèvre et al., 1979; Sérier et al., 1988)	
21				19.4 - 22.7 Ma : ignimbrites d'Oxaya (Wörner et al., 2002)
22				
23	22-25 Ma : Ignimbrites Nazca et Carumas (Noble et al., 1979; Thouret et al., 2004, 2005, 2006)	22.7 - 25.3 Ma : Moquegua supérieur (ingimbrites intercalées dans sédiments) (Tosdal et al., 1981; Noble et al., 1984; Thouret et al., 2005, 2006)		
24				
25				
26				
> 26		70-59 Ma : Formation Toquepala -Batholite d'Arequipa		

Tableau 1 : chronologie des formations volcaniques décrites dans le sud du Pérou et le nord du Chili depuis la fin de l'Oligocène. Sources des données indiquées entre parenthèses. Noter la grande variation des datations de certaines formations selon les régions et les auteurs.

3.4. Le volcanisme du Groupe Barroso et les strato-volcans pléistocènes à actuels

Le volcanisme du Groupe Barroso, décrit pour la première fois par Mendivil (1965), est divisé en deux membres (Tableau 1 et Figure 5) :

(1) Le membre inférieur est constitué par les laves des volcans-boucliers andésitiques, qui sont présents du nord au sud entre 16° et 20° S, recouvrant approximativement la même zone que les ignimbrites de la Formation Huaylillas. Au sud du Pérou, ces volcans-boucliers andésitiques ont un âge mio-pliocène (9 à 2 Ma, Thouret et al., 2004; Wegner et Ruprecht, 2003). Tosdal et al. (1981) attribuent au volcanisme du Groupe Barroso des âges plus récents et plus restreints dans le temps, de 5.3 à 1.6 Ma. De plus ces auteurs considèrent que le volcanisme de ce groupe succède au volcanisme Sencca. Or, dans notre région d'étude (à l'amont de la vallée du Río Chili) des ignimbrites appartenant au volcanisme Sencca inférieur reposent sur des dépôts du membre inférieur du Groupe Barroso. Il semble donc que la mise en place des volcans-boucliers du Groupe Barroso inférieur soit en partie antérieure et non pas postérieure au volcanisme ignimbristique Sencca inférieur.

Dans notre zone d'étude, et plus précisément à l'amont du canyon du Río Chili, le Groupe Barroso se compose non seulement de laves andésitiques, mais aussi de brèches, d'ignimbrites, et de dépôts de retombées ponceuses intercalés avec des sédiments lacustres finement stratifiés (Wegner et Ruprecht, 2003). Ces dépôts volcaniques et volcanoclastiques stratifiés diffèrent des dépôts habituellement décrits comme appartenant à la Formation Barroso, et sont considérés comme des dépôts distaux associés à un arc volcanique, formé de vieux volcans-boucliers (Groupe Barroso inférieur) érodés, situés plus à l'est à la limite de la Cordillère occidentale avec l'Altiplano.

(2) Une deuxième génération d'édifices volcaniques "andésitiques" avec des âges plio-pléistocènes compris entre 2 et 0.6 Ma, est décrite comme le membre supérieur du Groupe Barroso par Mendivil (1965) et Thouret et al. (2004).

Les manifestations plus récentes de l'activité volcanique au sud du Pérou correspondent à la formation de grands strato-volcans andésitiques et dacitiques, pléistocènes à actuels, dont les produits forment les sommets de l'arc volcanique actuel. Ces strato-volcans s'étalent sur 50 km de large à 230-280 km de la fosse Chili-Pérou. Ils sont parfois érodés par les derniers glaciers, parfois indemnes avec des dépôts issus de l'activité explosive ou effusive, holocène et même historique (El Misti, Huaynaputina, Ubinas, ...).

Dix strato-volcans sont considérés comme actifs ou sub-actifs au sud du Pérou par De Silva et Francis (1991), Thouret et al. (2002, 2005b). Il s'agit des volcans actifs Sara Sara, Sabancaya,

El Misti, Ubinas, Huaynaputina, Tutupaca et Yucamane, et des volcans potentiellement actifs Coropuna, Chachani, Casiri. Les cônes monogéniques d'Andahua-Huambo ont aussi un âge pléistocène supérieur à historique (Delacour et al., accepté).

3.5. Les strato-volcans de la région d'Arequipa

Le bassin d'Arequipa est bordé par trois strato-volcans pliocènes à actuels, qui se sont mis en place sur l'escarpement formant la bordure ouest de la Cordillère occidentale (Figure 5 et Figure 6).

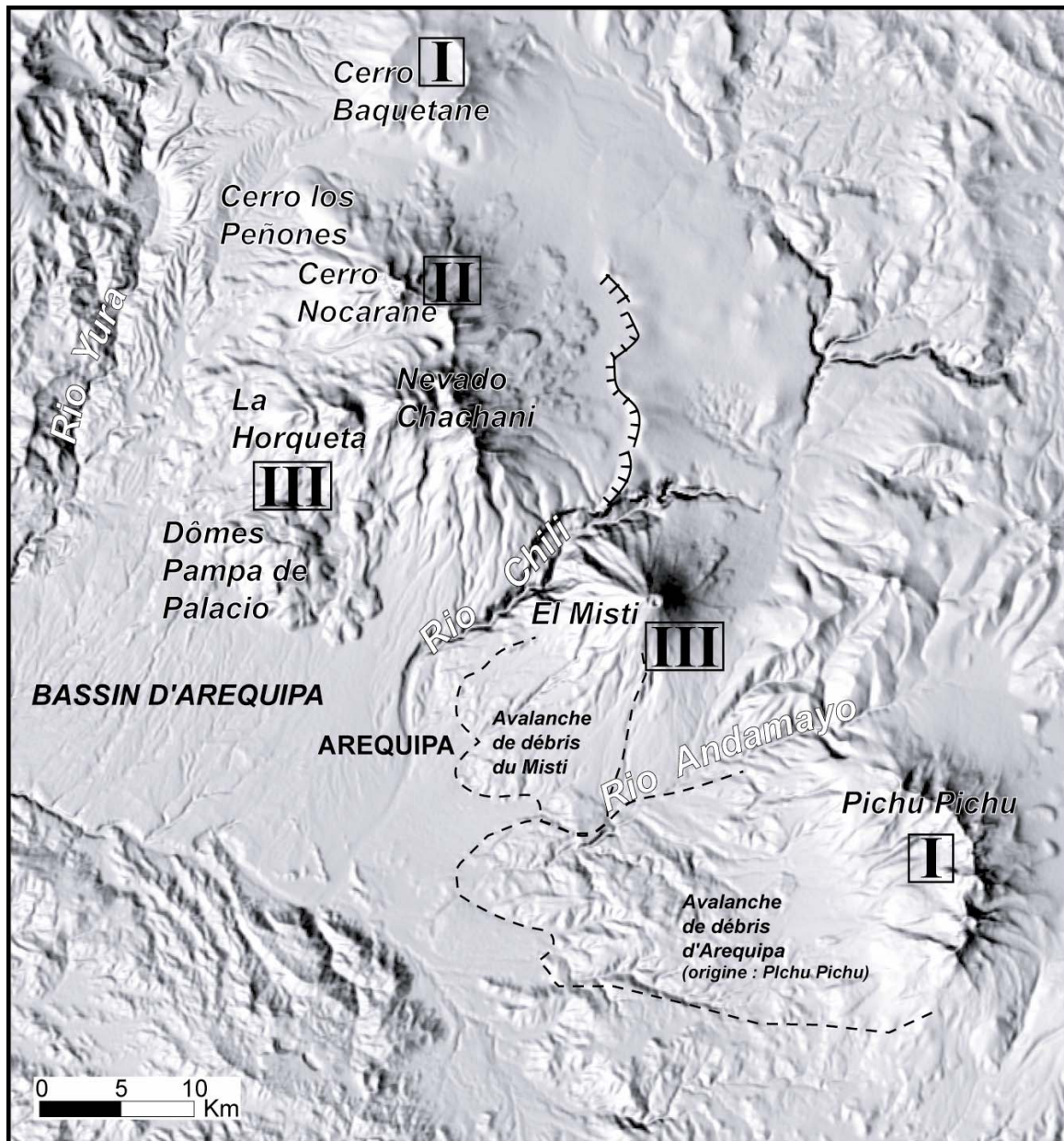


Figure 6 : Extrait du Modèle Numérique de Terrain SRTM (USGS), montrant les strato-volcans de la région d'Arequipa. Les chiffres romains correspondent aux trois générations d'édifices décrites dans le texte : I = 1^{ère} génération (Barroso inférieur) mio-pliocène, II = 2^{ème} génération (Barroso supérieur) pliocène à pléistocène inférieur, et III = 3^{ème} génération pléistocène moyen à actuelle. Les lignes pointillées délimitent les dépôts d'avalanche de débris issus de deux strato-volcans.

Le bassin d'Arequipa est limité à l'est par le massif volcanique du Pichu Pichu (5510 m), qui est le plus ancien des trois strato-volcans (Figure 5 et Figure 6). Une lave de ce massif volcanique a été datée à 6.7 Ma par la méthode K/Ar (Kaneoka et Guevara, 1984), ce qui en fait un édifice volcanique appartenant, au moins en partie, au groupe Barroso inférieur (1^{ère} génération d'édifices). La partie sud de ce strato-volcan est plus récente. Le Pichu Pichu se présente sous la forme d'une crête arquée, ouverte vers l'ouest. L'amphithéâtre serait dû à un dépôt d'avalanche de débris volumineux, appelé avalanche de débris d'Arequipa ou "Arequipa Landslide", daté à 1 Ma (Legros et al. 2000, Figure 5 et Figure 6). Cette avalanche de débris recouvre les ignimbrites néogènes dans la partie S-E du bassin d'Arequipa (Figure 5) et elle est recouverte à son tour dans sa partie S-W par le dépôt d'une autre avalanche de débris plus jeune (0.4-0.1 Ma environ) issue de l'effondrement d'un flanc du volcan Misti (Figure 5 et Figure 6 ; Thouret et al., 2001).

Entre les vallées du Río Yura et du Río Chili, le complexe volcanique du Chachani (6057 m, Figure 6) est composé de 7 édifices différents (Forget, 2004, Mémoire de TER, non publié), qui recouvrent une surface totale d'environ 360 km² (Figure 5 et Figure 6). Trois édifices principaux se détachent (De Silva et Francis, 1991, Figure 6) : le Cerro Nacorane au nord est l'édifice le plus ancien. Il appartient au groupe Barroso supérieur et représente la deuxième génération de strato-volcans. Il est associé au dôme du Cerro Los Peñones au nord-ouest. Le plus jeune Nevado Chachani avec sa forme arquée constitue la partie centrale du complexe. Son histoire montre une migration de l'activité volcanique vers l'ouest, avec la formation du cône de la Horqueta. Ce cône présente des traces d'une activité volcanique récente et appartient donc aux volcans de la troisième génération. En effet, des dépôts pyroclastiques provenant de ce centre éruptif sont intercalés dans les dépôts glaciaires issus de la fin de la dernière glaciation sur le flanc ouest. Enfin les dômes-coulées de la Pampa de Palacio, datés à 0.28 Ma (Kaneoka et Guevara, 1984), constituent la partie sud du complexe et recouvrent directement les ignimbrites qui remplissent le bassin d'Arequipa. L'activité récente du complexe est limitée aux deux derniers édifices, mais le complexe volcanique du Chachani est considéré comme dormant aujourd'hui. Les laves épaisses de 1 km de la Pampa de Palacio et les dépôts de tephra de la Horqueta, situés au sud du complexe, témoignent de l'activité la plus récente du complexe.

Le complexe volcanique du Chachani, appartenant en partie au Groupe Barroso supérieur, est plus érodé que son plus jeune voisin, El Misti (Figure 5 et Figure 6), volcan de la dernière génération d'édifices et considéré comme actif (activité fumerolienne et sismique). Il s'agit d'un strato-volcan (5822 m), dont le sommet se situe à 17 km au nord-est et 3500 m au-dessus

du centre de la ville d'Arequipa (Figure 6). Il se présente sous la forme d'un cône presque symétrique qui recouvre les dépôts du complexe volcanique du Chachani à l'est du Río Chili. La géologie de ce strato-volcan laisse apparaître quatre édifices différents : El Misti I (833 – 112 ka), en partie recouvert par deux autres édifices El Misti II et El Misti III (< 112 ka), et enfin le cône sommital El Misti IV (11 ka – actuel) (Thouret et al., 2001). La base du volcan est représentée dans la vallée du Río Chili par des coulées de lave andésitiques épaisses, qui recouvrent les ignimbrites néogènes, et par des dépôts pyroclastiques. L'une de ces coulées basales, nommée « El Gordo » a été datée à 833 ka (Thouret et al., 2001). Cependant, Wegner et Ruprecht (2003), pensent que cette lave proviendrait du Nevado Chachani. Lors de son histoire éruptive, ce strato-volcan a connu au moins un épisode d'effondrement de flanc comme en témoignent les dépôts d'avalanche de débris formant le piémont méridional du volcan (Figure 5 et Figure 6 et Thouret et al., 2001). Le volcan El Misti montre des traces d'activité dans les temps historiques, mais la dernière éruption sub-plinienne a eu lieu il y a 2300 – 2050 ans (Thouret et al., 2001). Une éruption vulcanienne modérée eut lieu en 1440-1470, puis de petites éruptions ont été mentionnées au XVII^e et XVIII^e siècle, dont l'existence reste controversée.

Conclusion de la Partie 1

Les ignimbrites néogènes et quaternaires de la région d'Arequipa appartiennent à la ZVC des Andes, caractérisée par un volcanisme épisodiquement actif depuis le Jurassique. Au sud du Pérou et au nord du Chili, le volcanisme cénozoïque est marqué par une activité ignimbritique qui a été particulièrement intense au Miocène et au Pliocène. Malgré des variations de la nomenclature et des datations, ces ignimbrites miocènes (Formation Huaylillas, ...) et pliocènes (volcanisme Sencca) peuvent en effet être corrélées du nord au sud sur une distance > 500 km, entre les latitudes 15°S et 20°S, représentant un volume de dépôts total > 3000 km³, ce qui en fait des formations volcaniques majeures de la ZVC.

Dans la région d'Arequipa, le substratum des dépôts volcaniques cénozoïques et quaternaires est principalement composé de sédiments mésozoïques et d'intrusifs fini-Crétacé, ainsi que du soubassement précambrien métamorphique, dont les signatures géochimiques caractérisent les roches volcaniques sus-jacentes (cf. chapitre 2, Partie 2). Les ignimbrites de la région d'Arequipa sont venues combler, en partie, le bassin d'Arequipa, dont l'origine tectonique est associée à des structures "en échelon" qui affectent les grandes zones de failles régionales de Huanca et Ichupampa. Des épisodes de construction et de destruction de grands strato-volcans "andésitiques" s'intercalent et succèdent aux ignimbrites étudiées, depuis le Pliocène inférieur (Groupe Barroso, strato-volcans actuels). Certains d'entre eux peuvent avoir un lien génétique avec les ignimbrites objet de notre étude, dont ils représenteraient l'activité "post-caldérique".

**PARTIE 2. IDENTIFICATION DES IGNIMBRITES
NEOGENES ET QUATERNAIRES DE LA REGION
D'AREQUIPA**

Chapitre 1. Identification des ignimbrites fondée sur des critères géologiques et pétrographiques

1. Introduction

Le volume, la répartition et la géométrie des ignimbrites est très variable. De même leurs faciès, massif à stratifié, le degré de leur soudure, les proportions et la taille des clastes et enfin leurs compositions chimiques varient également beaucoup. Cette grande variété est observée non seulement entre des ignimbrites différentes, mais aussi au sein même d'une même unité de refroidissement. Puisque chaque critère d'identification géologique et pétrologique peut varier longitudinalement et/ou verticalement au sein d'une même unité, il est fondamental de tenir compte de plusieurs paramètres afin d'identifier une ignimbrite.

2. Critères d'identification des ignimbrites

2.1. Distribution et *aspect ratio* (rapport de forme) des ignimbrites

Les coulées de cendres et ponces sont des écoulements pyroclastiques denses qui, contrôlés par la gravité, suivent préférentiellement les bassins et les vallées, comme le montre la répartition générale des ignimbrites. Généralement les grandes épaisseurs sont observées dans les vallées tandis que les dépôts deviennent très fins ou disparaissent sur les reliefs (Cas et Wright, 1987). Cependant, certaines ignimbrites sont capables de surmonter des barrières topographiques élevées à des dizaines de kilomètres de distance de la source, comme ce fut le cas pour l'ignimbrite de Taupo (Wilson, 1985). Les distances parcourues par les ignimbrites varient depuis quelques centaines de mètres à plus de 200 km, comme c'est le cas pour certains dépôts volumineux des Andes centrales (Galán, Los Frailes, cf Partie 1, chapitre 2). Les surfaces couvertes sont de quelques centaines de km² à plus de 45 000 km² et les volumes de quelques km³ à environ 5000 km³.

Indépendamment du volume, la forme générale d'une ignimbrite peut être simplement et quantitativement décrite par le rapport de forme ("*Aspect Ratio*", AR ; Walker, 1983 ; Freundt et al., 2000). Ce rapport se définit par l'épaisseur moyenne sur le diamètre d'un cercle dont l'aire est égale à celle du dépôt. Les rapports de forme des ignimbrites varient de $< 10^{-5}$ (faible rapport de forme, LAR) à $> 10^{-2}$ (rapport de forme élevé, HAR). Deux exemples extrêmes

sont les ignimbrites HAR de la *Valley of Ten Thousand Smokes* (Alaska, 1912 ; Fierstein et Hildreth, 1992 ; Walker, 1983) et LAR de Taupo (Nouvelle-Zélande, 186 AD ; Walker et al., 1980 ; Wilson, 1985). Les ignimbrites qui répondent passivement à la topographie et restent confinées dans les vallées ont généralement un rapport de forme élevé (Walker, 1983). A l'opposé, les ignimbrites faiblement influencées par la topographie, comme le montre la distribution quasi-circulaire de celle de Taupo, sont caractérisées par un faible rapport de forme.

Nous avons calculé le rapport de forme des ignimbrites de la région d'Arequipa afin de décrire la géométrie des différentes unités de refroidissement. Les résultats sont consignés dans le paragraphe 3 de ce chapitre.

2.2. Lithofaciès

Un lithofaciès caractérise un dépôt ou l'une de ses parties selon une gamme de critères : stratification, taille et forme des grains, classement, fabrique et composition (Branney et Kokelaar, 2002). Un lithofaciès n'est pas une unité stratigraphique et n'a pas de signification génétique. En effet, une unité de refroidissement peut dévoiler une transition plus ou moins progressive entre différents lithofaciès.

Chaque lithofaciès expose une gamme de granulométrie et de classement caractéristiques qui peuvent chevaucher les limites des différents lithofaciès. Comme le suggèrent Branney et Kokelaar (2002), il est préférable d'utiliser une combinaison de critères pour décrire un lithofaciès plutôt que la seule granulométrie. Cette approche a aussi l'avantage de pouvoir être appliquée aux dépôts indurés qui, ne pouvant être tamisés, ne peuvent donc pas faire l'objet d'une analyse granulométrique. Ceci est le cas pour la plupart des dépôts étudiés ici.

Les ignimbrites de la région d'Arequipa appartiennent au lithofaciès "tuf de lapilli massif" (TLm) ("*Massive lapilli-tuff*") qui est le plus commun. Le faciès TLm caractérise des couches de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, peu à très peu classées, et dont la taille moyenne des grains appartient à la gamme des cendres (0.16 à 2 mm). Un faciès TLm se caractérise également par l'absence de stratification interne et comprend différentes proportions de ponces et fragments lithiques emballés par une matrice cendreuse avec ou sans cristaux libres, le tout étant plus ou moins bien classé. Les formes généralement arrondies des ponces et des fragments lithiques sont dues à l'abrasion pendant l'écoulement, bien que ce phénomène soit moins prononcé pour les lithiques plus durs.

Le lithofaciès TLm englobe une grande variété de dépôts mais des subfaciès peuvent être distingués. La nature, les proportions relatives et le granoclassement des constituants permettent en effet de distinguer différents subfaciès.

De plus, les unités appartenant au TLM varient depuis des dépôts isotropes (sans fabrique des grains) jusqu'à ceux dont les fabriques plus ou moins développées sont définies par l'orientation ou l'arrangement planaire et/ou linéaire privilégié des ponces, des fragments lithiques, des cristaux et des échardes de verre. Ces fabriques de grains peuvent aussi être enregistrées sous la forme d'une anisotropie de susceptibilité magnétique (Ellwood, 1982), même dans des dépôts isotropes où elles ne sont pas visibles à l'œil nu. Cette fabrique forme des plans d'inclinaisons variables, de 0° (plans de foliation horizontaux) à 45°, que l'on appelle imbrication. Enfin cette fabrique peut varier verticalement et longitudinalement dans une unité de refroidissement.

2.3. Les différents composants

Les ignimbrites sont composées de matériel juvénile (magma), représenté par les ponces et les échardes de verre et cristaux de la matrice, ainsi que de fragments lithiques dérivés des parois du conduit ou arrachés au substratum lors de l'écoulement (Tableau 2).

Les fragments juvéniles

Les fragments juvéniles des ignimbrites et plus précisément les ponces sont généralement modérément à fortement vésiculés, et présentent différentes formes de vésicules. Les proportions ainsi que la composition des cristaux observés dans les ponces permettent aussi de les identifier. Dans le cas des ignimbrites d'Arequipa, deux classes de ponces principales ont été identifiées : les fibreuses aphyriques ayant des vésicules très allongées et celles riches en cristaux exhibant des vésicules sphériques. Les premières témoignent d'un épisode de cisaillement au cours de leur remontée (Marti et al., 1999), tandis que les vésicules sphériques du second groupe de ponces sont la conséquence de fortes surpressions (Formenti, 2002).

Les cristaux sont aussi présents sous la forme de fragments libres dans la matrice, dont la nature et la composition sont généralement identiques à celles des cristaux des ponces. La proportion de cristaux dans la matrice est généralement supérieure à celle mesurée dans les ponces, ce qui signifie que les cristaux se concentrent progressivement pendant l'éruption et le transport de l'ignimbrite. La matrice comprend également des échardes de verre plus ou moins bien préservées selon le degré de soudure et d'altération du dépôt, mais dans des proportions plus importantes dans sa partie distale, relativement appauvrie en cristaux libres. En s'éloignant de la source, les ponces deviennent de plus en plus arrondies et la proportion de cendres augmente, suggérant que l'augmentation du contenu en cendres est en partie due à l'abrasion et à l'élutriation du verre des ponces pendant le transport.

Les fragments lithiques

Les fragments lithiques peuvent être des morceaux de roche 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 incluent des fragments "juvéniles" dérivés d'une partie cristallisée du magma éruptif, mais d'autres lithiques, dits accessoires, sont des fragments de roche encaissante incluant des produits d'éruptions précédentes, arrachés lors des explosions. Enfin, des lithiques accidentels peuvent avoir été érodés du substratum volcanique au passage de la coulée de cendres et de ponces.

La nature et la composition des fragments lithiques peuvent aussi renseigner sur la provenance (i.e. la localisation de la source) d'une ignimbrite. Cette approche a été utilisée par Suzuki-Kamata et al. (1993) pour étudier l'évolution de l'éruption ayant entraîné la formation de la caldera de Crater Lake au USA et par Cole et al. (1998) pour le complexe caldérique de Taupo en Nouvelle-Zélande. En effet les lithiques accessoires peuvent aider à identifier la stratigraphie sous l'événement et donc à localiser ce dernier et le système hypovolcanique. La nature des fragments lithiques arrachés aux parois du conduit reflète aussi la présence ou l'absence d'un système hydrothermal (selon le degré ou la nature de l'altération des fragments) tandis que leur abondance dans des niveaux particuliers indique un épisode d'effondrement d'une caldera ou l'élargissement brutal d'un événement.

Nous nous sommes intéressés dans cette étude au type, à la taille et aux proportions des différents lithiques échantillonnés dans l'une des ignimbrites étudiées (non soudée et non indurée, facilitant ainsi l'échantillonnage), afin de pouvoir localiser l'origine puis d'en déduire les effets du transport sur les proportions relatives des différents fragments.

Les cristaux

Les différentes paragenèses et différentes quantités de cristaux des ignimbrites, permettent leur identification rapide sur le terrain (Tableau 3). On sait que les ignimbrites sont généralement caractérisées par un enrichissement en cristaux libres dans la matrice par rapport à leur contenu dans les ponces. Cet enrichissement plus ou moins remarquable est non seulement lié à l'élutriation des particules fines et moins denses pendant l'écoulement, mais peut aussi être accentué par l'incorporation de cristaux ou glomérophyres (amas de cristaux) provenant du substratum. Par conséquent, même si l'enrichissement relatif de la matrice en cristaux facilite la détermination de leur nature et de leurs proportions, une grande attention doit être portée à l'origine juvénile ou accidentelle des cristaux libres.

3. L'ignimbrite du Río Chili (IRC)

3.1. Répartition spatiale

L'ignimbrite du Río Chili (IRC) a été observée et décrite en premier lieu dans le canyon du Río Chili, au niveau de l'usine hydroélectrique de Charcani IV, ce qui lui a valu son nom (Annexe 1, Figure 7 et Figure 8, coupe C-D). Néanmoins, contrairement à Wegner et Ruprecht (2003) et à Thouret et al. (2001), qui suggèrent une grande extension des affleurements de cette ignimbrite le long du canyon du Río Chili, nous avons pu montrer par notre travail de terrain et nos datations que l'IRC n'affleure, dans ce canyon, qu'à la hauteur de Charcani IV (Figure 7), sous la forme d'un dépôt épais de 50 à 80 m (Planche I, photos 1 et 2). Cette ignimbrite s'est mise en place sur une paléotopographie différenciée dans le socle précambrien métamorphique et des brèches non datées, décrites comme des coulées de débris d'âge oligocène à miocène (Wegner et Ruprecht, 2003), et attribuées à la Formation Tacaza (Figure 8, coupe C-D). La discontinuité entre les brèches de la Formation Tacaza et l'ignimbrite du Río Chili suggère une lacune de sédimentation pendant laquelle l'érosion des brèches a eu lieu.

Plus au nord sur la bordure occidentale de l'Altiplano (Río Blanco, Figure 7) une ignimbrite occupe une position stratigraphique équivalente à celle de l'ignimbrite du Río Chili dans les parois du Río Blanco (Río Blanco, Figure 7 et Figure 8 : coupe C-D et Planche I, photos 3 et 4), avec une épaisseur réduite à 20 - 40 m, inférieure à celle de l'unité de refroidissement du canyon du Río Chili.

La faible surface exposée ne permet pas de calculer ni même d'évaluer la surface recouverte par l'ignimbrite du Río Chili et par conséquent son volume. Sa géométrie dans le canyon des Ríos Chili et Blanco laisse néanmoins supposer un épaissement du dépôt vers l'est, sous le volcan El Misti, ce qui voudrait dire qu'elle proviendrait de l'est (dépression de la Laguna Salinas). Des ignimbrites oligo-miocènes affleurent également au sud de la Laguna Salinas dans la région de Puquina (Figure 3 et Figure 7).

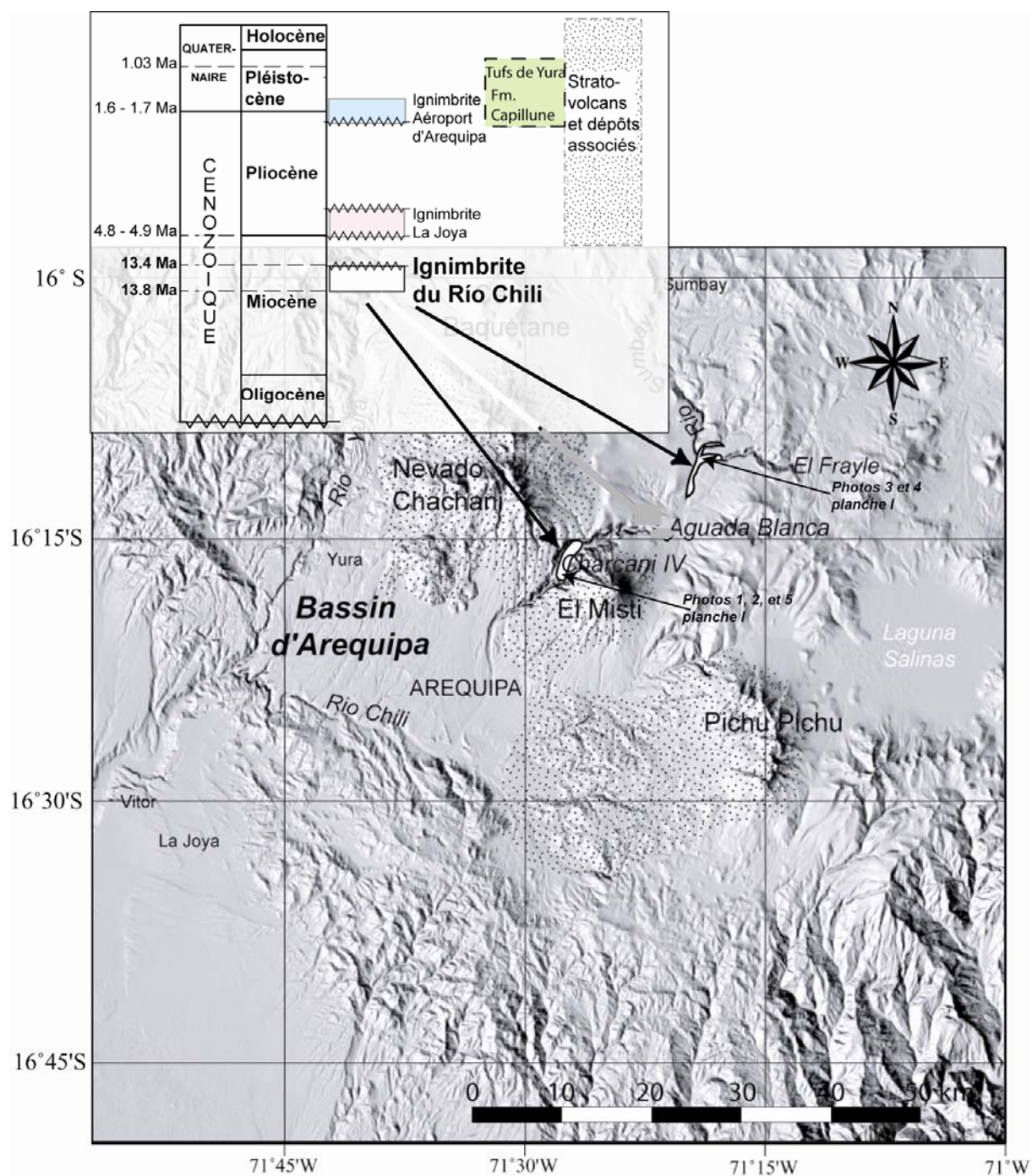


Figure 7 : Carte de répartition des affleurements de l'Ignimbrite du Río Chili.

3.2. Lithofaciès

L'IRC principalement décrite dans la vallée du Río Chili est une unité de refroidissement composée. Comme son faciès tuf de lapilli massif (TLm, Branney et Kokelaar, 2002), ne montre aucune stratification, il est impossible de distinguer les différentes unités d'écoulement. On peut suggérer que ces unités d'écoulement se soient mises en place assez rapidement et ont refroidi "en masse" pour ne former qu'une seule unité de refroidissement.

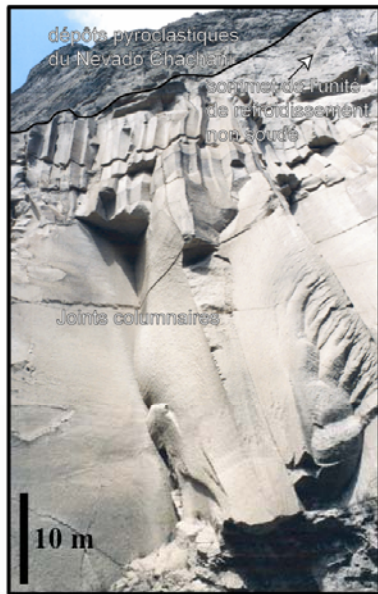


photo 1

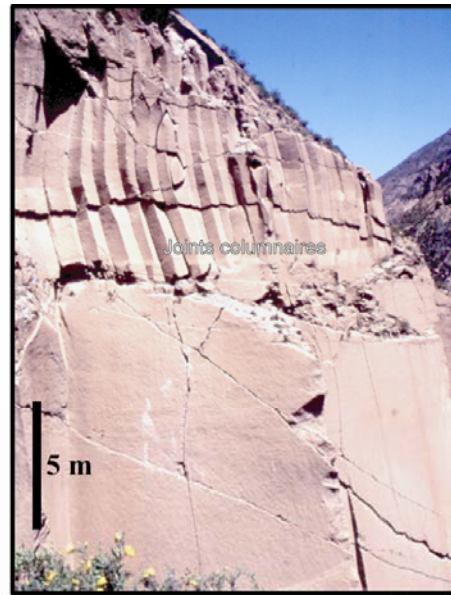


photo 2

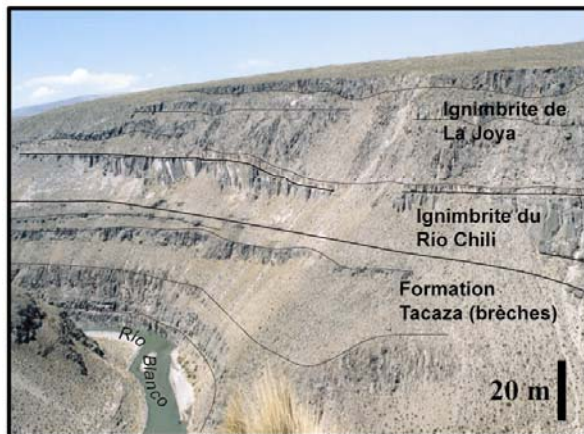


photo 3

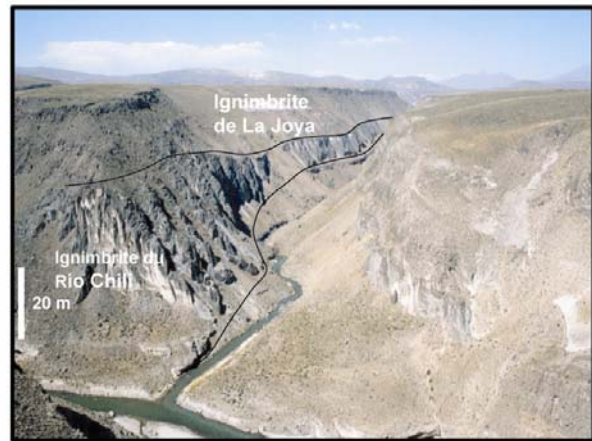


photo 4



photo 5

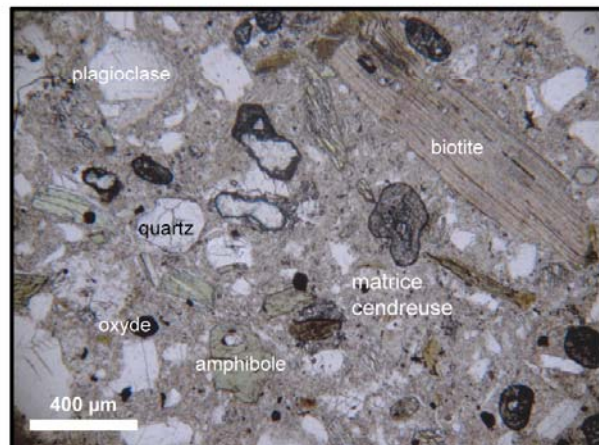


photo 6

Planche I : Ignimbrite du Río Chili. Photos 1 et 2 : unité de refroidissement de l'IRC en amont de Charcani IV (canyon du Río Chili) ayant un faciès partiellement soudé (sauf dans sa partie sommitale) avec des joints columnaires plus ou moins grossiers. Photos 3 et 4 prises sur la coupe des dépôts volcaniques tertiaires dans la vallée du Río Blanco (amont Aguada Blanca). L'IRC est intercalée entre les brèches de la Formation Tacaza et l'ignimbrite de La Joya, son épaisseur variant de 20 à 40 m. Photo 5 : l'IRC au niveau de Charcani IV. Photo 6: lame mince de l'IRC (roche totale) observée en lumière naturelle. La localisation des prises de vue est reportée sur la Figure 7.

Le faciès de l'IRC est riche en ponces pluri-centimétriques, emballées dans une matrice cendreuse de couleur gris-rosé caractéristique, qui la distingue aisément sur le terrain (Planche I, photo 5). Elle contient la proportion la plus importante, parmi les ignimbrites d'Arequipa, en cristaux libres dans la matrice (~40%) et inclus dans les ponces (Tableau 2). Les fragments lithiques, faiblement représentés (< 5%), consistent en fragments accessoires de lave andésitique et en fragments accidentels de brèche de la Formation Tacaza et de quartzite précambrienne arrachés au substratum lors de la mise en place.

échantillon	verre	cristaux	fragments lithiques	dévitrification	échantillon	verre	cristaux	fragments lithiques	dévitrification
TY					ILJ (suite)				
PIG-02-45	85	15	5	non	PIG-02-62	75	22	3	phase vap.
PIG-02-58	98	2	x	non	PIG-02-66	70	25	5	phase vap.
PIG-02-64	90	10	x	non	PIG-02-66b	90	10	x	non
PIG-03-106	65	20	15	non	PIG-02-68	95	5	x	non
unité rose IAA					PIG-00-21	60	25	15	dev. rep
PIG-00-15	95%	5%	x	non	PIG-00-17a	70	25	5	non
PIG-00-16	95	5	x	non	PIG-00-17b	80	20	x	non
PIG-00-42	95	5	x	non	PIG-00-20	95	5	x	non
PIG-02-73	65	20	5	non	PIG-02-65	80	20	0	dev. rép.
unité blanche IAA					IRC				
PIG-00-22	65	20	15	phases vapeur	PIG-00-18a	50	40	10	non
PIG-02-48	65	25	10	phase vap.	PIG-00-18b	60	40	x	non
PIG-02-78	65	25	10	phase vap.	PIG-02-54a	60	35	5	non
PIG-02-43bis	70	20	10	phase vap.	PIG-02-54b	65	35	x	phase vap.
ILJ					PIG-02-57	70	25	5	phase vap.
PIG-00-19	75	20	5	dévitrification répandue					
PIG-00-19b	80	20	x	dev. rép.					
PIG-02-49	70	25	5	phase vap.					
PIG-02-51	60	30	10	phase vap.					

Tableau 2 : proportions des trois constituants principaux des ignimbrites de la région d'Arequipa. Sous la dénomination "verre" sont comptées les échardes de verre de la matrice et les ponces. La mention "cristaux" correspond aux cristaux libres contenus dans la matrice. L'annexe 1 résume les différentes analyses réalisées sur chacun des échantillons.

Les affleurements septentrionaux, situés à l'amont du Río Chili (barrage d'Aguada Blanca, Figure 7) et dans la vallée du Río Blanco (Planche I, photos 3 et 4) révèlent un faciès plus bréchique et plus riche en fragments lithiques. Les ponces blanches sont, elles aussi, riches en cristaux de feldspath, biotite et amphibole, tandis que la matrice de couleur grise contient également du quartz.

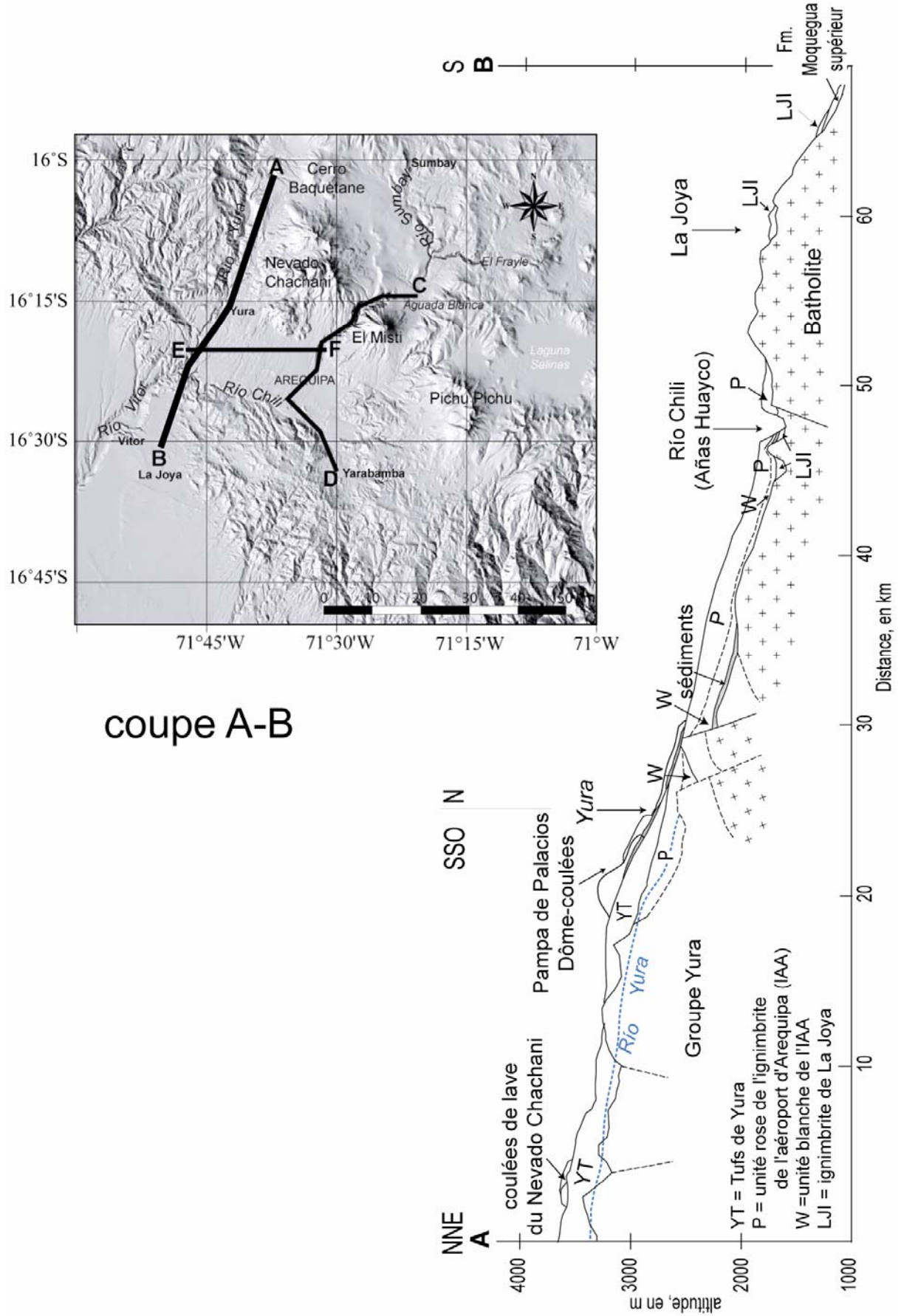
Près de l'usine hydroélectrique de Charcani IV (Figure 7), là où elle atteint l'épaisseur maximum de 80 m, la soudure de l'ignimbrite du Río Chili la fait varier d'un dépôt non soudé et non induré au sommet (15 derniers mètres) à partiellement soudé vers la base du dépôt, là où les ponces sont faiblement déformées (Planche I, photo 1). Malgré la forte charge lithostatique qu'implique une épaisseur de 80 m, nous n'avons pas observé un degré de soudure élevé dans le dépôt. Cette ignimbrite se distingue aussi par ses joints columnaires de refroidissement bien développés et espacés de 1 à 5 m environ dans la partie centrale du dépôt (Planche I, photos 1 et 2).

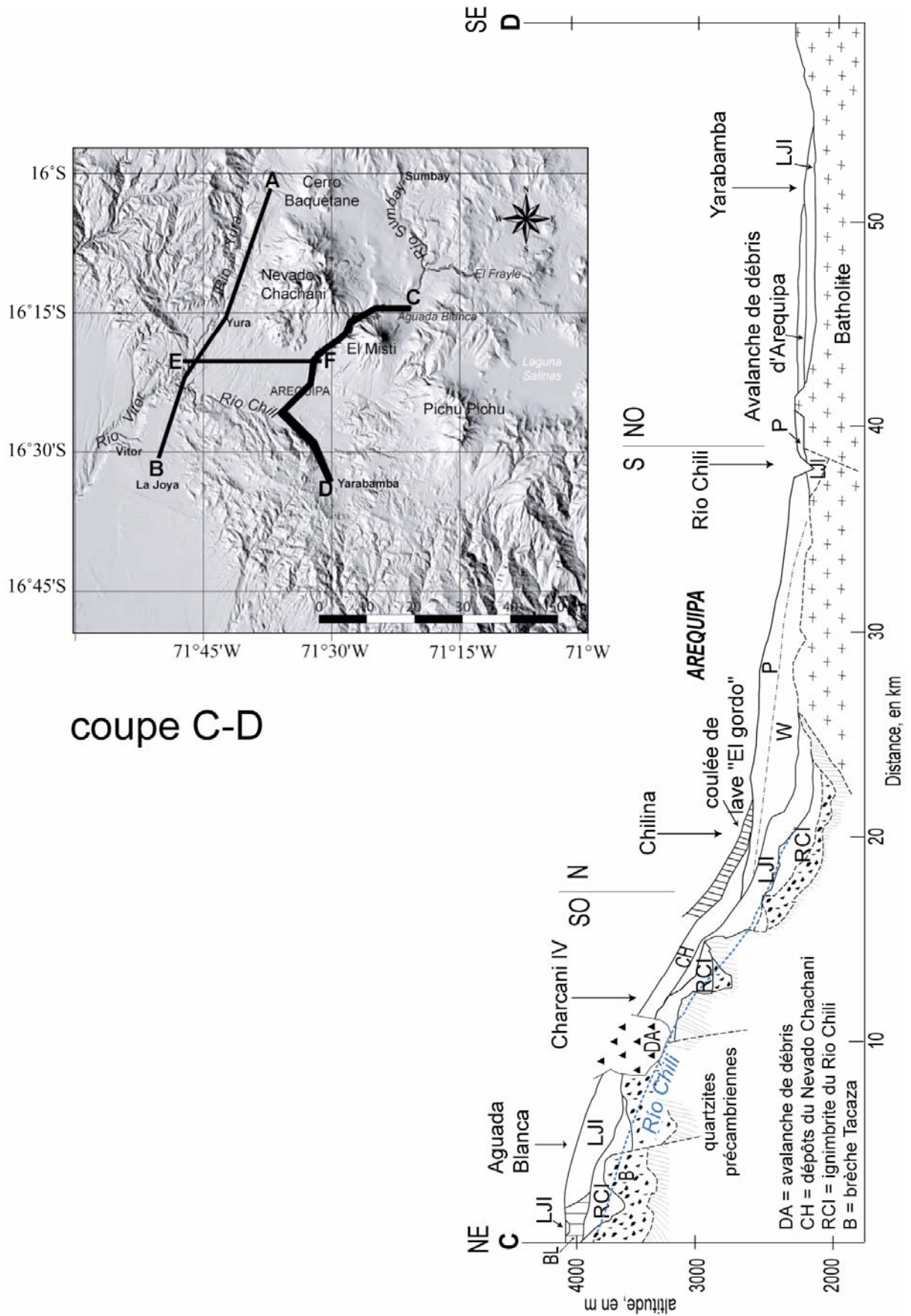
3.3. Minéralogie

Les échantillons de l'IRC sont caractérisés par les plus forts contenus en cristaux de toutes les ignimbrites étudiées (Tableau 2). La matrice est riche en quartz, biotite et amphiboles (Planche I, photo 6), mais le plagioclase est la phase minérale la plus abondante (Tableau 3). Les quartz et plagioclases sont des cristaux de grande taille, jusqu'à 0.6 cm. Les biotites plus ou moins altérées mesurent quelques mm de longueur. La proportion importante de l'amphibole (15% des cristaux, Tableau 3) nous permet de reconnaître rapidement cette ignimbrite sur le terrain. Les ponces de couleur blanche sont également riches en biotites et amphiboles mais elles contiennent moins de quartz.

IGNIMBRITE échantillon	roche tot.	ponce	plagio- clase	quartz	biotite	sanidine	amphi- bole	oxyde	piroxène
TY									
PIG-02-45	x		60	±	10	25	±	5	0
PIG-02-58		x	100	0	0	0	0	0	0
PIG-02-64		x	40	20	10	20	±	10	0
PIG-03-106		x	70	10	15	±	0	5	0
unité rose IAA									
PIG-00-15		x	75	0	15	0	0	10	0
PIG-00-16		x	65	0	30	0	0	5	0
PIG-00-42		x	55	10	18	10	0	2	0
PIG-02-73	x		70	0	20	5	0	5	0
unité blanche IAA									
PIG-00-22	x		55	10	18	10	0	5	2
PIG-02-48	x		70	±	20	±	0	10	0
PIG-02-78	x		70	10	15	0	0	5	0
PIG-02-43bis	x		58	10	22	0	0	10	±
ILJ									
PIG-00-19	x		60	10	10	15	2	4	0
PIG-00-19b		x	50	12,5	20	12,5	0	4	0
PIG-02-49	x		30	10	10	40	5	5	0
PIG-02-51	x		20	25	10	35	5	5	0
PIG-02-62	x		25	30	10	25	5	5	0
PIG-02-66	x		30	20	10	30	5	5	0
PIG-02-66b		x	30	20	5	35	5	5	0
PIG-02-68		x	80	0	15	0	0	5	0
PIG-00-21	x		50	10	5	20	5	5	5
PIG-00-17a	x		40	14	10	30	0	5	0
PIG-00-17b		x	65	10	1	23	0	1	0
PIG-00-20		x	0	39	2	55	0	4	0
PIG-02-65	x		30	25	5	30	±	10	0
IRC									
PIG-00-18a	x		50	7,5	15	7,5	15	5	0
PIG-00-18b		x	50	5	20	5	15	5	0
PIG-02-54a	x		35	5	15	10	25	10	0
PIG-02-54b		x	30	±	30	±	30	10	0
PIG-02-57	x		35	20	10	20	10	5	0

Tableau 3 : proportions des différentes phases minérales dans les ignimbrites d'Arequipa (en %). La nature de chaque échantillon est précisée : roche totale ou ponce.





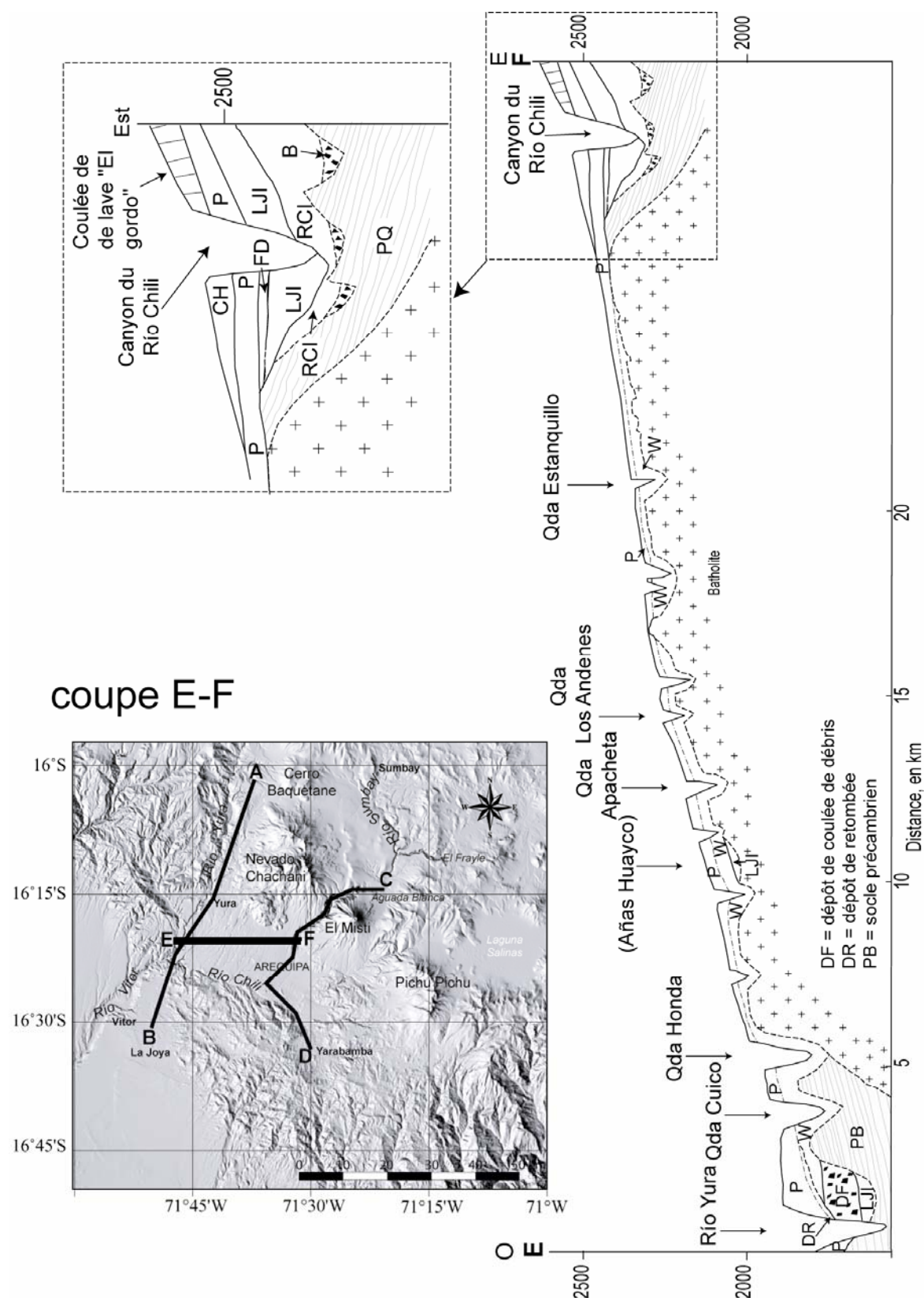


Figure 8 : coupes géologiques du bassin d'Arequipa, localisées sur le MNT. A-B : coupe nord-sud de la partie occidentale du bassin d'Arequipa. C-D : coupe Nord-Sud de la partie orientale du bassin d'Arequipa. E-F : coupe Ouest-Est du bassin d'Arequipa. PQ ou PB : socle ou quartzite précambriens, YGS : sédiments du Groupe Yura, B : brèche Tacaza, RCI : ignimbrite du Río Chili, BL : lave Barroso, LJI : ignimbrite de La Joya, DF : dépôt de coulée de débris, W : unité blanche de IAA, P : unité rose de IAA, TY : tufs de Yura, CH : brèche hydroclastique du Chachani, DA : avalanche de débris, MLF : coulée de lave du Misti, DR : dépôt de retombée.

4. L'ignimbrite de La Joya (ILJ)

4.1. Répartition spatiale : rapport de forme moyen.

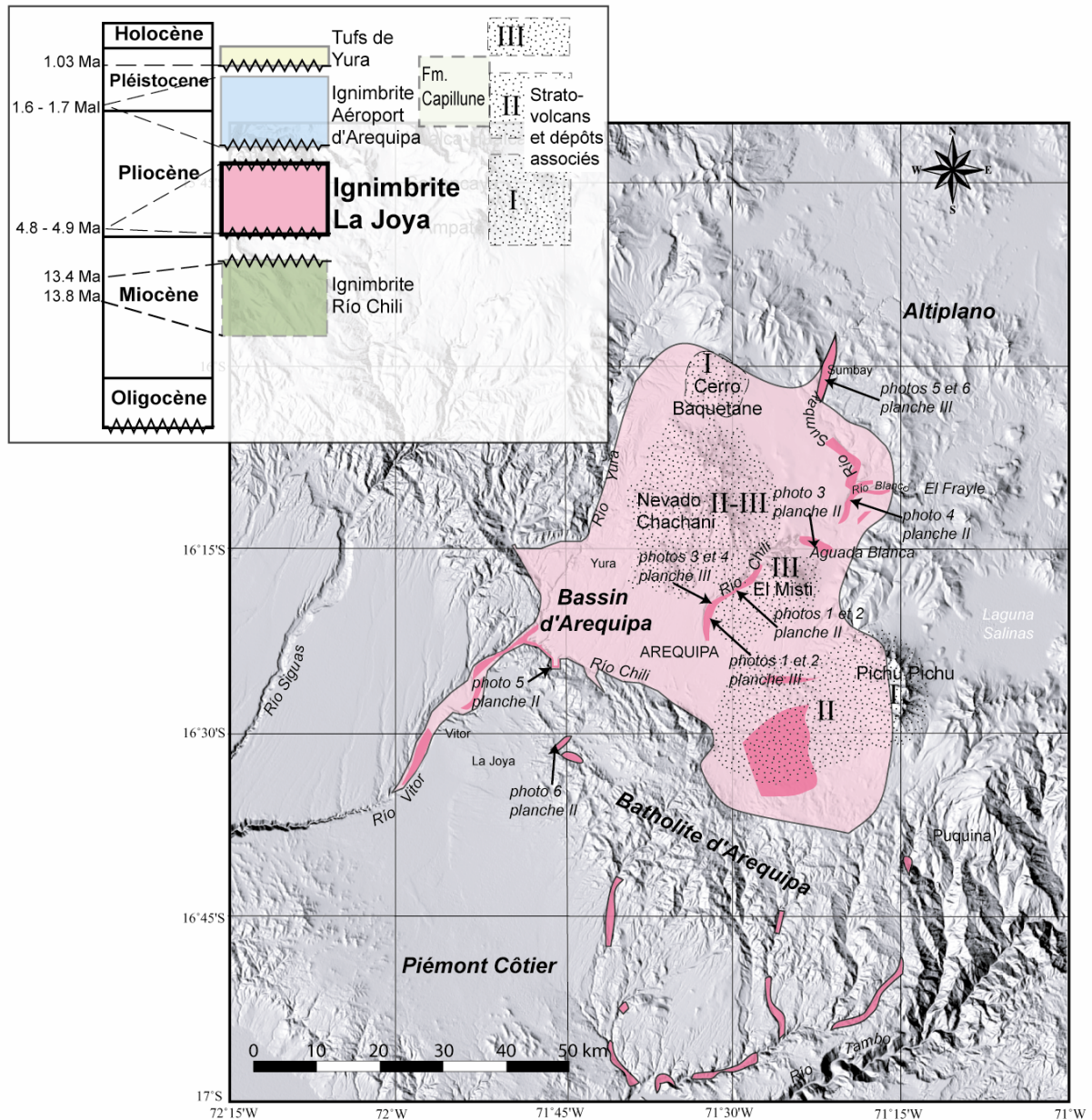


Figure 9 : répartition spatiale des affleurements de l'ignimbrite de La Joya. En couleur plus soutenue, les zones d'affleurement. En couleur plus claire, la surface approximative recouverte et interpolée à partir des affleurements observés. Voir annexe 1 pour les coordonnées de chaque échantillon

L'ignimbrite de La Joya recouvre une surface supérieure à 800 km², ce qui en fait la plus vaste de la zone d'étude. Son épaisseur mesurée le long de plusieurs sections verticales dans les vallées des Rios Sumbay et Chili ainsi que sur batholithe permet d'estimer un volume de

dépôt de l'ordre de 16 à 24 km³. Il s'agit d'une ignimbrite de rapport de forme moyen (MAR), de l'ordre de 10⁻⁴.

Elle est non seulement observable dans le bassin d'Arequipa, mais également au sud sur le batholithe d'Arequipa, et au-delà vers le sud sur le Piémont côtier, c'est à dire sur une distance > 100 km. Enfin sur l'Altiplano elle forme les parois de la vallée du Río Sumbay (Figure 8 et Figure 9). Comme elle est très étendue, l'ILJ expose des faciès très différents ; nous la présenterons donc secteur par secteur.

- Dans le bassin d'Arequipa et sur l'Altiplano (position proximale)

Dans le bassin d'Arequipa, l'ILJ est exposée à la faveur des vallées du Río Chili à l'est et au sud et du Río Yura à l'ouest, qui ont creusé assez profondément la séquence ignimbritique néogène pour permettre son observation (Figure 8, coupes C-D et E-F). Plus en amont dans le canyon du Río Chili, cette ignimbrite forme des escarpements hauts de 20 à 50 m et repose en discordance sur l'ignimbrite du Río Chili ou directement sur les brèches de la Formation Tacaza ou encore sur le socle précambrien (Figure 8, coupe C-D). On peut suivre l'ignimbrite de La Joya de manière quasi continue le long de la vallée jusqu'à la cicatrice d'effondrement du Misti, au delà de laquelle la stratigraphie des dépôts formant les parois de la vallée change brutalement. On retrouve cette ignimbrite près du barrage d'Aguada Blanca, où elle couronne la partie supérieure des falaises, épaisse de 20 m environ, au-dessus des dépôts volcaniques stratifiés du groupe Barroso (Figure 8, coupe A-B). L'épaisseur de l'ILJ est d'une dizaine de mètres environ dans ce secteur.

Dans la vallée du Río Yura, l'ignimbrite de La Joya se présente sous la forme d'une unité d'écoulement de seulement quelques mètres d'épaisseur recouvrant les sédiments du Groupe Yura ou le Batholithe d'Arequipa (Figure 8, coupe E-F). L'ILJ affleure aussi dans la partie sud-est de la dépression d'Arequipa, vers le village de Yarabamba (Figure 8, coupe C-D et Figure 9). Nous pouvons conclure que l'ILJ recouvre tout le bassin, même si elle ne peut cependant pas être suivie en continu, l'incision à travers les dépôts ignimbritiques n'étant pas assez importante pour permettre son observation.

L'ignimbrite de La Joya affleure aussi sur l'Altiplano dans la partie septentrionale de la zone d'étude, à la faveur des vallées des Ríos Chili, Blanco et Sumbay (Figure 9). Au nord d'Aguada Blanca, dans les vallées des Ríos Chili et Blanco, l'ILJ, épaisse de 10 à 30 m, arme la séquence dans laquelle les vallées sont creusées. La vallée du Río Sumbay est totalement creusée dans l'ignimbrite de La Joya qui présente ici une épaisseur supérieure à 50 m.

- Sur le batholithe d'Arequipa et le piémont côtier (position distale)

Sur le batholithe d'Arequipa au sud du bassin, l'ignimbrite de La Joya s'est mise en place dans des vallées peu profondes, où elle a laissé un dépôt d'une dizaine de mètres d'épaisseur maximum (Figure 8, coupe A-B, Figure 9 et Planche II, photo 6). On la retrouve intercalée dans les sédiments détritiques qui appartiennent à la Formation Moquegua supérieure sur le Piémont côtier en rive droite du Río Vitor. Elle ne représente plus ici qu'un dépôt de quelques mètres d'épaisseur. Au sud du Batholithe, l'ILJ affleure de manière discontinue dans les nombreuses quebradas affluents du Río Tambo (Figure 9).

4.2. Lithofaciès et minéralogie

Dans les vallées des Ríos Chili et Blanco, l'ignimbrite de La Joya consiste en une unité de refroidissement composée, qui comprend deux à trois unités d'écoulement facilement identifiables (Planche II). Chaque unité d'écoulement possède une semelle bien individualisée à sa base, surmontée par le dépôt massif du corps de l'ignimbrite (Planche II, photo 3 et Planche III, photo 4). Ce découpage des unités d'écoulement en deux couches est identique à celui décrit par Sparks et al. (1991) et Freundt et al. (2000) pour une unité d'écoulement typique. La semelle des unités d'écoulement (couche 1 et/ou 2a ; Freundt et al., 2000) montre une grande variété de faciès, qui reflète l'environnement local lors de la mise en place et le mode de transport. Il s'agit parfois d'une couche riche en fragments lithiques denses et appauvrie en particules fines, qui correspond au dépôt lié à la zone de ségrégation à la tête de l'écoulement pyroclastique, considérée comme une région très dynamique où l'air est ingéré. Ces couches riches en gros fragments lithiques denses sont souvent intercalées dans ou recouvertes par des couches riches en particules fines (cendres et fragments de cristaux), qui possèdent parfois des stratifications fines et entrecroisées. Ces semelles riches en cendres sont associées à des déferlantes basales ("*ground surge*") très énergétiques et diluées qui devancent l'écoulement ignimbritique dense. Ces niveaux enrichis en particules fines peuvent correspondre à la couche 2a d'une unité d'écoulement (Sparks et al., 1991 ; Freundt et al., 2000), décrite comme une couche de cendres présentant un granoclassement inverse, avec un passage brutal ou progressif à la couche 2b, c'est-à-dire au corps de l'ignimbrite lui-même. Ces semelles ont des épaisseurs de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres, ne sont jamais soudées et sont très peu indurées (Planche II, photos 3 et 5 et Planche III, photo 4). A la base de l'unité d'écoulement inférieure, nous avons observé une zone de cisaillement de plusieurs dizaines de centimètres affectant non seulement l'ignimbrite, mais aussi son substratum.

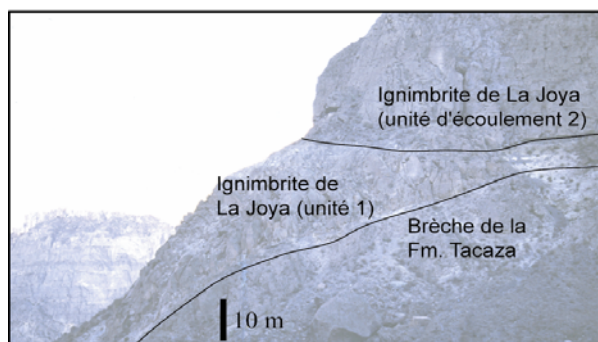


photo 1

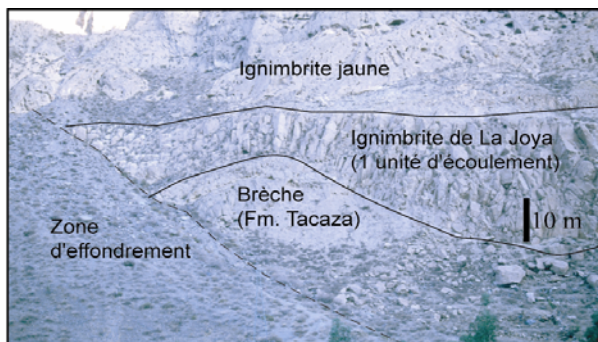


photo 2

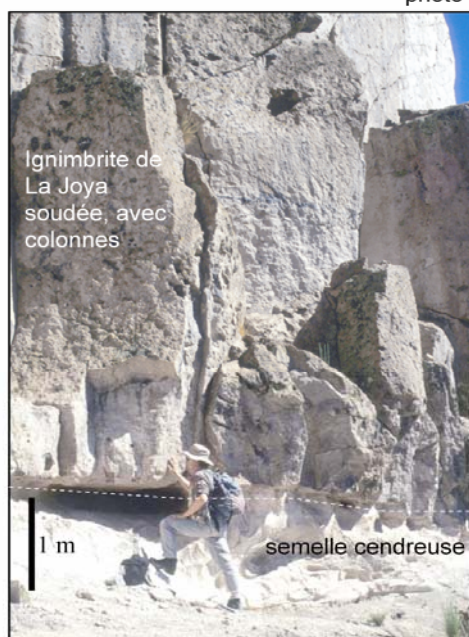


photo 3

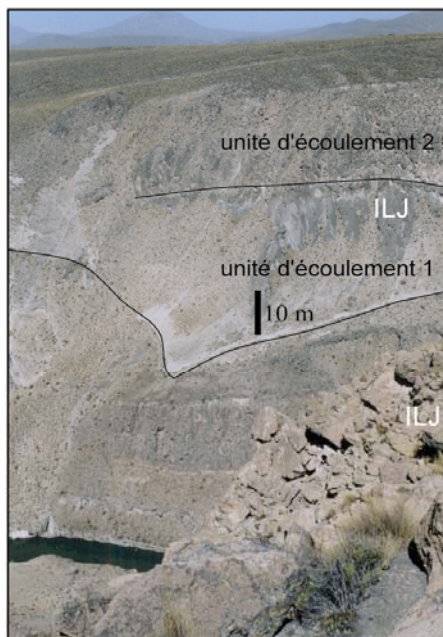


photo 4



photo 5



photo 6

Planche II : ignimbrite de La Joya (ILJ). Photos 1 et 2 : unités d'écoulement simple et double de ILJ de 10 m d'épaisseur environ dans le canyon du Río Chili et influencées par la paléotopographie. Photo 3 : base de l'unité d'écoulement inférieure à Aguada Blanca et sa semelle (blanche) enrichie en particules fines. Le corps de l'ignimbrite possède ici un faciès soudé avec joints colonnaires. Photo 4 : ILJ composée de deux unités d'écoulement (~ 20 m d'épaisseur) dans la vallée du Río Chili en amont d'Aguada Blanca (Altiplano). Photo 5 : deux unités d'écoulement de 3-4 m d'épaisseur totale environ, en aval du Río Chili au sud du bassin d'Arequipa. Semelle bien différenciée (~ 1 m d'épaisseur) à la base de la première unité d'écoulement enrichie en grosses ponces pluri-centimétriques et appauvrie en matrice fine. Le corps de l'unité d'écoulement non soudé est plus riche en cendres. Photo 6 : partie distale d'une unité d'écoulement de l'ILJ sur le Batholithe d'Arequipa. Le faciès non soudé est riche en grosses ponces pluricentimétriques. Malgré l'absence de soudure et de compaction, le dépôt apparaît tout de même induré. Localisation des prises de vue sur la Figure 9.



photo 1

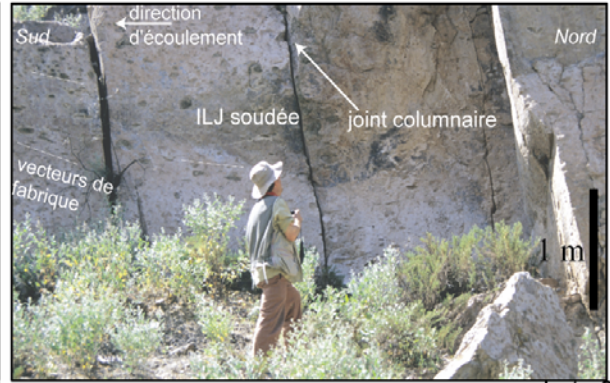


photo 2

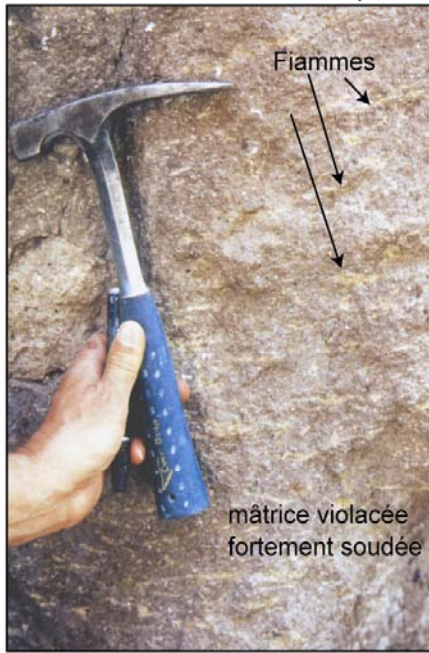


photo 3

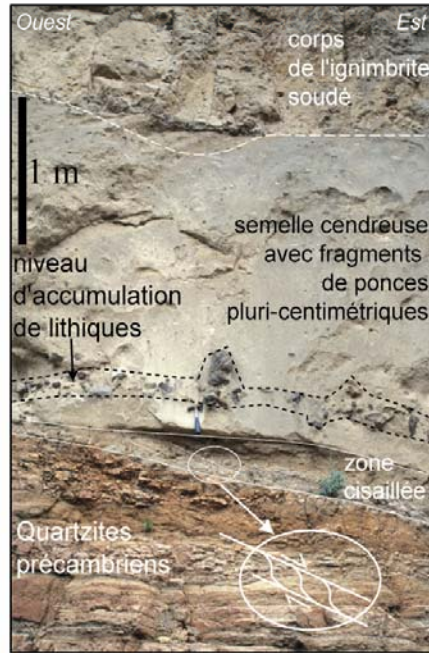


photo 4

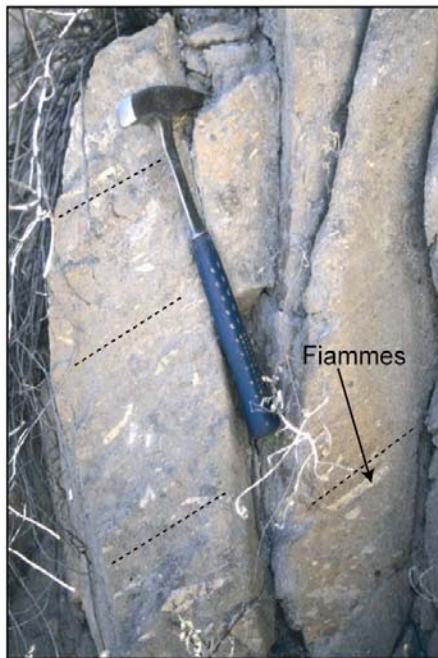


photo 5

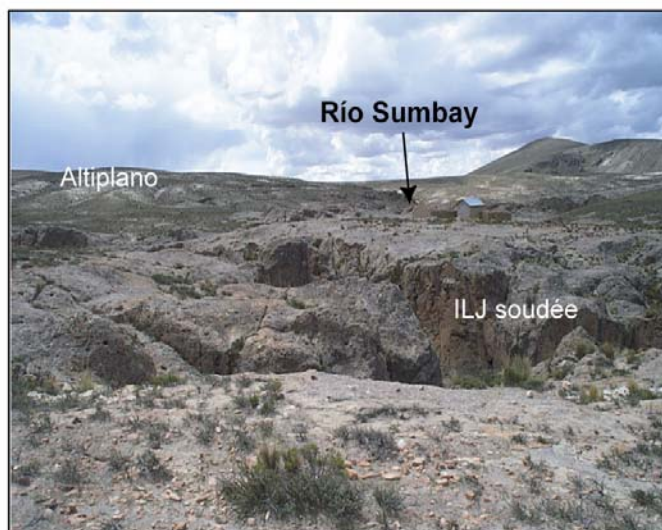


photo6

Planche III (page précédente) : ILJ (suite). Photo 1 : dépôt soudé à fiammes à Chilina (vallée du Río Chili). Photo 2 : dépôt partiellement soudé dans la vallée du Río Chili (Chilina). Noter la présence de joints columnaires et d'une fabrique de forme grossière marquée par l'alignement des ponces, indiquant une direction d'écoulement du nord vers le sud. Les grosses cavités rondes correspondent à d'anciennes ponces pluri-centimétriques altérées. Photos 4 : base de l'unité d'écoulement inférieure de l'ILJ dans le canyon du Río Chili. L'unité d'écoulement repose sur les quartzites précambriens qui ont été cisailés au contact avec l'ignimbrite (sur plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur). La semelle épaisse riche en particules fines avec des ponces centimétriques et quelques lithiques comprend une zone d'accumulation de gros fragments lithiques denses. Photo 3 et 5 : dépôt soudé à fiammes dans les canyons du Río Chili et du Río Sumbay, respectivement, avec une matrice de couleur gris-violacé typique du faciès soudé. Photo 6 : sur l'Altiplano, l'ILJ soudée exhibe parfois des structures en fiammes. Ici à proximité de la vallée du Río Sumbay, le faciès soudé de l'ILJ affleure à la faveur des vallées affluentes du Río Sumbay. Le sommet de l'ILJ est riche en grosses ponces pluridécimétriques. Localisation des prises de vue sur la Figure 9.

Dans les canyons des Ríos Chili et Sumbay, le corps de l'unité d'écoulement (couche 2), représentant la majorité de l'épaisseur du dépôt (10 à 30 m), consiste en un dépôt massif prismé, sans stratification ni granoclassement, montrant un degré de soudure relativement important, parfois même avec des fiammes (Planche III, photos 1, 2, 3, 5 et 6). La forte soudure des unités d'écoulement de l'ignimbrite de La Joya pourrait être liée à sa canalisation dans une paléovallée (oblique à celle du Río Chili) qui, ayant confiné l'écoulement, a permis de maintenir des températures élevées plus longtemps, associées à la forte charge lithostatique du dépôt épais.

En aval du Río Chili ainsi que dans la vallée du Río Yura, il ne subsiste plus de l'ignimbrite de La Joya qu'un dépôt de quelques mètres d'épaisseur non soudé et faiblement induré, intercalé entre des sédiments fluviaux (Planche II, photo 5). Le dépôt est riche en ponces blanches de même nature que celles des unités d'écoulement du canyon du Río Chili, contenues dans une matrice de couleur gris clair, riche en cristaux de sanidine et quartz et pauvre en fragments lithiques.

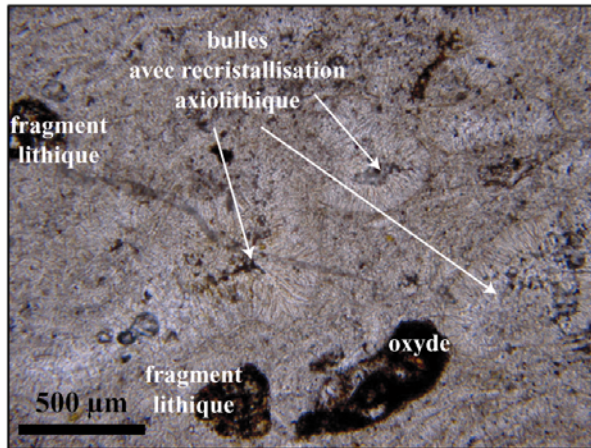


photo 1

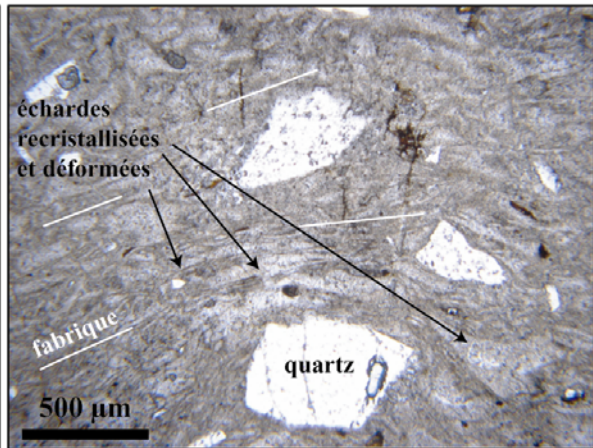


photo 2

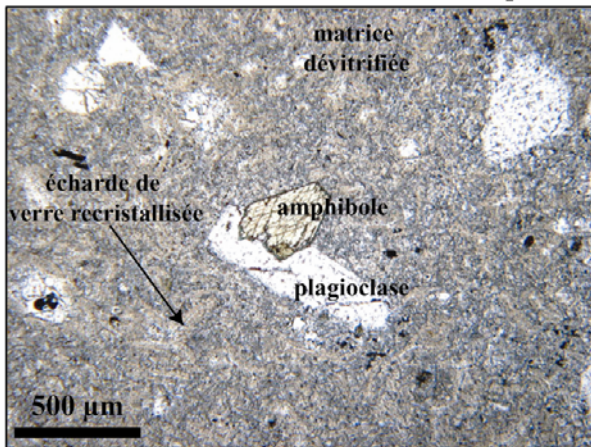


photo 3

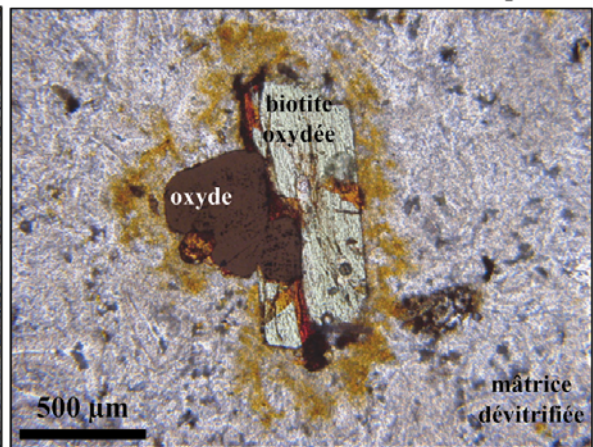


photo 4

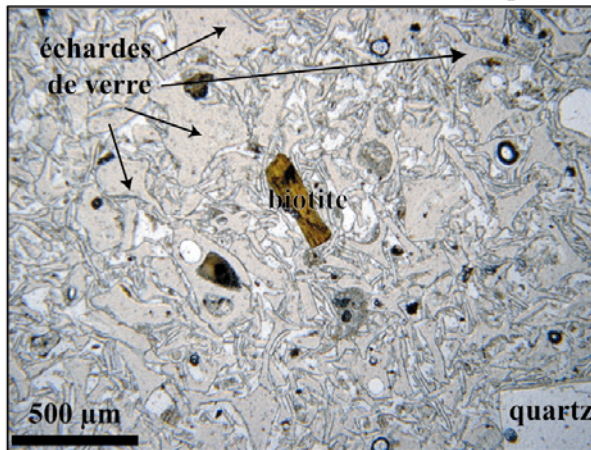


photo 5

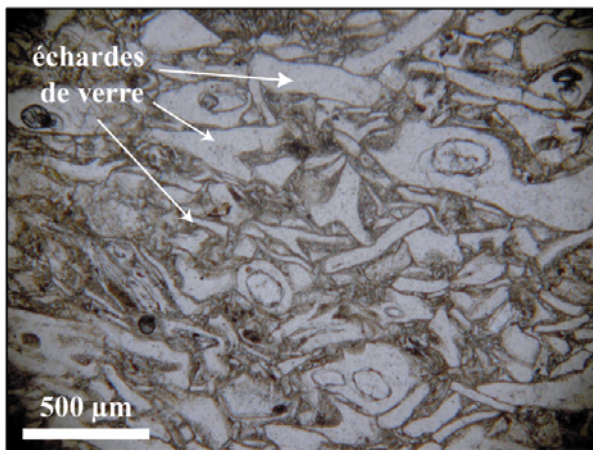


photo 6

Planche IV : ILJ (suite). Photos prises au microscope en lumière naturelle au grossissement $\times 10$. Photo 1 : matrice du faciès très soudé de l'ILJ dans la vallée du Río Chili. On observe une cristallisation axiolithique aux parois des anciennes bulles de la matrice. Photo 2 : idem photo 1. Les anciennes éclanches de verre sont déformées, écrasées, formant ainsi une fabrique qui se calque sur la direction de compaction du dépôt. Photos 3 et 4 : faciès dévitrifié et soudé de l'ILJ avec quelques cristaux de feldspath, biotite, oxydes et amphibole. La recristallisation axiolithique des éclanches de verre est bien visible. Photos 5 et 6 : faciès non soudé de l'ILJ. Les éclanches de verres ne sont ni déformées ni recristallisées. Sur la photo 6, on observe tout de même un début de compaction et de déformation des éclanches de verre.

Macroscopiquement, l'ignimbrite de La Joya se caractérise par une couleur grise plus ou moins soutenue selon le degré de soudure (Planche II et Planche III), qui devient violacée pour les dépôts les plus soudés, à fiammes (Planche III, photos 3, 4 et 5). La matrice très indurée et dévitrifiée des unités soudées est riche en gros cristaux de sanidine et quartz (> mm) et contient aussi un peu de biotite et d'amphibole (Planche IV, photos 3 à 8, et Tableau 3). Les fragments lithiques ne représentent que 3 à 15% (Tableau 2). Les semelles des unités du canyon du Río Chili montrent les mêmes composants emballés dans une matrice cendreuse. Les ponces de couleur blanche sont elles aussi riches en cristaux de sanidine, quartz et feldspath plagioclase de grande taille (> mm). L'abondance de cristaux de sanidine automorphes de 0.5 mm à 5 mm permet de caractériser rapidement l'ILJ sur le terrain.

Le dépôt non soudé, en position distale (batholite d'Arequipa, piémont côtier), est enrichi en ponces pluri-centimétriques par rapport aux unités du bassin d'Arequipa et des vallées des Ríos Sumbay, Blanco et Chili. Les ponces et la matrice sont, de façon caractéristique, riches en cristaux de sanidine et de quartz (Tableau 2). La matrice non soudée est riche en échardes de verre non dévitrifiées, très bien préservées (Planche IV, photos 7 et 8). A l'opposé, le verre de la matrice des unités d'écoulement soudées est totalement dévitrifié et recristallisé. Selon l'intensité de la soudure, la structure des échardes de verre est plus ou moins préservée, et l'on peut parfois observer la forme originelle de l'écharde, marquée par une recristallisation axiolitique (Planche IV, photos 5 et 6). Dans les faciès les plus soudés, les échardes de verre sont déformées, écrasées (Planche IV, photos 4) et perdent parfois leur structure pour laisser la place à des sphérulites (Planche IV, photo 3).

4.3. Conclusion

L'ignimbrite de La Joya, la plus vaste des ignimbrites étudiées (800 km² et 20 km³ environ), est aussi celle qui possède la plus grande variété de faciès. Les variations de degré de soudure et du nombre d'unités d'écoulement sont attribuées à l'influence du substratum et de la paléotopographie locale lors de la mise en place. Le confinement d'une partie de l'ignimbrite dans des vallées a entraîné la formation de dépôts épais, complexes et soudés. La forte soudure est aussi liée à la faible quantité de fragments lithiques contenus dans l'ILJ. Dans la partie plus distale ou bien sur les hauteurs, l'ignimbrite réduite à quelques mètres d'épaisseur n'est pas soudée et comporte des zones d'accumulation des ponces.

Malgré cette relative complexité, certaines caractéristiques communes à cette unité de refroidissement, comme l'abondance des cristaux de sanidine de grande taille, la nature des

ponces, la pauvreté en fragments lithiques, permettent de reconnaître l'ignimbrite de La Joya sur le terrain.

5. L'ignimbrite de l'Aéroport d'Arequipa (IAA)

Cette ignimbrite est l'éponyme du "sillar" d'Arequipa (Fenner, 1948 ; Jenks, 1948 ; Jenks et Goldich, 1954, 1956 ; Vargas, 1970 ; Barker, 1996 ; Vatin-Pérignon et al., 1996). La roche blanche, exploitée dans les nombreuses carrières qui bordent la ville, a été utilisée comme matériau de construction pour les bâtiments et leur confère sa couleur caractéristique. Les études des années 1940 et 1950, principalement réalisées dans les carrières de la ville d'Arequipa (Planche V, photo 1), considéraient que toutes les ignimbrites de la région d'Arequipa ne représentaient qu'une seule grande nappe ignimbritique nommée "Sillar d'Arequipa". Nous avons mis en évidence que sous ce terme "sillar" se cachaient plusieurs ignimbrites de la région d'Arequipa, d'âges et de faciès très différents. Barker (1996) avait déjà mis en garde contre l'utilisation du terme "sillar" pour décrire tous ces dépôts comme une seule ignimbrite dont les faciès étaient en fait très contrastés. Cette ignimbrite ayant été décrite en premier lieu dans les carrières situées à proximité de l'aéroport d'Arequipa, nous l'avons donc choisi de la nommée "ignimbrite de l'aéroport d'Arequipa". Les différentes analyses réalisées sur les échantillons de cette ignimbrite sont répertoriées dans l'annexe 1.

5.1. Répartition spatiale

Cette ignimbrite affleure à la faveur des nombreuses vallées asséchées (oueds ou quebradas) qui traversent le Bassin d'Arequipa du nord au sud (Figure 8 et Figure 10). Toutes les vallées, depuis celle du Río Yura à l'ouest jusqu'au Río Chili à l'est du bassin d'Arequipa de la dépression, sont en effet creusées, au moins en partie, dans l'IAA (Figure 8, coupe E-F). Nous en déduisons que cette ignimbrite forme un dépôt continu dans tout le bassin d'Arequipa avec des épaisseurs observées variant de 20 à 30 m au minimum vers l'ESE, à plus de 100 m au sud-ouest de la dépression (Quebrada Cuico, Figure 8, coupe E-F ; Figure 10). Comme la base de l'ignimbrite a été rarement repérée (au sud de la dépression dans la vallée du Río Chili et la Quebrada Añas Huayco, Figure 8, coupe A-B), les vallées n'incisant pas assez profondément les dépôts, ces épaisseurs doivent donc être considérées comme des valeurs minimales. Contrairement à l'ignimbrite de La Joya, celle de l'aéroport d'Arequipa est absente sur le batholite et ne compte qu'un dépôt riche en ponces d'un mètre d'épaisseur seulement, à l'est du Río Sumbay sur l'Altiplano (Figure 10). Par conséquent, les affleurements de l'IAA semblent

être restreints au bassin d'Arequipa (Figure 10), recouvrant une surface d'environ 600 km². Le volume minimum du dépôt calculé à partir de ces épaisseurs est de 18 à 24 km³. Le rapport de forme de l'ordre de 10⁻³, équivalent à celui de l'ignimbrite VTTS (*Valley of Ten Thousand Smokes*, Fierstein et Hildreth, 1992 ; Freundt et al., 2000), en fait une ignimbrite HAR.

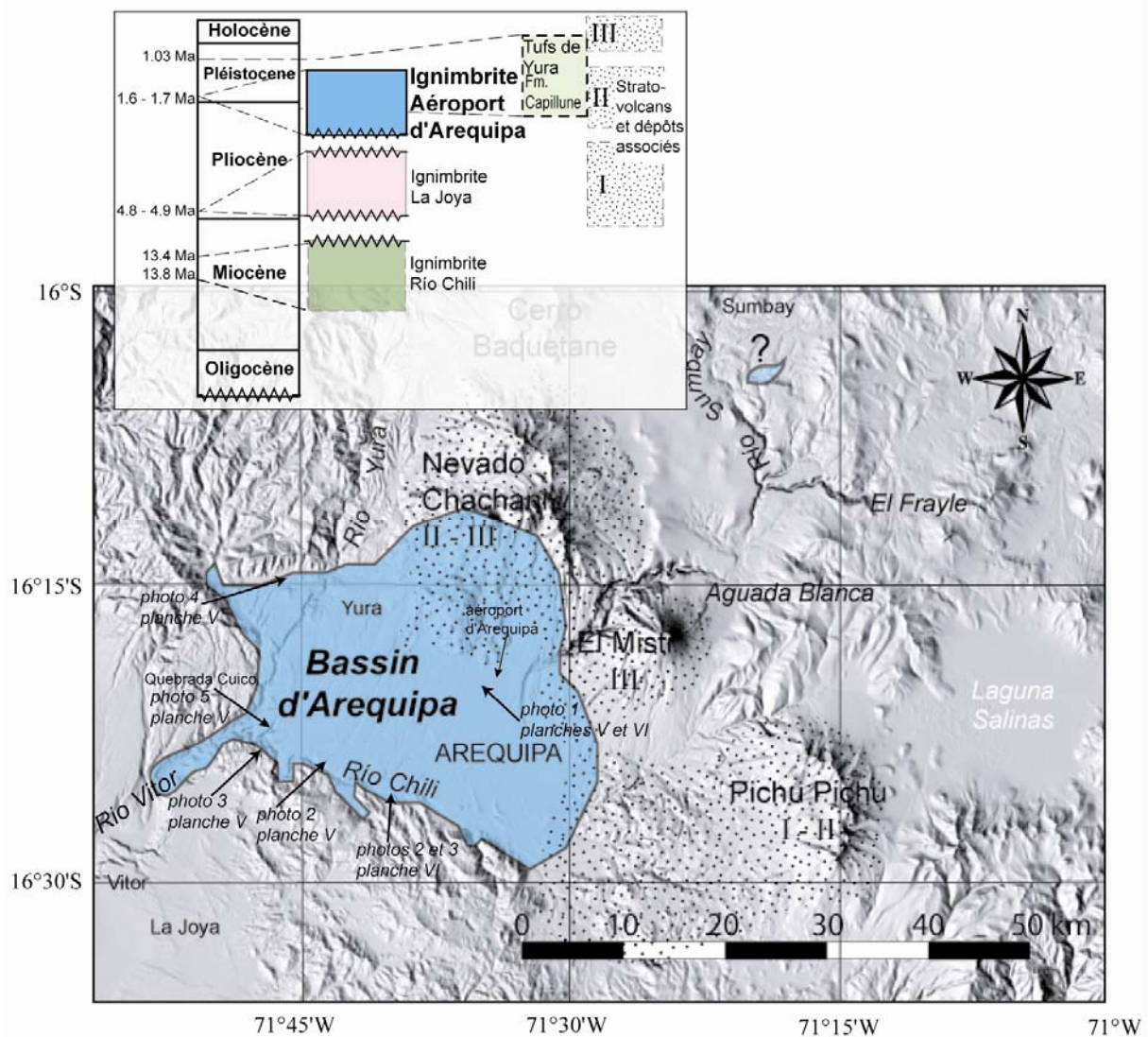


Figure 10 : carte de l'extension de l'ignimbrite de l'Aéroport d'Arequipa (issue de l'extrapolation des affleurements repérés dans le bassin).

5.2. Lithofaciès et minéralogie

L'ignimbrite de l'Aéroport d'Arequipa (IAA) se décompose en deux unités facilement identifiables sur le terrain par leur couleur respective. L'unité inférieure appelée unité blanche de l'IAA (Planche V, photos 1, 5, et Planche VI, photos 1 et 4), est recouverte par l'unité rose de l'IAA (Planche V, photos 1, 2, 3, 4 et Planche VI, photos 1, 2, 3 et 5). Cette ignimbrite a été décrite pour la première fois par Fenner (1948), Jenks (1948) et Jenks et Goldish (1954,

1956), mais grâce à nos travaux de datation, notre description et l'analyse géochimique des dépôts, les descriptions antérieures ont pu être affinées. Nous allons décrire chacune des deux unités de l'ignimbrite de l'aéroport d'Arequipa.

5.2.1. L'unité blanche inférieure

Dans les carrières, l'unité blanche est massive et grossièrement prismé (Planche V, photo 1 et Planche VI, photo 1). Parfois une stratification frustrée est marquée par une zone d'accumulation de ponces, séparant deux unités d'écoulement probablement presque synchrones. L'unité blanche a en effet refroidi "en masse" sans interruption, ce qui suggère une mise en place successive sans hiatus des deux unités d'écoulement, souvent difficiles à distinguer sur le terrain. La forte induration de cette unité est indépendante du degré de soudure du dépôt, qui reste très faible. L'induration serait plutôt associée à la recristallisation de phases vapeur pendant le refroidissement du dépôt (Planche VII et Planche VIII, photo 1 et 2). Les effets de la soudure ont seulement été repérés vers la base des coupes les plus épaisses (Quebrada Cuico, Planche V, photo 5 et Planche VII, photo 3), là où les ponces sont faiblement déformées.

L'unité blanche de IAA avait déjà été décrite par Lefèvre (1979) comme "un tuf ignimbritique non soudé, possédant des recristallisations, une dureté et une cohésion de degrés divers et pour lequel les phénomènes d'écrasement et de "soudure des ponces", caractéristiques des ignimbrites indurées, sont peu marqués mais ne manquent pas totalement." Cette unité a été décrite par Jenks et Goldish (1956) comme "un dépôt dur, qui consiste principalement en une recristallisation secondaire axiolitique et en sphérulites de feldspath potassique et de plus rare trydimite, avec relativement peu de verre préservé".

La matrice cendreuse de l'unité blanche de l'IAA est riche en cristaux libres de quartz, feldspath plagioclase et biotite plus ou moins oxydée (Planche VII, photos 1 et 2; Tableau 3). Elle contient également des fragments d'obsidienne dont l'origine est incertaine. L'unité blanche est aussi relativement riche en fragments lithiques (entre 10 et 15 %, Tableau 2) principalement laviques de composition andésitique, plus ou moins altérés, mais aussi en fragments accidentels de roches sédimentaires. Enfin les fragments de ponces centimétriques possèdent une paragenèse identique à celle de la matrice et sont si altérés que leur aspect est sableux (Planche VI, photo 4 et Planche VII, photos 3 et 4).

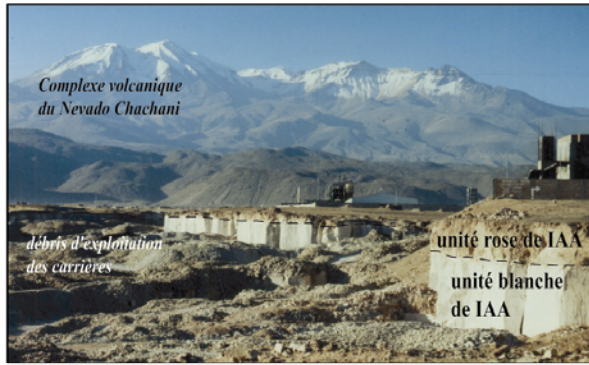


photo 1



photo 2

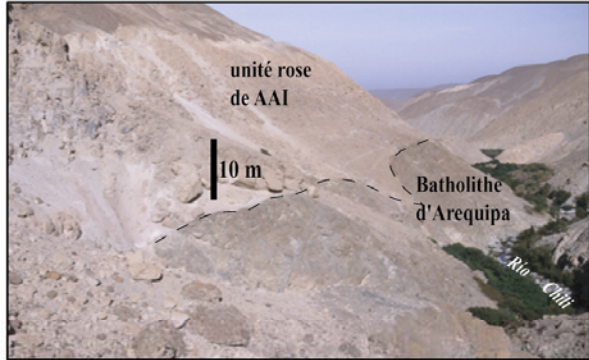


photo 3

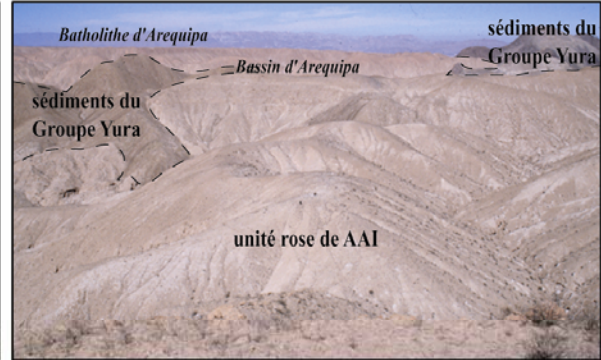


photo 4

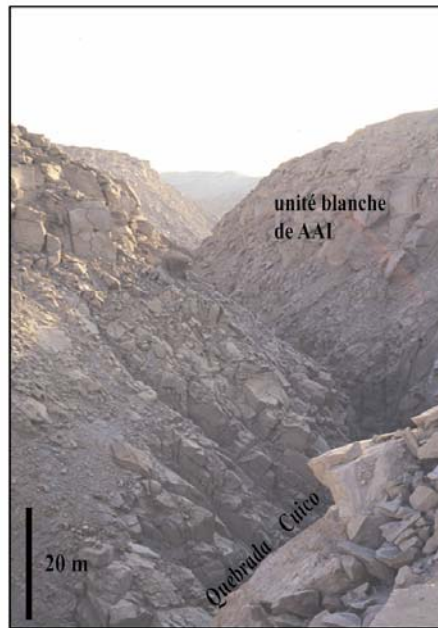


photo 5

Planche V : ignimbrite de l'Aéroport d'Arequipa (IAA). Photo 1 : carrière de l'aéroport d'Arequipa dans le "sillar" d'Arequipa, correspondant à l'unité blanche de l'IAA. Cette unité blanche est fortement indurée, mais non soudée, de densité modérée, donc facilement exploitable, ce qui lui confère une bonne qualité de matériau de construction. Les fronts de taille ont ici une hauteur d'environ 10 à 20 m et la base de l'unité blanche n'est pas atteinte. L'unité blanche est recouverte par l'unité rose d'environ 1 m d'épaisseur à cet endroit. En arrière-plan le massif volcanique du Nevado Chachani. Photo 2 : sommet du remplissage du bassin d'Arequipa, formé par l'unité rose de l'IAA, qui s'épaissit en direction du sud. Photo 3 : bordure sud du bassin d'Arequipa. L'unité rose de l'IAA repose ici directement sur le batholithe d'Arequipa et atteint dans ce secteur une épaisseur maximale d'environ 60 m. Noter l'absence de l'unité blanche dans ce secteur. Photo 4 : l'unité rose de l'IAA a ennoyé les paléoreliefs formés dans les sédiments du Groupe Yura. Photo 5 : l'unité blanche de l'IAA, qui atteint plus de 100 m d'épaisseur dans la Quebrada Cuico, creusée de 80-90 m. Les photos sont localisées sur la Figure 10.

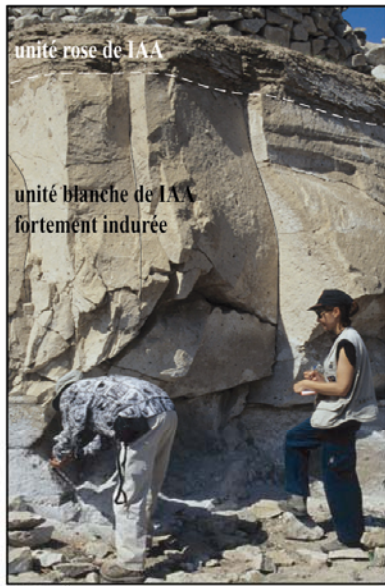


photo 1

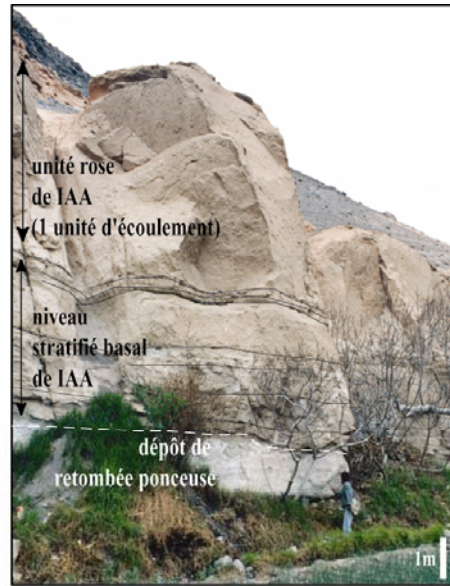


photo 2



photo 3

↑ alternance de niveaux fins type surge et de niveaux plus grossiers, à la base de l'unité d'écoulement rose de AAI

↓ dépôt de retombée de ponces

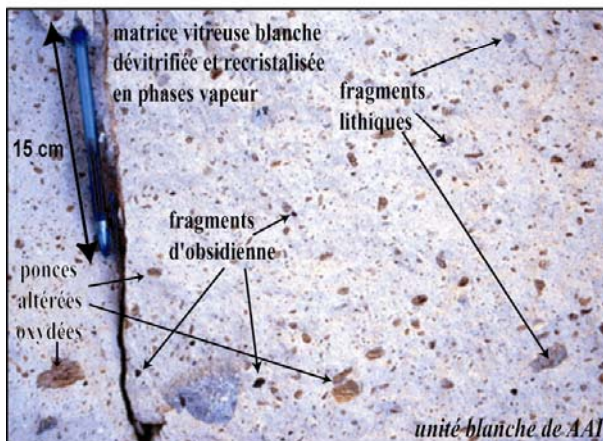


photo 4



photo 5

Planche VI (page précédente) : IAA (suite). Photo 1 : échantillonnage de l'unité blanche de l'IAA dans une ancienne carrière à proximité d'Arequipa. Au sommet de l'affleurement le contact avec l'unité rose supérieure est brusque. L'unité blanche fortement indurée forme de fausses colonnades. Photo 2 : section dans l'unité rose de l'IAA, au sud-est du bassin d'Arequipa. A la base, le dépôt de retombées mesure environ 1 m d'épaisseur. La base de l'unité rose est marquée ici par un niveau très stratifié de plusieurs mètres d'épaisseur. Il est surmonté par le corps de l'unité d'écoulement, massif, de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Photo 3 : agrandissement de la base de l'unité rose. Le niveau stratifié est formé par des lits fins cendreux dont la stratification entrecroisée suggère leur mise en place par des déferlantes. Ces lits alternent avec d'autres plus grossiers, continus, riches en ponces et/ou en lithiques. Photo 4 : unité blanche de l'IAA, indurée et dévitrifiée. Photo 5 : unité rose de l'IAA faiblement indurée et non dévitrifiée. Les photos sont localisées sur la Figure 10.

5.2.2. L'unité rose supérieure

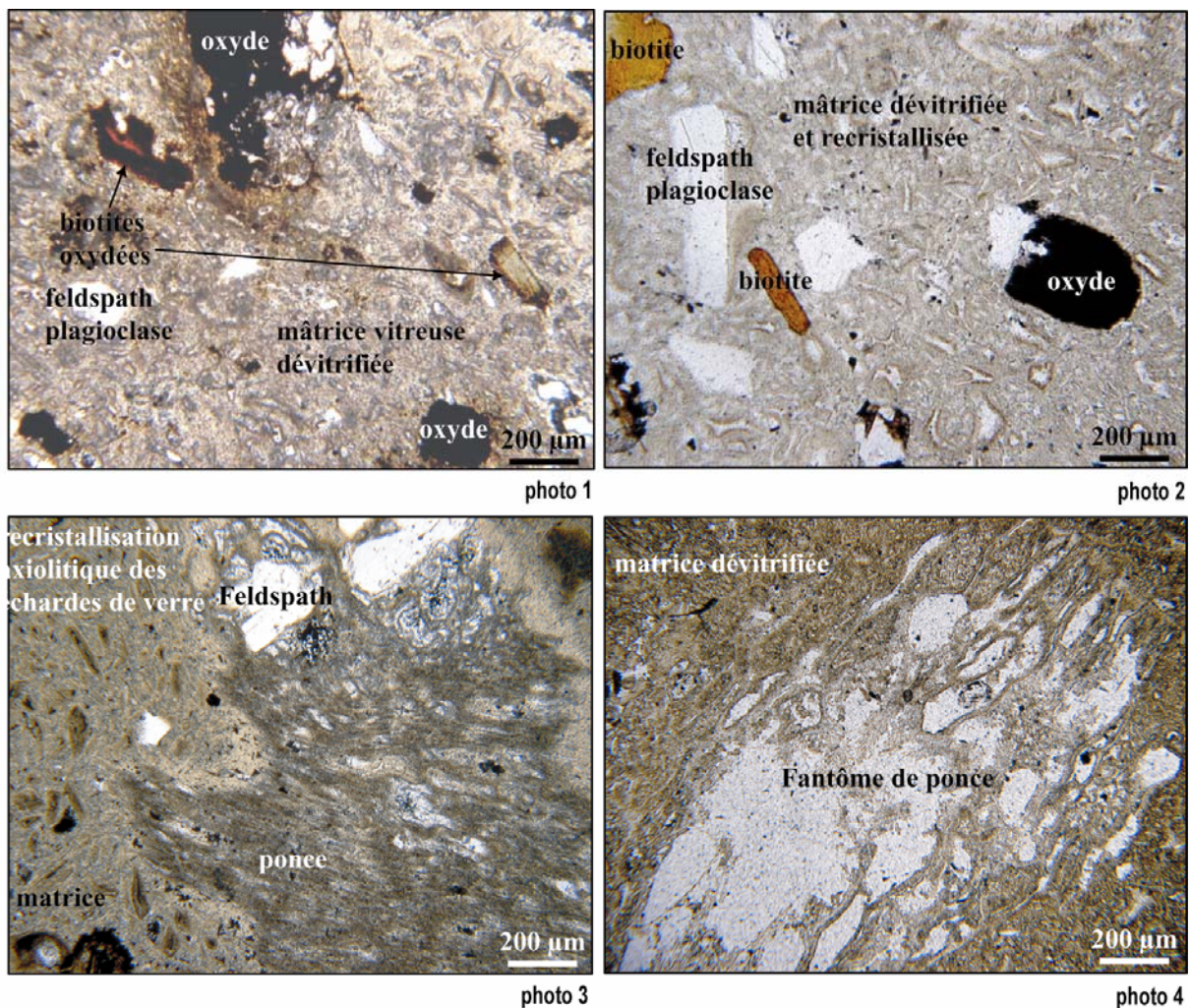


Planche VII : IAA observée au microscope en lumière naturelle. Photos 1 et 2 : unité blanche de l'IAA. La matrice dévitrifiée contient des cristaux libres de feldspath, oxydes et biotite. Sur la photo 1 correspondant à la base de l'unité, la matrice et des minéraux sont fortement oxydés. Sur la photo 2 (sommet de l'unité blanche, 50 m au-dessus de la photo 1), la dévitrification et l'oxydation sont moins importantes et le verre est préservé au cœur des échardes. Photo 3 : ponce dévitrifiée, mais préservée dans l'unité blanche partiellement soudée. L'échantillon provient de la zone médiane d'une coupe épaisse de 100 m dans l'IAA dans la Quebrada Cuico. Photo 4 : fantôme de ponce de l'unité blanche de l'IAA. L'échantillon a été prélevé dans la partie supérieure de l'unité blanche non soudée, dans une carrière de la ville d'Arequipa.

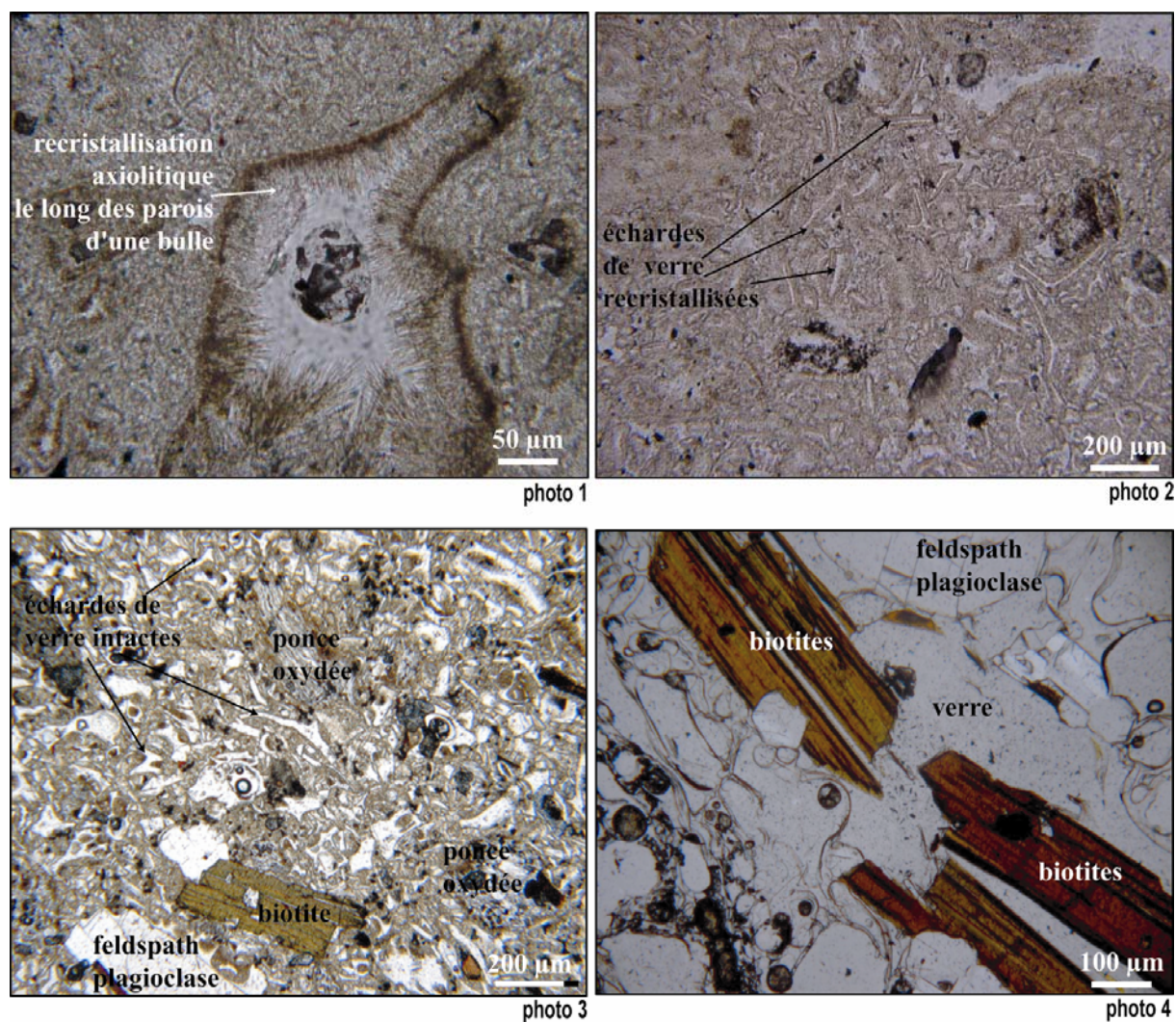


Planche VIII : IAA (suite). Photos 1 et 2 : recrystallisation en phase vapeur dans l'unité blanche de l'IAA. La photo 1 montre la recrystallisation de silice en fines baguettes de cristobalite et/ou trydimite le long des parois d'une bulle. La photo 2 expose des écharde de verre de la matrice partiellement ou totalement recrystallisées. Photo 3 : unité rose de l'IAA non soudée et non dévitrifiée. Les écharde de verres ne sont pas dévitrifiées et seuls les fragments de ponce sont faiblement oxydés. Photo 4 : ponce de l'unité rose. Le verre n'est pas dévitrifié et les grains de biotite sont peu oxydés, comparés à ceux de l'unité blanche.

Cette unité rose repose soit directement sur l'unité blanche de IAA sans discordance, ni intercalation (Planche V, photo 1 et Planche VI, photo 1), soit sur le substratum ignimbritique (ILJ), intrusif ou sédimentaire (Planche V, photos 3 et 4). Ce dernier cas a été observé au sud de la dépression d'Arequipa, où l'unité rose repose sur le batholite d'Arequipa (Planche V, photos 3), ainsi qu'à proximité de Chilina dans le canyon du Río Chili où l'unité rose repose sur l'ignimbrite de La Joya par l'intermédiaire de quelques niveaux de retombées de ponces et de dépôts remaniés intercalés. C'est dans le sud de la dépression d'Arequipa (vallée du Río Chili) que cette unité rose atteint la plus grande épaisseur, supérieure à 60 m (Planche V,

photo 3). La coupe de la Quebrada Añas Huayco (Planche VI, photos 2 et 3), localisée dans le sud du bassin, montre à sa base un dépôt de retombées (plinienne) d'environ 1 m d'épaisseur, composé de ponces centimétriques blanches fibreuses et aphyriques, semblables à celles de l'unité rose de l'IAA sus-jacente. Ce dépôt de retombées est surmonté sur une épaisseur de deux à trois mètres par une succession de dépôts plus ou moins remaniés de retombées et de coulées cendreuses et ponceuses, parfois à faciès de déferlante (stratifications entrecroisées). Enfin l'unité rose de l'IAA, massive, sans granoclassement, atteint ici plus de 30 m d'épaisseur. Elle n'est pas soudée et seulement faiblement indurée, contrairement à l'unité blanche sous-jacente. Jenks et Goldich (1956) expliquent la différence de couleur entre les deux unités par l'absence de l'hématite colorante dans la blanche.

La matrice cendreuse de l'unité rose est constituée principalement d'échardes de verre, qui sont restées intactes et non recristallisées (Planche VIII, photo 3). Elle contient des fragments de feldspath plagioclase, biotite et plus rarement de quartz, ainsi que des ponces blanches arrondies fibreuses et aphyriques, pouvant atteindre plusieurs centimètres, et enfin des fragments d'obsidienne (Planche VI, photo 5; Tableau 2; Tableau 3). L'unité rose a beaucoup moins souffert de recristallisation et d'oxydation que l'unité blanche sous-jacente (Planche VIII, photos 3 et 4). Elle est aussi plus riche en fragments lithiques de lave andésitique, relativement frais et parfois vitreux, et de sédiments probablement arrachés au conduit lors de l'éruption. Aucune orientation des cristaux, des ponces ou des fragments lithiques n'a été observée.

6. Tufs de Yura (TY) et tephras de la Formation Capillune

6.1. Répartition spatiale

Sur le flanc ouest du complexe volcanique du Chachani, plusieurs coulées de cendres et de ponces ont rempli la vallée du Río Yura (Figure 11, Annexe 1). Elles reposent soit directement sur le substratum sédimentaire du Groupe Yura, soit sur l'unité rose de l'IAA (Figure 8, coupe A-B). Ces dépôts, épais de quelques mètres à 30 m, résultent de la superposition de plusieurs petites unités d'écoulement intercalées avec des bancs pyroclastiques remaniés.

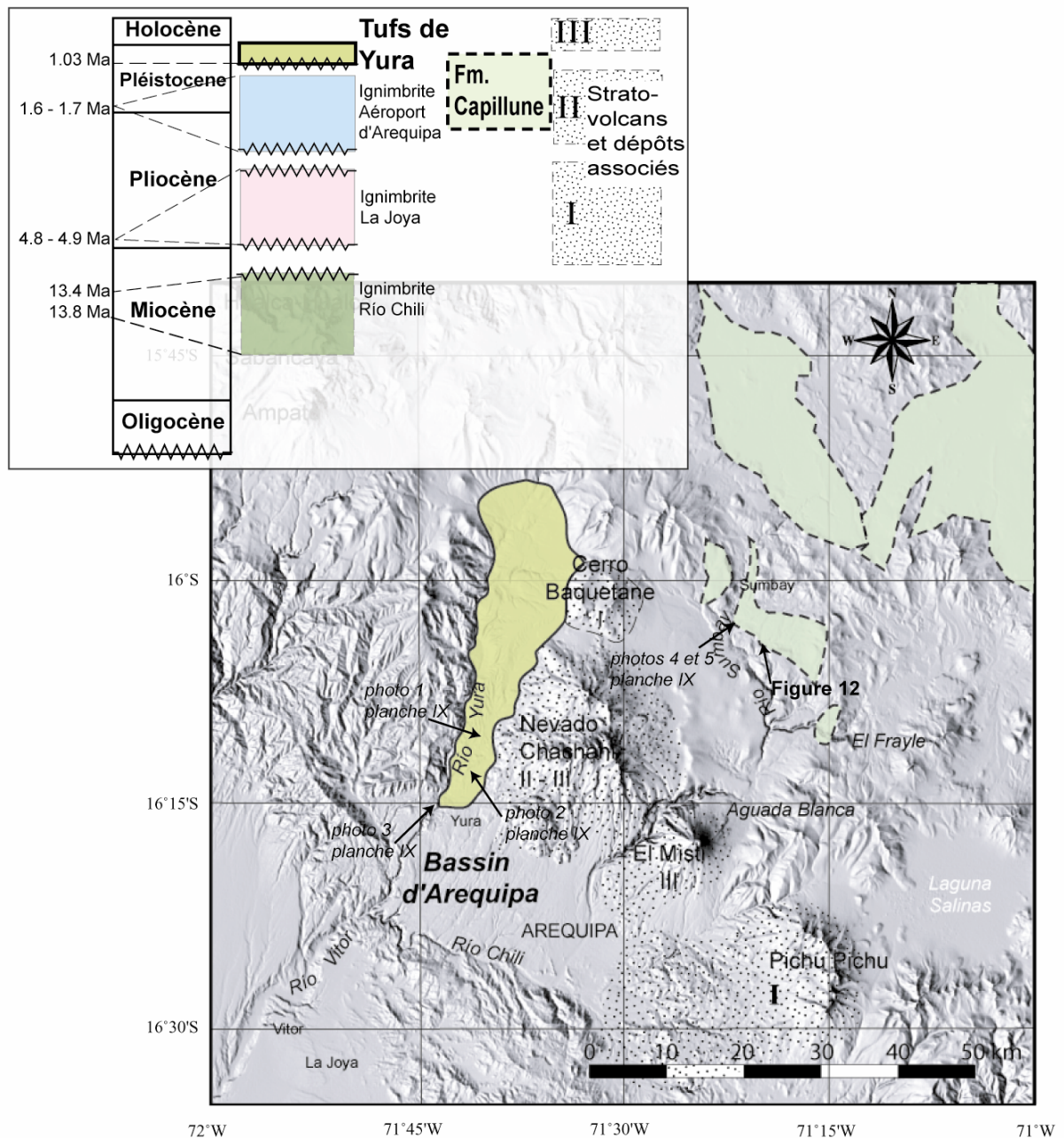


Figure 11 : Carte de la surface recouverte par les tufs de Yura et des tephras de la Formation Capillune dans la région d'Arequipa. La répartition des tephras de la Formation Capillune est en partie tracée à partir des cartes géologiques de la région.

Ces dépôts, appelés tufs de Yura (TY), dont la surface et les épaisseurs sont moins importantes que celles de IAA et LJI ($\sim 150 \text{ km}^2$) ont un volume de 1 à 3 km^3 au maximum. Dans la vallée du Río Yura, les TY sont recouverts par les laves du complexe volcanique du Nevado Chachani (Planche IX, photo 2), qui est en partie plus jeune que ces derniers, comme le confirme l'âge K-Ar de 0.28 Ma obtenu sur une andésite de la Horqueta à l'ouest du complexe (Kaneoka et Guevara, 1984).

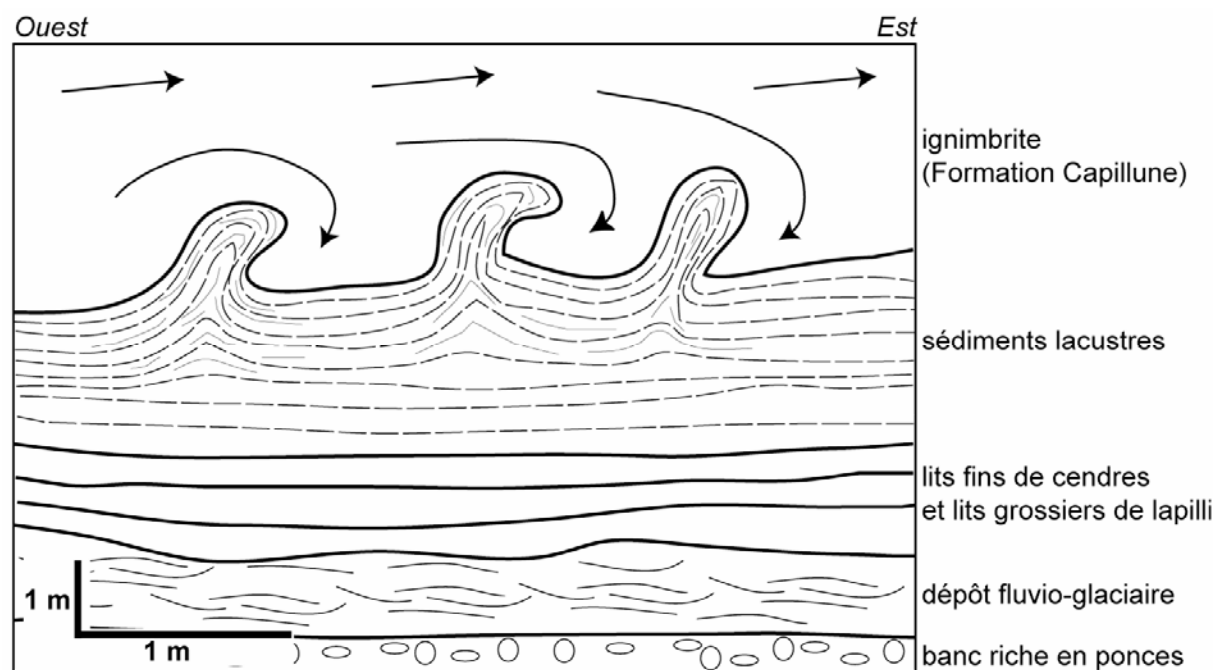


Figure 12 : figures de déformation des sédiments lacustres par le passage d'une coulée de cendres et ponces de la Formation Capillune. Les figures formées par la pénétration des sédiments lacustres dans la coulée indiquent un sens d'écoulement de l'ouest vers l'est. Ce site est localisé sur la Figure 11.

Sur l'Altiplano, on retrouve des tufs et des tephres au sein de la Formation Capillune (FC) d'âge plio-quaternaire (Figure 11 ; Guevara, 1969 et Partie 1). Ces tufs sont des unités d'écoulement simples de plusieurs dizaines de centimètres à 20 mètres d'épaisseur au maximum, intercalés dans des sédiments lacustres. Un banc de sédiments lacustres a été déformé au passage d'une coulée de cendres et ponces, et les structures ainsi créées permettent de déterminer la direction et le sens d'écoulement de la coulée de cendres et de ponces de l'ouest vers l'est (Figure 12). Ces tufs et tephres couvrent une surface plus grande que les tufs de Yura (plusieurs centaines de km²), mais ils sont minces et donc peu volumineux. Ils semblent occuper la même position stratigraphique que les TY et nous verrons par la suite (Partie 3) qu'ils sont contemporains et possèdent une pétrographie et des caractéristiques géochimiques similaires.

6.2. Lithofaciès et minéralogie

Du fait de leur faible induration, parfois même inexistante, les tufs de Yura et ceux de la Formation Capillune ont été facilement érodés, comme en témoignent les dunes, les dépôts remaniés intercalés et les modelés ruiniformes observés (Planche IX, photos 1, 4 et 5).

Les TY appartiennent tous au faciès TLm, mais leurs différents constituants révèlent des proportions variables (Tableau 2). Le faciès le plus commun est un TLm dont la matrice vitreuse est riche en cristaux de biotite et feldspath plagioclase (Planche IX, photos 6, 7 et 8).

La sanidine est absente des TY. La matrice contient des ponces centimétriques blanches riches en feldspath plagioclase et biotite (Tableau 2 et Tableau 3) ainsi que de l'obsidienne (Planche IX, photos 6, 7 et 8) et des fragments lithiques principalement sédimentaires.

Les tephras et tufs de la FC exposent eux aussi une grande variété de faciès depuis des dépôts de coulées de ponces pluri-centimétriques jusqu'à des dépôts de coulées de cendres sans ponces ni lithiques. Les dépôts de tufs sommitaux non soudés, mais légèrement indurés, se remarquent grâce aux modelés ruiniformes (Planche IX, photos 4 et 5), qui permettent leur reconnaissance rapide sur le terrain. Contrairement aux TY, ces tufs et tephras ont parfois une paragenèse à sanidine.



photo 1

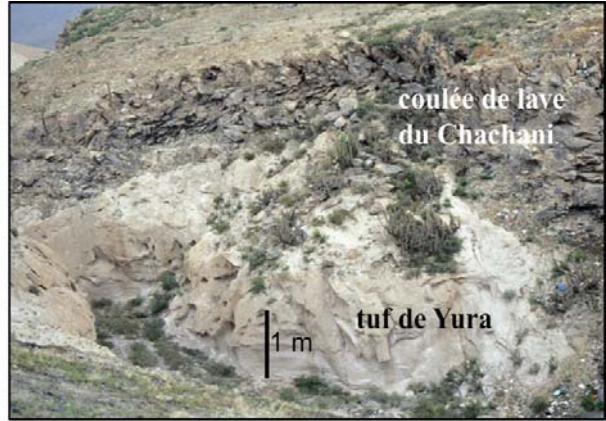


photo 2

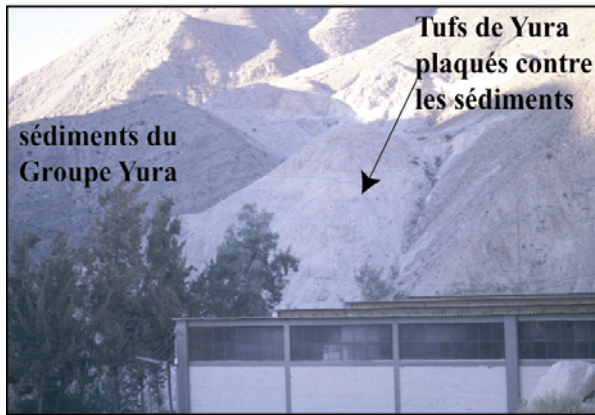


photo 3



photo 4

Planche IX : tufs de Yura (TY) et Formation Capilluna (FC). Photo 1 : vallée du Río Yura. Les petites dunes d'environ 10 m de hauteur sont des coulées de cendres et ponces superposées et des dépôts pyroclastiques remaniés. Photo 2 : un tuf des TY recouvert par une coulée de lave du Nevado Chachani. Photo 3 : Affleurement de TY plaqués contre les sédiments jurassiques du Groupe Yura, dans la vallée du Río Yura. Photos 4 : Formation Capilluna (FC), où alternent des bancs de sédiments lacustres, de tephres et des tufs. Les tufs non soudés, mais indurés du sommet sont caractérisés par un modelé ruiniforme.

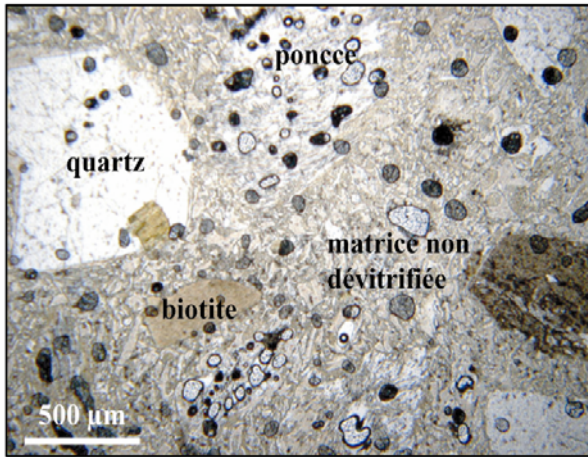


photo 1

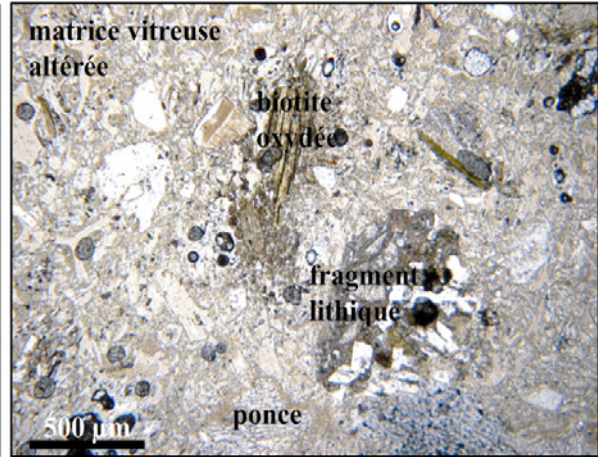


photo 2

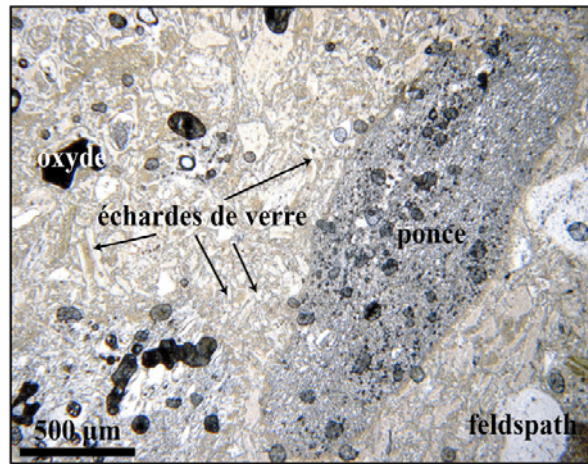


photo 3

Planche X : TY (suite). Observation au microscope optique en lumière naturelle (grossissement $\times 10$). Le verre de la matrice de ces tufs non soudés et non dévitrifiés est parfois fortement altéré. Les ponces sont bien conservées et non oxydées.

La pétrologie et la géochimie de ces quatre ignimbrites aux faciès très variés est décrite et discutée dans le chapitre 2.

Chapitre 2. Caractérisation minéralogique et géochimique des ignimbrites de la région d'Arequipa

1. Minéralogie des ignimbrites

1.1. Introduction

Cette étude minéralogique vise à caractériser les phases minérales majeures identifiées dans les ignimbrites d'Arequipa. L'utilisation de la minéralogie des différentes phases pour la corrélation des ignimbrites fait l'objet de la Partie 3. Plusieurs travaux ont déjà montré l'utilité de la détermination de la composition chimique des phases minérales et des ponces des ignimbrites pour les distinguer et les corréler entre elles (Hildreth et Mahood, 1985; Glazner et al., 1986; De Silva et Francis, 1989; Temel et al., 1998; Shane, 1998; Nairn et al., 2004; Harangi et al., 2005; Le Pennec et al., 2005). Les caractéristiques et les corrélations pétrologiques des ignimbrites d'Arequipa sont fondées sur l'étude de 22 lames minces réalisées à partir des échantillons de ponces et/ou de roches totales (annexe 1, et annexe 2).

Nous avons tout d'abord étudié les lames minces au microscope optique. Les paragenèses et les proportions des différentes phases minérales déterminées dans les échantillons d'ignimbrite sont reportées dans le Tableau 3, et ont été discutées dans le chapitre 1.

Dans ce chapitre, nous nous sommes intéressés à la composition chimique des différentes phases minérales majeures rencontrées : plagioclase, sanidine, biotite, amphibole et oxydes. Les analyses ont été réalisées avec la microsonde JEOL LXA 89000R de l'Institut de Géochimie de l'Université de Göttingen en Allemagne. La tension d'accélération utilisée est de 15 kV, l'intensité du courant est $2 \cdot 10^{-8}$ A. Le faisceau a été défocalisé à 10/15 μm pour analyser les silicates et le verre, afin d'éviter la perte en alcalins. Les oxydes ont été analysés avec un faisceau ponctuel.

Les phases minérales analysées dévoilent des variations compositionnelles entre les différentes ignimbrites. Néanmoins, pour certaines phases analysées, la dispersion des données était aussi importante entre les différents échantillons d'une même ignimbrite, voire même entre les différents grains d'une même lame mince, qu'entre les différentes ignimbrites. Nous expliquerons par la suite l'origine possible de cette dispersion des données et les résultats des corrélations pétrologiques seront présentés dans la partie 3.

1.2. Les feldspaths

Comme il a été classiquement observé dans les roches calco-alcalines de la zone volcanique centrale des Andes (Davidson et al., 1991), la phase prédominante dans les ignimbrites d'Arequipa est le feldspath plagioclase. Les compositions des cristaux de feldspaths analysés ont été reportées dans le diagramme An-Ab-Ort (Figure 13). Les teneurs en anorthite des feldspaths plagioclase se situent dans la large gamme An_{15} à An_{57} . Ces compositions correspondent à des oligoclases, andésines et labradors, selon l'augmentation de la teneur en An.

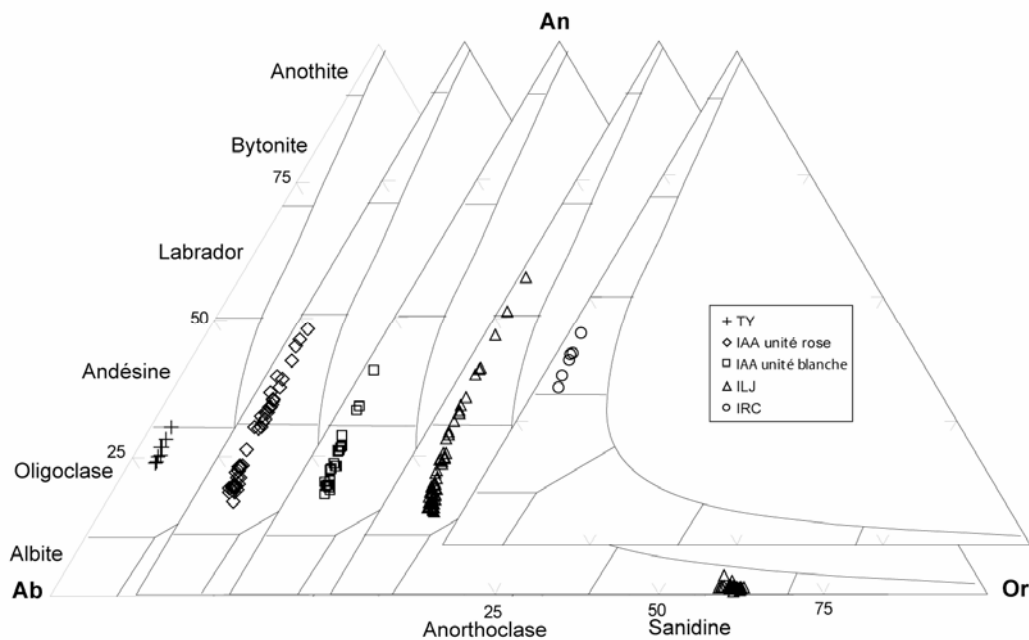


Figure 13 : diagrammes An-Ab-Or pour les feldspaths des ignimbrites de la région d'Arequipa.

L'oligoclase et l'andésine sont les plagioclases les plus représentés (Figure 13) dans les ignimbrites étudiées. L'ignimbrite de La Joya (ILJ) possède la plus large gamme de composition des plagioclases depuis l'oligoclase, jusqu'au labrador (An_{19} - An_{57}). Les quelques grains de plagioclase possédant des pourcentages en anorthite relativement élevés ($> An_{35}$), parfois dans le domaine du labrador, sont probablement des xénocristaux. L'ILJ est aussi la seule à contenir du feldspath alcalin, dont la gamme de composition restreinte (Or_{58} – Or_{62}) correspond à la sanidine. Les gammes de composition des plagioclases des tufs de Yura (TY) et de l'ignimbrite du Rio Chili (IRC) sont plus restreintes et s'inscrivent dans les domaines de l'oligoclase ou de l'andésine respectivement.

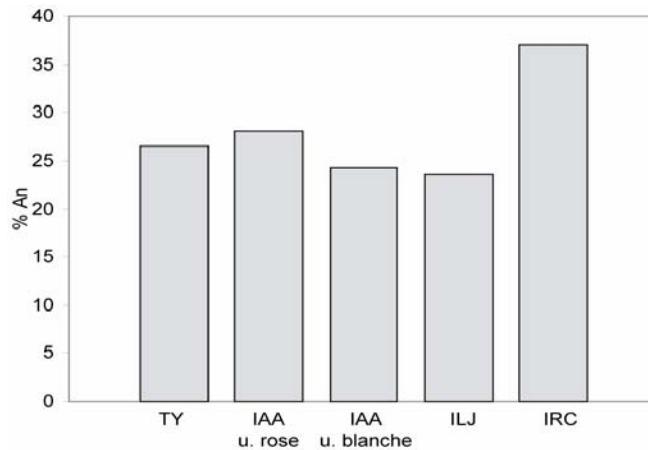


Figure 14 : teneur en anorthite des plagioclases dans les ignimbrites de la région d'Arequipa.

Les teneurs moyennes en anorthite des plagioclases des différentes ignimbrites sont reportées sur la Figure 14. Cette teneur moyenne en anorthite est relativement constante dans les différentes ignimbrites étudiées avec une moyenne égale à An_{25} , malgré une gamme de variations très variable. L'IRC présente la plus forte teneur en anorthite, avec une moyenne égale à An_{37} , cohérente avec la composition moins différenciée de la roche totale correspondante.

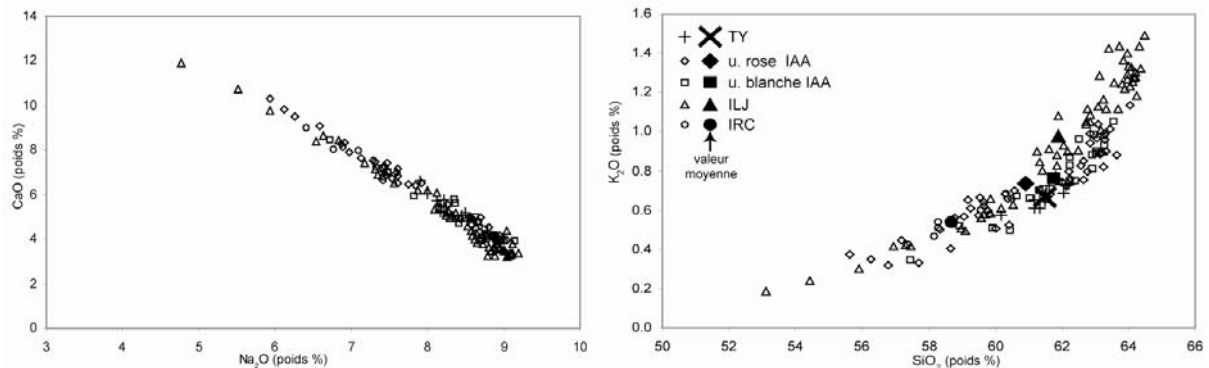


Figure 15 : diagrammes de composition des plagioclases des ignimbrites de la région d'Arequipa.

Les plagioclases montrent de grandes variations compositionnelles. L'évolution linéaire négative du CaO en fonction du NaO et l'évolution positive du K_2O en fonction de SiO_2 en sont deux exemples (Figure 15). Ces évolutions sont cohérentes avec l'augmentation du degré de différenciation du magma à partir duquel les cristaux de plagioclase cristallisent. L'augmentation des teneurs en K_2O , Na_2O , et SiO_2 ainsi que la diminution des teneurs en CaO dans les feldspaths peuvent en effet s'expliquer comme la signature chimique de l'augmentation du degré de différenciation du magma (Nairn et al., 2004).

Ces variations compositionnelles pourraient aussi refléter l'altération des cristaux de plagioclase. Dans ce cas, la perte en éléments alcalins (Na_2O et K_2O) devrait se corrélérer avec la valeur du total de l'analyse chimique correspondante, ce qui n'est pas le cas pour les ignimbrites d'Arequipa (Figure 16). On ne peut donc pas expliquer les variations de composition au sein des plagioclases par la simple altération et il nous semble que l'hypothèse du degré de différenciation du magma soit à privilégier.

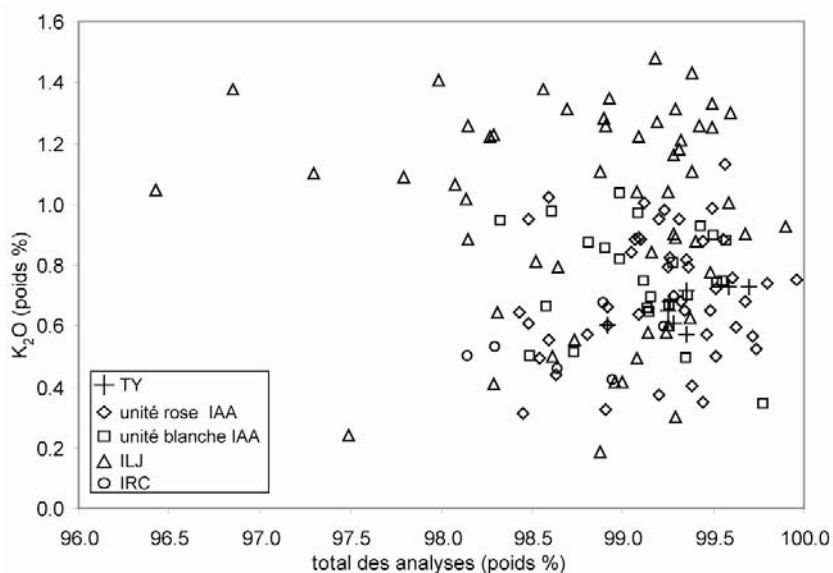


Figure 16 : K_2O en fonction total des analyses. Les symboles utilisés sont identiques à ceux de la Figure 15.

Les feldspaths présentent de fortes variations compositionnelles au sein même d'une unité ignimbritique, avec parfois des zonations normales marquées (Figure 17), ce qui est commun dans les roches différenciées. La décroissance de teneur en An depuis le cœur vers la bordure des grains peut être influencée par trois facteurs : tout d'abord la diminution du pourcentage en anorthite dans le magma pendant la cristallisation des grains de plagioclases, va de pair avec sa différenciation ; ensuite elle peut être la conséquence d'une chute de la température de cristallisation ; et enfin une augmentation de la pression d'eau dans le magma lors de la cristallisation. Or, dans le cas de notre étude, ces trois facteurs peuvent s'additionner. En effet, le magma se différencie en s'enrichissant en SiO_2 , et en Na_2O et en s'appauvrissant en CaO , au fur et à mesure que le feldspath plagioclase cristallise, avec des compositions qui sont donc de plus en plus pauvres en anorthite (Ca) et riches en albite (Na). D'autre part, la remontée du magma entraîne une baisse de sa température, qui est accentuée par l'augmentation de la pression d'eau (comportement incompatible) dans le magma au cours de sa cristallisation. Ainsi il n'est pas exclu qu'en diminuant, la température de cristallisation des plagioclases entraîne une baisse du pourcentage en anorthite.

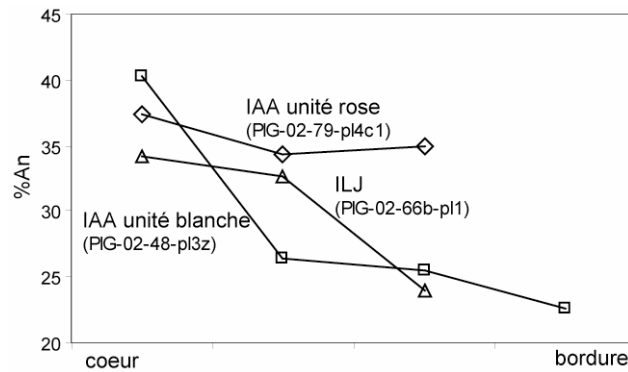


Figure 17 : comparaison des zonations dans les plagioclases.

Puisque les plagioclases présentent des gammes de composition semblables dans les différentes ignimbrites de la région d'Arequipa, il est donc impossible d'utiliser leur chimie comme critère de corrélation. De plus, les plagioclases présentent une trop grande variation compositionnelle au sein même des unités pour pouvoir corréler les différentes ignimbrites d'Arequipa entre elles.

1.3. Les biotites

Comme le plagioclase, la biotite est présente dans toutes les ignimbrites de la région d'Arequipa. Cette phase minérale est commune dans les roches évoluées de la série calco-alcaline des Andes centrales (Davidson et al, 1991 ; De Silva, 1989). Les totaux des analyses des biotites sont compris entre 93.5 et 96.3% (annexe 2), car l'écart par rapport à 100% est attribué aux anions OH et F non analysés à la microsonde, ainsi qu'à la forte altération des cristaux. Selon la classification des micas de Deer et al. (1978), les grains de mica analysés se situent dans le champ de la biotite, caractérisé par de forts rapports Fe/(Fe+Mg) (0.34 – 0.47) et de fortes teneurs en Al (1.11-1.33).

La biotite est la phase minérale la plus facilement altérée et oxydée dans les ignimbrites étudiées, comme le montrent les faibles totaux des analyses (jusqu'à 93.5%). Les cristaux de biotite apparaissent fréquemment auréolés d'une couronne d'oxydes, qui sont également piégés en tant qu'inclusions dans les grains de biotite. Malgré le soin accordé au choix des grains analysés, certains sont tout de même oxydés comme le montrent les variations compositionnelles observées pour chaque ignimbrite. Les faibles pourcentages en TiO₂ des biotites analysées sont dus à la forte différenciation du magma à partir duquel elles ont cristallisé.

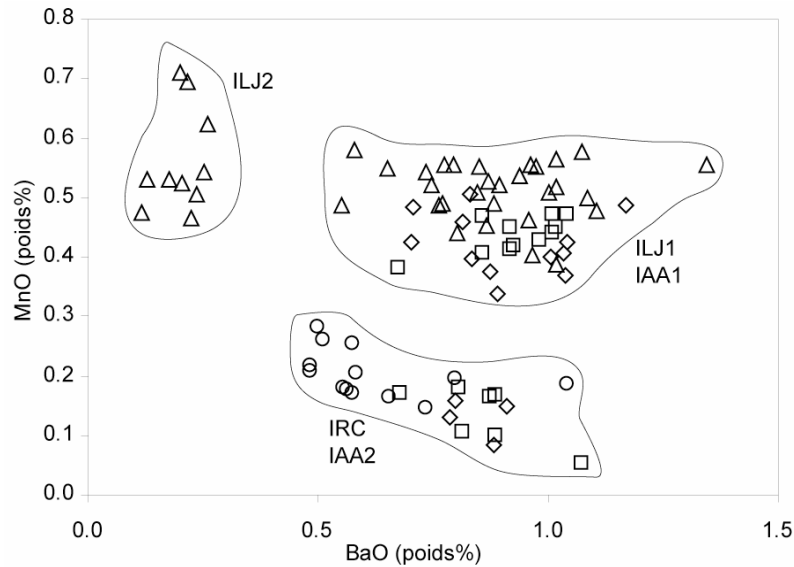


Figure 18 : teneurs en MnO en fonction du BaO pour les biotites des ignimbrites de la région d'Arequipa.

Malgré leur forte altération, la composition des biotites a pu être utilisée comme critère de corrélation (Partie 3 : Paquereau-Lebti et al, 2006). Hildreth et Mahood (1985), De Silva et Francis (1989), Temel et al (1998), Shane et al. (2003) et Harrangi et al (2005) utilisent les teneurs en Mn, Ti et Mg, Fe et Mg# pour distinguer des unités ignimbritiques. Dans le cas des ignimbrites de notre région, seuls les teneurs en MnO et BaO des biotites permettent de distinguer différents groupes de composition (Partie 3 : Paquereau-Lebti et al, 2006, et Figure 18). Les biotites de l'IAA forment deux groupes de composition en MnO (Figure 18) et celles de l'ILJ représentent deux groupes de teneurs en BaO (Figure 18). Les variations de teneurs en MnO et BaO au sein des IAA et ILJ ne sont pas corrélées avec le total des analyses correspondantes (Figure 19). Ces variations ne peuvent donc pas être expliquées par des degrés d'altération différents, qui seraient la conséquence de plus faibles totaux pour les plus faibles teneurs en MnO ou BaO. Ces groupes compositionnels pourraient être la signature de deux familles de biotites dans les ILJ et IAA, une partie des grains analysés pouvant être des xénoctaux arrachés aux parois de la chambre ou du conduit.

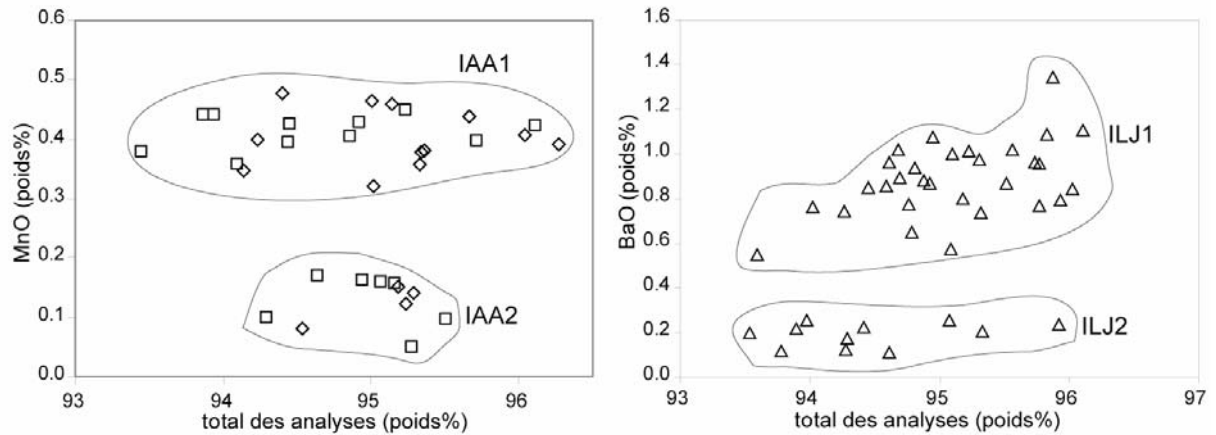


Figure 19 : teneurs en MnO et BaO en fonction des totaux des analyses pour les biotites de l'IAA et l'ILJ, respectivement.

1.4. Les amphiboles

L'amphibole, principalement observée dans les ILJ (jusqu'à 5% des cristaux) et IRC (jusqu'à 30% des cristaux), existe également dans l'unité rose de l'IAA mais dans de plus faibles proportions (traces). Les analyses chimiques ponctuelles réalisées sur ces amphiboles permettent de les classer dans le groupe des calciques (11 % poids de CaO environ), selon la classification de Leake et al. (1997). Ce groupe est défini par les amphiboles monocliniques pour lesquelles $(Ca + Na)_B \geq 1.00$, $0.50 \leq Na_B \leq 1.50$ et $Ca \geq 1.50$. Les amphiboles analysées présentent globalement de fortes teneurs en SiO_2 (42 à 50 poids%), mais de faibles teneurs en Al_2O_3 (4.5 à 11.5 poids%) et TiO_2 (1 à 3 poids%).

Les compositions des amphiboles analysées dans les IAA, ILJ et IRC ont été reportées dans les diagrammes des amphiboles calciques (Figure 20), classées selon la valeur du Mg# et la teneur en Si. La plupart des amphiboles analysées, pour lesquelles la teneur en alcalins $(Na + K)_A$ est proche de 0.50, se situent à la frontière entre les deux diagrammes de composition des amphiboles calciques : elles appartiennent donc aux champs de la magnésiohornblende pour les valeurs de $(Na + K)_A < 0.50$ et de l'édénite et de la pargasite pour les valeurs de $(Na + K)_A \geq 0.50$.

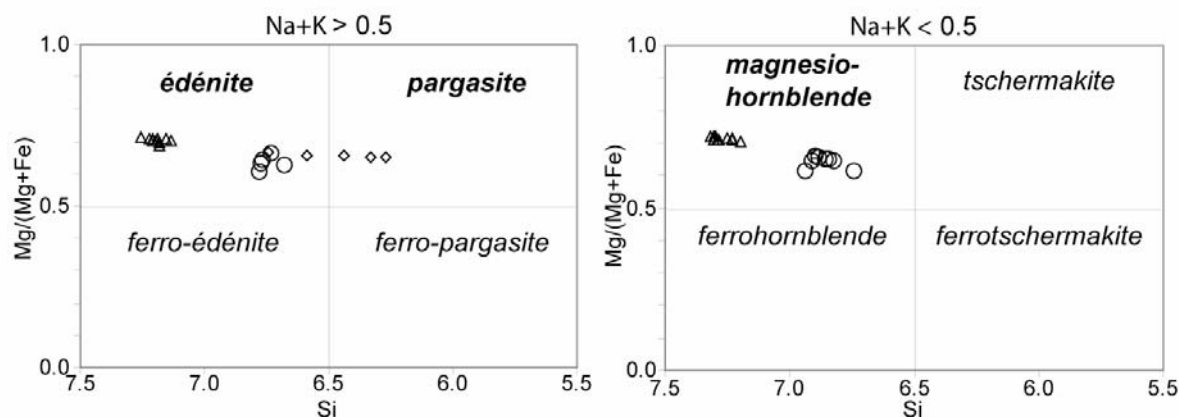


Figure 20 : classification des amphiboles calciques, d'après Leake et al. (1997).

Les amphiboles des IAA, ILJ et IRC ont des compositions distinctes en Si, Al, Mn, Ti, Fe. Ces variations de composition sont un très bon critère de corrélation pour les ignimbrites de la région d'Arequipa. Les résultats de ces corrélations sont présentés dans la partie 3. Le diagramme de la Figure 21 illustre la qualité des corrélations fondées sur la minéralogie des amphiboles. Les corrélations mettent en évidence une relation entre les compositions des amphiboles analysées dans les différentes ignimbrites et le degré de différenciation des roches totales correspondantes (cf. Partie 3).

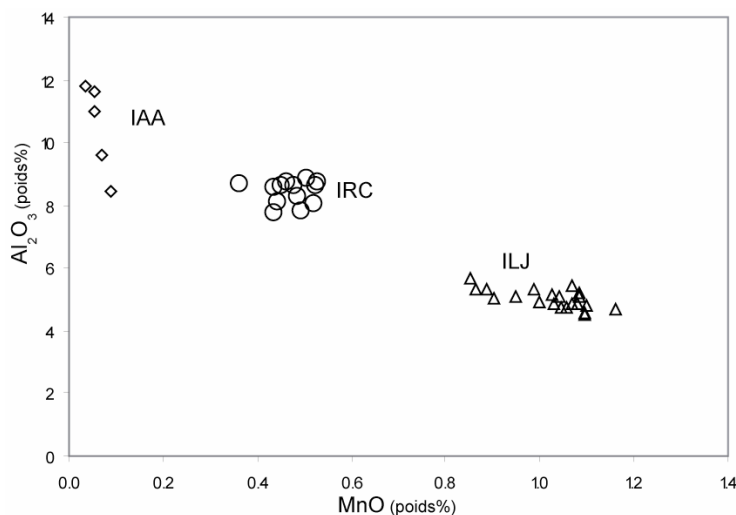


Figure 21 : teneur en Al_2O_3 et MnO des amphiboles des ignimbrites d'Arequipa.

De plus, les magmas calco-alcalins sont classiquement considérés comme des liquides riches en eau. Cette richesse en eau est à l'origine non seulement de l'abondance de produits pyroclastiques émis par une activité volcanique explosive, mais aussi de l'existence de minéraux hydratés (Bardintzeff et al., 1987). L'amphibole dans les ignimbrites de la région d'Arequipa est donc un argument pour la présence d'eau en quantité relativement importante

dans les magmas associés. De plus il a été observé que l'amphibole est plus abondante dans le volcanisme d'arc de marge continentale que dans celui d'arc intra-océanique, reflétant une différenciation des magmas dans une croûte continentale à plus haute pression et plus forte P_{H_2O} (Davidson et al., 1991). La quantité variable mais relativement importante (3 à 30 %) de l'amphibole dans les paragenèses des IRC et ILJ peut être interprétée comme la signature d'une différenciation du magma sous des conditions de pression et P_{H_2O} plus élevées que pour les IAA et TY.

1.5. Les oxydes ferro-titanés

Les oxydes existent en cristaux libres dans la matrice ou les ponces, ou sont piégés en inclusions dans les cristaux de plagioclase, de biotite et d'amphibole. Les analyses ont été réalisées sur des grains relativement gros ($>10\mu\text{m}$), les plus petits n'étant pas analysables. Le cas des oxydes ferro-titanés sera abordé plus en détail dans la partie 5. Dans ce paragraphe nous présenterons les résultats des analyses ponctuelles réalisées à la microsonde sur 73 grains répartis dans les IAA, ILJ et IRC.

Les compositions des oxydes ont été reportées dans le diagramme de classification FeO-TiO₂-Fe₂O₃ (Figure 22), dans lequel deux groupes bien distincts apparaissent: les titano-magnétites (série ulvöspinelle-magnétite) et les titano-hématites (série ilménite-hématite).

Certains grains présentent des exsolutions très développées, qui ont pu être mises en évidence sur les images d'électrons rétrodiffusés lors des analyses à la microsonde. Ces exsolutions sont définies comme la séparation d'une solution solide formée d'une phase unique en deux phases, due au refroidissement de la solution solide dans les conditions de pression et température de stabilité du solvus.

Sur le diagramme MgO en fonction de MnO (Figure 23), les titano-magnétites montrent une grande dispersion des compositions, due à l'oxydation. Trois groupes compositionnels se distinguent néanmoins sur ce diagramme. Le premier groupe, pauvre en MnO et relativement riche en MgO est composé de l'IRC. Le deuxième groupe, plus varié, comprend l'IAA et une partie de l'ILJ. Enfin le troisième groupe, formé par l'autre partie des grains de l'ILJ, est le plus riche en MnO et le plus pauvre en MgO.

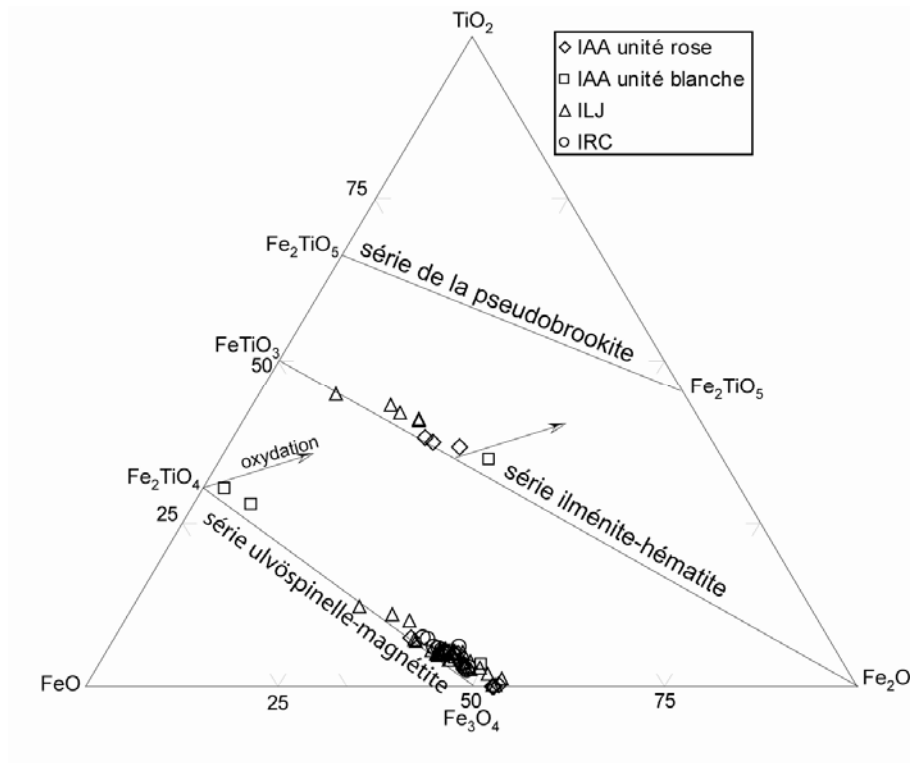


Figure 22 : diagramme FeO-Fe₂O₃-TiO₂ pour les minéraux opaques de ignimbrites de la région d'Arequipa, où apparaissent les joints des principales solutions solides. Les grains analysés sont des titano-magnétites et des titano-hématites.

Dans les ignimbrites dévitrifiées, ou dans celles présentant une recristallisation de phases vapeurs, ou bien dans les zone oxydées des dépôts, la titano-magnétite est exsolvée, ses compositions très variables, et sa composition primaire est presque toujours indéterminable (Hildreth et Mahood, 1985). Par conséquent nous n'utiliserons pas cette phase minérale pour la corrélation des ignimbrites de la région d'Arequipa.

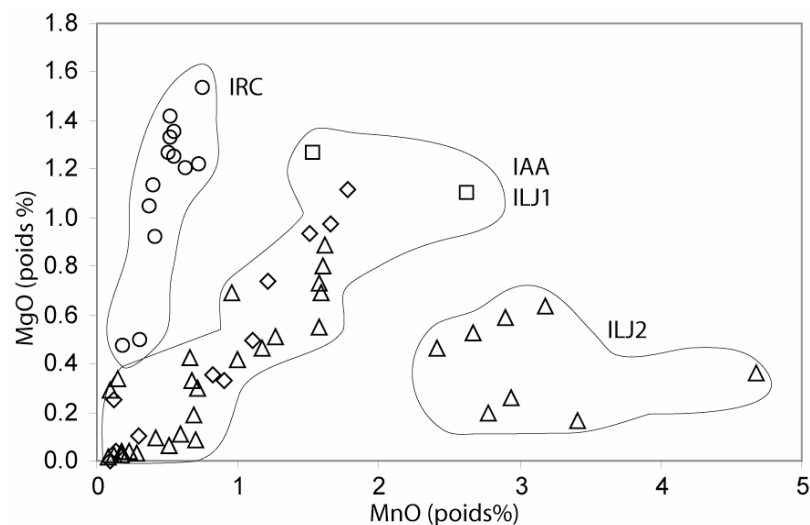


Figure 23 : teneurs en MgO et MnO des titano-magnétites dans les différentes ignimbrites de la région d'Arequipa.

2. Géochimie des ignimbrites

2.1. Méthodes analytiques

Les teneurs en éléments majeurs et traces de 42 échantillons d'ignimbrites (annexe 1) ont été déterminées par fluorescence X et à l'ICP-MS à l'institut de Géochimie de l'université de Göttingen en respectant le protocole décrit ci-dessous, et sont consignées dans l'annexe 2. Les données acquises au cours de notre étude sur les ignimbrites de la région d'Arequipa seront comparées aux résultats acquis à propos des formations volcaniques du sud du Pérou (complexe volcanique du Nevado Chachani, laves du membre inférieur du Groupe Barroso de la région d'Arequipa, ignimbrites de la Formation Huaylillas et de la Formation Sencca (Mamani, 2006, thèse non publiée ; Mamani et al., soumis) et des champs mogéniques d'Andahua-Ocopampa et Huambo (Delacour et al., accepté), pour caractériser leur signature géochimique. Les corrélations géochimiques des différentes ignimbrites étudiées sont l'objet de la partie 3.

2.1.1. Eléments majeurs sur roches totales : XRF (X-Ray Fluorescence Spectroscopy)

Les corrélations géochimiques sont fondées sur la composition des roches totales. La roche totale analysée est ici celle des fragments de ponce extraits de la matrice. En effet, les corrélations géochimiques doivent, pour être valables, ne s'attacher qu'à la composition du matériel juvénile représenté par les ponces.

Les éléments analysés avec cette méthode sont les suivants : SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, ainsi que les éléments en trace : Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Ga, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, V, Ba, et Sc. Après le broyage de l'échantillon on procède à sa fusion, qui a pour objet d'éliminer tous les effets dus à l'hétérogénéité de l'échantillon (taille des particules...). Il s'agit de solubiliser à haute température (1000-1200°C) les éléments sous forme d'oxydes, dans un fondant. Le produit de fusion est coulé dans une coupelle en métaux précieux (platine-or) et l'on force le refroidissement afin d'éviter la cristallisation. Le résultat de cette opération permet l'obtention d'un disque de structure vitreuse et homogène plus communément appelé "perle de fusion". Ces perles de fusion sont ensuite analysées par spectroscopie XRF (Philips PW 1480, couplé avec le logiciel Philips X40), dont le principe consiste à utiliser des rayons X caractéristiques des éléments (fluorescence secondaire), générés par l'excitation des électrons des couches internes par des Rayons X primaires, dans le but de connaître la nature de l'élément et sa concentration.

L'erreur analytique pour les éléments majeurs est d'environ 1%, sauf pour le fer et le sodium pour lesquels elle atteint 2%. L'erreur sur les concentrations en éléments en trace est de 5% environ. Les analyses en éléments majeurs sont ensuite recalculées à 100% et le fer est exprimé sous forme de fer total (Fe_2O_3). Environ 50 échantillons de références ont été utilisés pour le calibrage de l'appareil.

2.1.2. Eléments en trace sur roches totales : ICP – MS

Les éléments analysés avec cette méthode sont les Terres Rares (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) ainsi que le CS, Hf, Ta, Pb, Th et U. Les analyses ont été réalisées avec l'ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) Perkin Elmer SCIEX (Elan DRC II) de l'institut de Géochimie de l'Université de Göttingen.

Après broyage, une quantité d'échantillon est soigneusement pesée puis mise en solution à partir d'attaques acides, visant à dissoudre totalement les différents composants qui le constituent. La solution formée est ensuite introduite dans une chambre de vaporisation où le nébuliseur la transforme en un aérosol liquide composé de micro-gouttelettes de quelques μm . L'aérosol ainsi formé est envoyé dans une torche à plasma à très haute température (entre 6 000 et 10 000 °C), qui vaporise, dissocie, atomise et ionise complètement la plupart des éléments. Une partie de ce plasma est échantillonnée en passant à travers une interface composée de deux cônes de nickel et d'une série de lentilles permettant de stopper les photons et de focaliser les ions pour les amener au quadripôle pour la séparation. Le principe du spectromètre de masse quadripolaire est fondé sur la séparation des éléments en fonction de leur masse. La détection des ions séparés s'effectue grâce à un multiplicateur. Le signal se traduit en nombre de coups (nombre d'impulsions), et une interface informatique assure le transfert des données afin qu'elles soient traitées. Pour un ion donné, le nombre de coups mesuré permet de calculer directement la concentration de l'élément analysé grâce à un logiciel permettant le traitement de l'enregistrement. Les nombres de coups sont convertis en concentrations grâce aux calibrations de l'appareil. L'erreur (2σ) est estimée <20% pour le Nb et Ta, <10% pour le Be, Cs, Cu, Hf, Li, Pb, Rb, Th, et U, et <5% pour les Terres Rares.

2.1.3. Isotopes du Sr et du Nd : TIMS (Thermal Ion Mass Spectrometer)

Les rapports isotopiques du Sr et du Nd ont été mesurés pour 13 et 5 échantillons de roche totale respectivement à l'institut de Géochimie de l'Université de Göttingen, par le Dr. Gerald Hartmann sur un TIMS Finnigan MAT262-RPQII plus.

Pour réaliser ces analyses, 100 mg de poudre de l'échantillon de roche totale sont dissouts dans un mélange de HF et HNO₃ (1:1) pendant 16 heures à 200°C, puis complètement évaporée sur une plaque chauffante à 140°C. L'échantillon est ensuite dissout dans du HCl puis évaporé deux fois de suite. Enfin, il est redissout dans du HCl, stocké dans des flacons et centrifugé. Les différents ions sont ensuite séparés à travers des colonnes contenant une résine échangeuse d'ions. Les éluions enrichies en Sr et Nd sont ensuite évaporées et stockées jusqu'à l'analyse. Pour les mesures, le Sr et le Nd sont dissouts dans du HCl et montés sur des filaments en Re.

Les rapports isotopiques sont corrigés pour le fractionnement de masse ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$) et normalisés aux valeurs de deux standards (NBS987 = 0.710245 et La Jolla = 0.511847). L'erreur externe pour le Sr et le Nd est estimée à < 0.004%. La valeur du blanc est de 0.26 ng pour le Sr et < 0.14 ng pour le Nd.

2.2. Eléments majeurs et classification des ignimbrites d'Arequipa

Les ignimbrites de la région d'Arequipa possèdent de fortes teneurs en SiO₂ et appartiennent au domaine des rhyolites (Figure 24 ; SiO₂ > 71.3 % poids). Ces teneurs en SiO₂ sont comparables à celles des ignimbrites miocènes et pliocènes du sud du Pérou (Mamani, données non publiées, Figure 24). La plupart des ignimbrites étudiées sont, soit calco-alcalines à fortes teneurs en K₂O, soit sub-alcalines (K₂O + Na₂O : 7.4 – 9.4 % poids). Les teneurs en éléments majeurs des ignimbrites étudiées sont caractéristiques des roches volcaniques calco-alcalines du sud du Pérou (Lefèvre, 1979 ; Vatin-Perignon et al., 1996, Mamani, 2006, et Mamani et al., soumis).

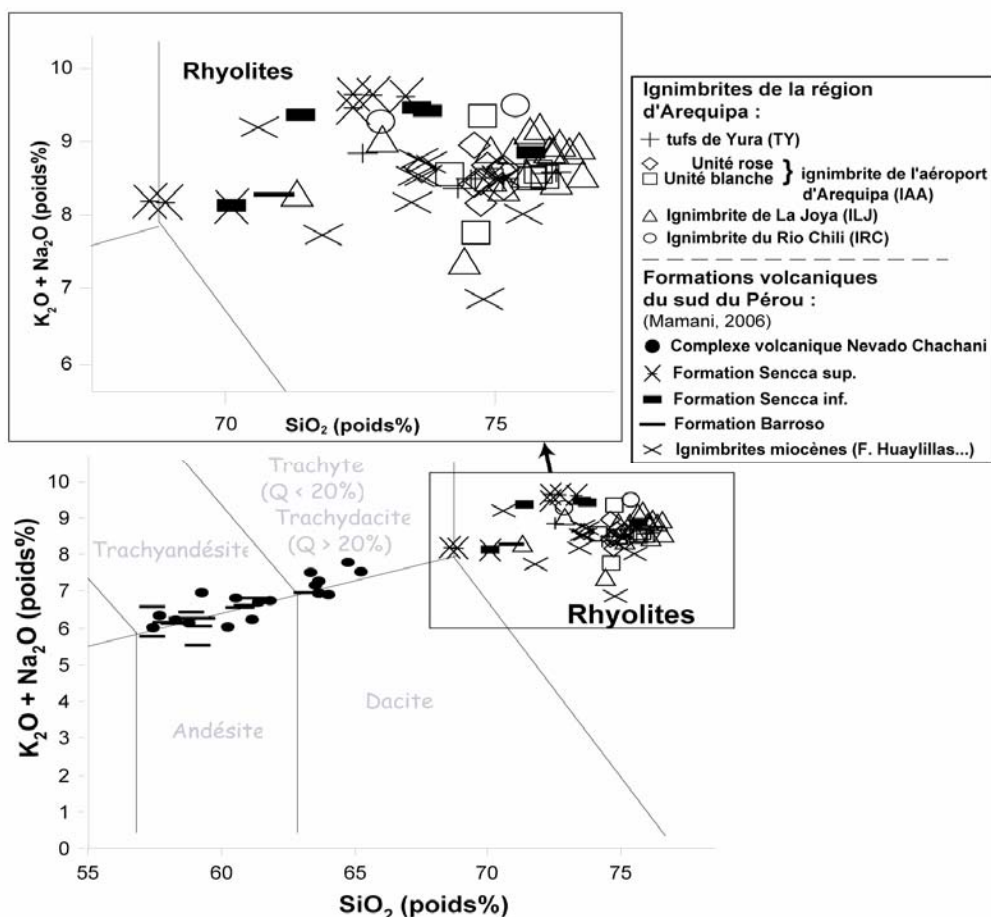


Figure 24 : Diagramme "Total des alcalins versus silice" (TAS), d'après Le Bas et al. (1986). Les données de Mamani (2006) sur les formations volcaniques du sud du Pérou ont été reportées sur le diagramme à titre de comparaison.

Les roches du complexe volcanique du Nevado Chachani, qui recouvrent l'unité rose de l'IAA et une partie des TY dans la partie septentrionale du bassin d'Arequipa, sont constituées de laves et de dépôts pyroclastiques. Le complexe volcanique du Nevado Chachani, situé directement au nord du bassin d'Arequipa, semble avoir un lien génétique avec certaines des ignimbrites étudiées (IAA, TY). Ce complexe volcanique correspondrait au volcanisme "post-caldérique" et serait en effet venu recouvrir la ou les caldéras associée(s) à l'ignimbrite de l'aéroport d'Arequipa. La position stratigraphique des tufs de Yura laisse supposer leur mise en place pendant des épisodes précoces de sa formation. Les roches volcaniques du Groupe Barroso constituent la première génération d'édifices andésitiques dans la région d'Arequipa (cf. partie 1) et s'intercalent stratigraphiquement entre l'IRC et l'ILJ. Elles sont représentées dans la région d'Arequipa par le volcan Pichu Pichu, ainsi que par les édifices bordant la Laguna Salinas et les dépôts formant le substratum du volcan El Misti dans la vallée du Río Chili (cf. partie 1). Pour ces raisons, mais aussi parce qu'ils permettent d'élargir la gamme de différenciation des diagrammes d'évolution des éléments majeurs

(SiO₂ : 55.9 – 63.9 poids%), nous avons donc inclus des données du complexe volcanique du Nevado Chachani et du Groupe Barroso à notre étude. Les ignimbrites de la région d'Arequipa présentent en effet une gamme de variation de la silice assez restreinte, comprise entre 71.3 et 76.6 % poids de SiO₂ et sont les roches les plus différenciées représentées sur les digrammes de Harker (Figure 25 et Figure 26).

Les teneurs en MgO diminuent rapidement et régulièrement avec la différenciation des roches du complexe du Nevado Chachani et du Groupe Barroso, pour atteindre des teneurs inférieures à 1.2 %poids dans les ignimbrites rhyolitiques de la région d'Arequipa et du sud du Pérou. Il faut cependant noter une assez grande dispersion des données sur ce diagramme (Figure 25). Cette corrélation négative pourrait être associée à la cristallisation plus ou moins importante de l'olivine et du pyroxène dans les magmas primaires, puis de l'amphibole et de la biotite pour les termes les plus différenciés.

Le sodium et le potassium montrent deux comportements différents au cours de la différenciation. Le K₂O croît avec la différenciation et ne montre pas la décroissance généralement observée pour les termes les plus différenciés, due au fractionnement de feldspath alcalin. La teneur en Na₂O ne présente aucune corrélation avec SiO₂, mais une très grande dispersion des données, plus importante dans les ignimbrites rhyolitiques. Cette grande dispersion des teneurs en Na₂O dans les roches volcaniques du sud du Pérou a été attribuée à la contamination par l'encaissant pendant le différenciation (Lefèvre, 1979). L'étude des éléments en trace et des isotopes permet de mieux identifier cette contamination et son origine.

Les teneurs en Al₂O₃ sont dispersées, en particulier dans les roches moins différenciées du complexe volcanique du Nevado Chachani. Cette dispersion pourrait être imputée à la teneur plus ou moins importante en feldspath plagioclase dans les roches analysées. Une décroissance de l'aluminium est tout de même visible. Cette corrélation négative est plus affirmée pour les termes les plus différenciés de la série. L'absence de dispersion dans les ignimbrites rhyolitiques est due à leur teneur en feldspath plagioclase relativement constante. En effet, cette décroissance des teneurs en Al₂O₃ est associée au fractionnement du feldspath plagioclase, dès les premiers stades de la différenciation.

Le fer et le titane présentent une décroissance rapide avec la différenciation, et ce jusqu'aux termes les plus différenciés, reliée au fractionnement précoce et continu de la titanomagnétite, l'ilménite et dans une moindre mesure de la biotite. L'influence de cette dernière phase minérale reste minime puisque le K₂O n'est pas affecté par son fractionnement. La dispersion des valeurs pour le TiO₂ est plus importante pour les termes les moins différenciés.

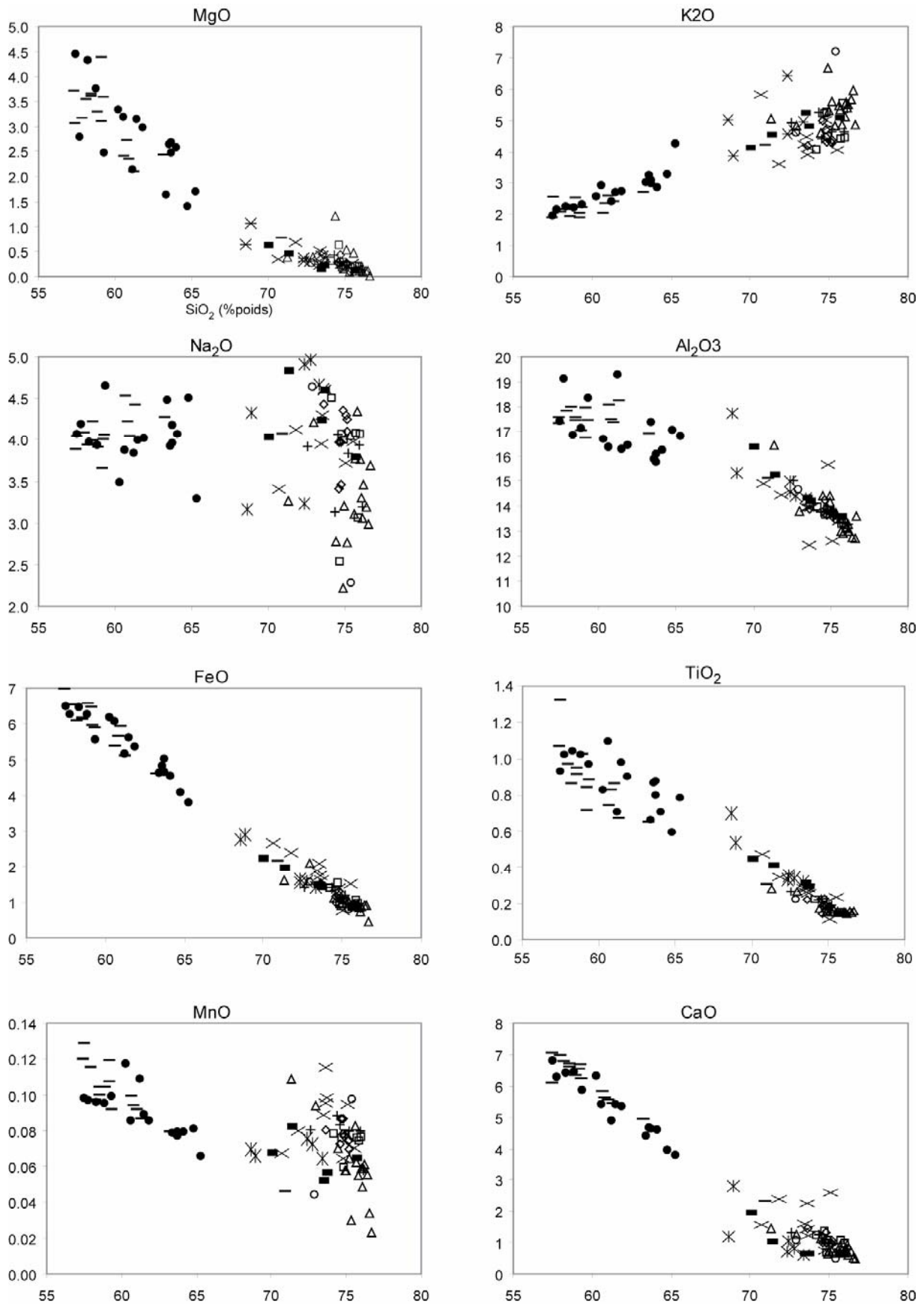


Figure 25 : diagrammes de Harker pour les éléments majeurs. L'indice de différenciation est SiO_2 .

Les proportions de manganèse montrent une grande dispersion, en particulier dans les ignimbrites rhyolitiques. Les teneurs en MnO des échantillons du complexe du Nevado Chachani décroissent avec la différenciation, alors que pour les ignimbrites (termes plus différenciés de la série) la gamme de variation augmente sans présenter de corrélation avec SiO₂. La corrélation négative du CaO est due au fractionnement de feldspath plagioclase, mais aussi de l'amphibole dans les termes les plus différenciés.

2.3. Eléments traces

Nous avons replacé les teneurs en éléments traces des ignimbrites de la région d'Arequipa, des échantillons du complexe volcanique du Nevado Chachani et du Groupe Barroso dans leur contexte calco-alkalin en les comparant avec les teneurs d'autres ignimbrites du Sud du Pérou et des Andes centrales (Mamani, 2006 et Mamani et al., soumis). La Figure 26 présente les diagrammes de variation des éléments en trace en fonction de SiO₂. Comme pour les éléments majeurs, les teneurs en certains éléments traces montrent des corrélations linéaires avec le degré de différenciation du magma.

Le Sr décroît de manière rapide et continue au cours de la différenciation jusque dans les termes les plus différenciés. Cette décroissance est le résultat du fractionnement important du feldspath plagioclase, déjà suggéré par la décroissance de Al₂O₃.

Les teneurs en Ba évoluent peu avec la différenciation, sauf pour les termes les plus différenciés (ignimbrites de la région d'Arequipa) pour lesquels le Ba décroît rapidement, bien que les données soient fortement dispersées. Cette diminution brutale du Ba (Figure 26) dans les ignimbrites étudiées pourrait être associée au fractionnement plus ou moins important de sanidine et ou de biotite dans les magmas, à l'origine des termes les plus différenciés.

Les teneurs en Rb et Nb augmentent avec la différenciation mais la dispersion devient très importante pour les échantillons les plus différenciés, venant masquer l'évolution des teneurs. L'augmentation des teneurs en éléments incompatibles indique qu'un processus de cristallisation fractionnée a eu lieu, entraînant leur concentration dans le magma. Le Rb semble moins affecté que le Ba par le fractionnement de la biotite dans les termes les plus différenciés.

Les éléments de transition, Zn, Cu, Co, Ni exposent des corrélations négatives, malgré une grande dispersion des données sur la plupart des diagrammes. Cette décroissance est typique d'un processus de cristallisation fractionnée (olivine, biotite, ilménite, amphibole...).

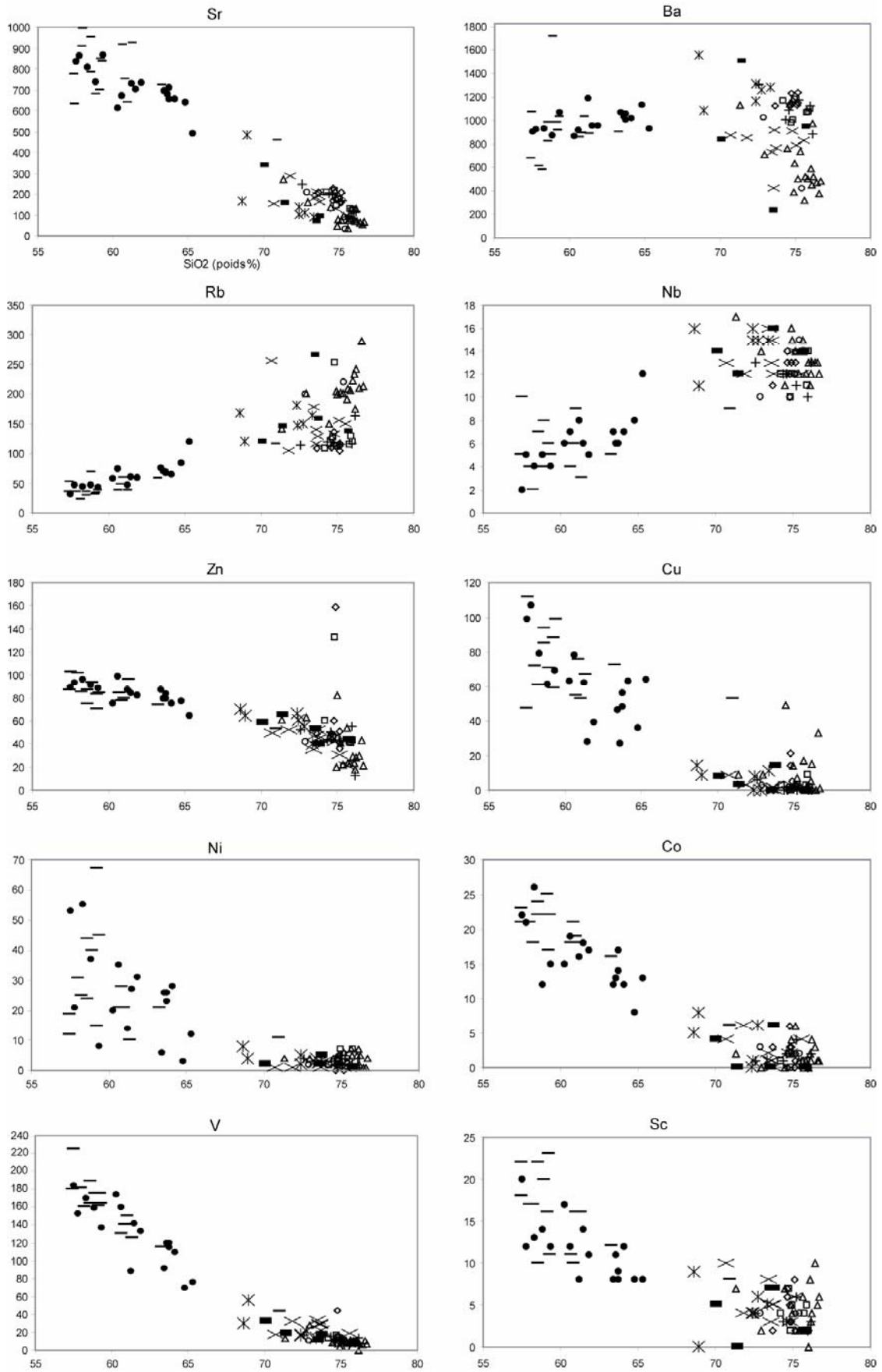


Figure 26 : diagrammes d'évolution de type Harker pour les éléments en traces. L'indice de différenciation est SiO₂.

La corrélation négative marquée par le Sc résulte de son incorporation plus ou moins importante dans les amphiboles. En revanche, la décroissance du V traduit une fois de plus le rôle important du fractionnement des oxydes ferro-titanés au cours de l'évolution des magmas.

Les teneurs en éléments en trace des ignimbrites étudiées sont caractéristiques des magmas appartenant à la ZVC des Andes, avec des éléments incompatibles dont les proportions sont supérieures à celles des magmas d'arc océaniques (Davidson et al., 1991). Les spectres de teneurs en éléments en trace normalisés au N-Morb (Sun et Mc Donough, 1989) des ignimbrites de la région d'Arequipa montrent une décroissance des teneurs de la gauche vers la droite (Figure 27), caractéristique des zones orogéniques. Les ignimbrites de la région d'Arequipa sont remarquablement enrichies en LILE (large ion lithophile elements), Cs, Rb, Ba, K, par rapport aux éléments incompatibles HFSE (high field strength elements), Nb et Ta, mais aussi par rapport aux éléments de transition (Zn, Cu, Co, Ni...) et présentent une faible anomalie négative en Ti (Figure 27). Ces particularités sont propres aux magmas des zones de subduction. En effet dans celles-ci, l'enrichissement en LILE et l'appauvrissement relatif en HFSE sont la signature reconnue des fluides dérivés du slab (McCulloch et Gamble, 1991 ; Davidson et al., 1991 ; Smith et Leeman, 1993 ; Vatin-Pérignon et al., 1996).

Les faibles anomalies négatives en Sr, P et celle plus marquée en Ti sont caractéristiques des magmas d'arc (Pearce, 1983), et elles reflètent l'importance du fractionnement du plagioclase, de l'apatite et de l'ilménite ou de la titanomagnétite au cours de la différenciation (Figure 27). Toutes ces anomalies existent dans les autres ignimbrites du Sud du Pérou (Figure 28 B, D, E et F), indépendamment de l'âge des dépôts et de leur position par rapport à la fosse Chili-Pérou.

L'anomalie positive en Zr peut être expliquée par la quantité relativement importante (10 à 30 %) de biotite dans les paragenèses des roches analysées.

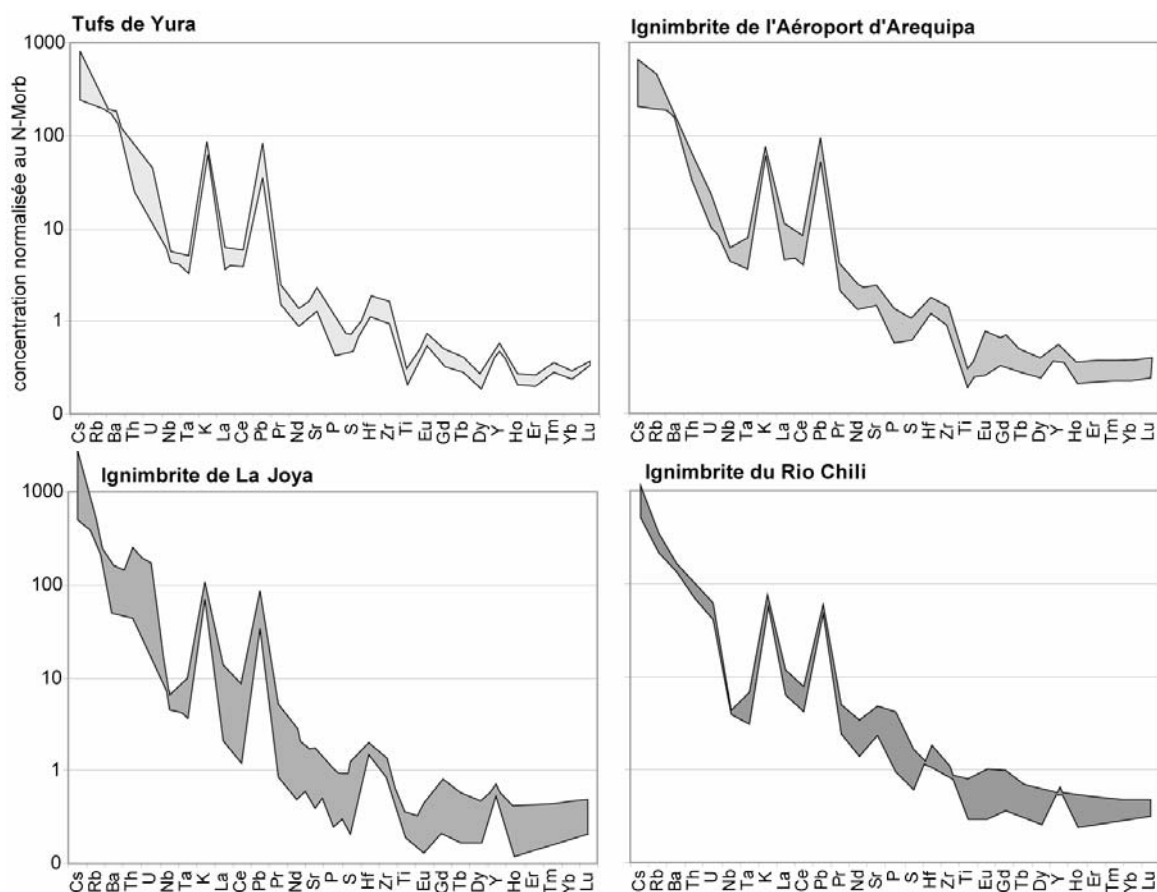


Figure 27 : distribution schématique des éléments traces dans les ignimbrites de la région d'Arequipa. La concentration a été normalisée au N-MORB (Sun et McDonough, 1989).

Comme le montre la Figure 28, les teneurs en éléments en trace des ignimbrites de la région d'Arequipa sont globalement semblables à celles des ignimbrites provenant du sud du Pérou, de la Bolivie et ayant des teneurs similaires en SiO_2 (Figure 28 ; Vatin-Pérignon et al., 1996, Mamani, 2006). Les ignimbrites de la Formation Sencca et Huylillas (Figure 28, B et D) révèlent seulement des anomalies plus importantes en Ti et P. Les différences les plus importantes concernent les ignimbrites de l'Altiplano bolivien, qui possèdent des teneurs plus importantes que les ignimbrites de la région d'Arequipa en Ta, La, Ce, Nd, Gd et Tb, mais leurs spectres d'éléments traces restent parallèles. Enfin, les différences entre les spectres des ignimbrites de la région d'Arequipa et ceux des roches du Groupe Barroso et des champs monogéniques d'Andahua-Orcopampa et Huambo (Figure 28, A et C) avec un plus faible enrichissement en LILE, et une anomalie positive en Ba pour ces dernières sont cohérentes avec la composition plus différenciée des ignimbrites étudiées.

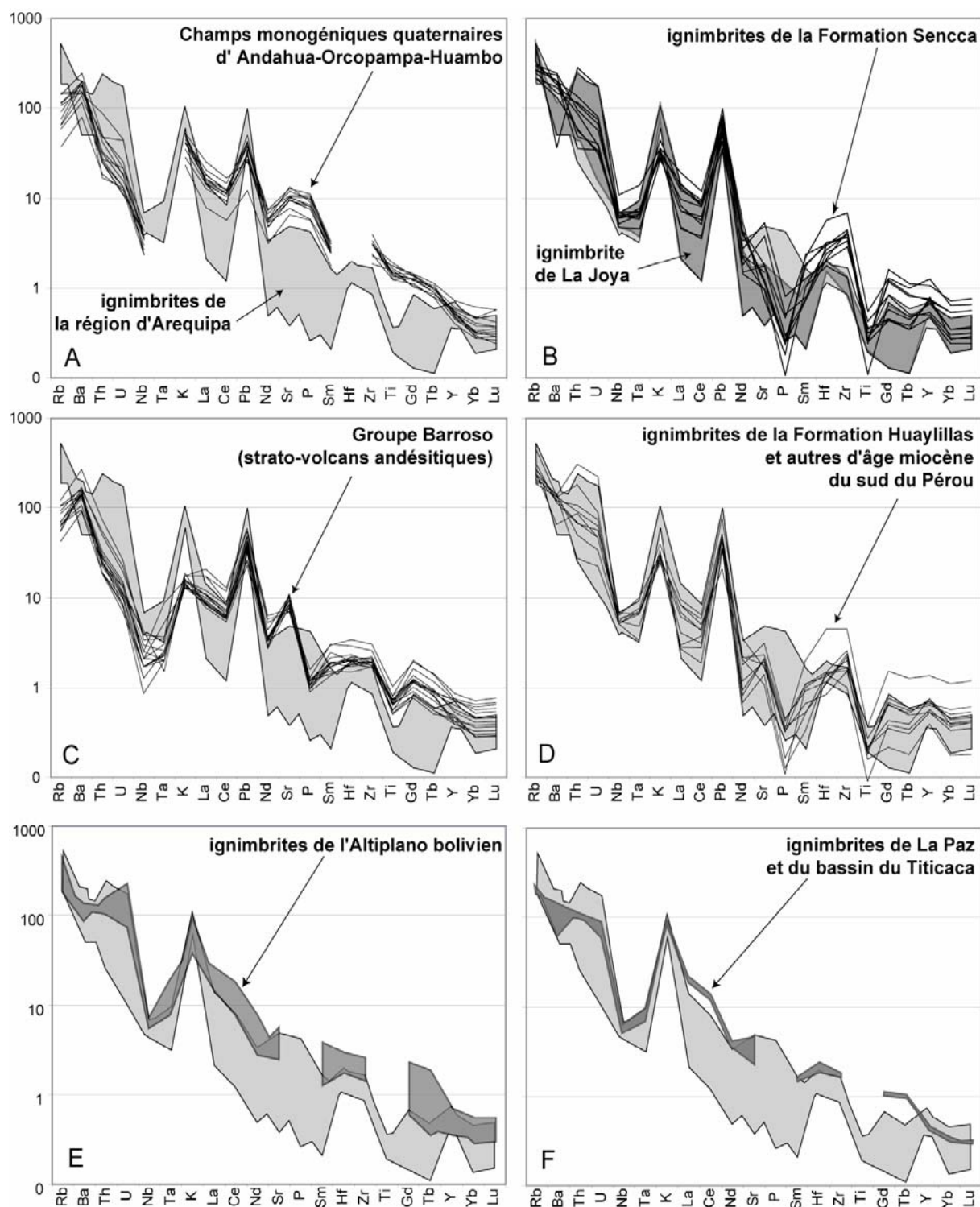


Figure 28 : comparaison des diagrammes de variation multi-éléments entre les ignimbrites de la région d'Arequipa (profil grisé) et A) des échantillons de laves et téphras des champs monogéniques basiques (52 – 68 %poids SiO₂), quaternaires d'Andahua-Orcopampa et de Huambo au sud du Pérou, Cordillère occidentale (Delacour et al., accepté) ; B) les ignimbrites rhyolitiques, pliocènes, du volcanisme Sencca (le profil gris foncé correspond à l'ILJ) (Mamani, 2006) ; C) les roches du Groupe Barroso (mio-pliocène), de la région d'Arequipa (Pichu-Pichu, Salinas, Río Chili) (Mamani, 2006) ; D) les ignimbrites miocènes du sud du Pérou (Formation Huaylillas, Caraveli, Alfabamba, ...) (Mamani, 2006) ; et enfin E) les ignimbrites de l'Altiplano bolivien et F) celles du bassin de la Paz et du Titicaca (Vatin-Pérignon et al., 1996). Les teneurs sont normalisées au N-MORB (Sun et Mc Donough, 1989).

Les diagrammes de distribution des Terres Rares (REE) normalisés aux chondrites C1 des ignimbrites de la région d'Arequipa sont présentés dans la Figure 29. Ces ignimbrites ont des teneurs totales en REE modérées (30 – 140 ppm) et se caractérisent par des spectres fractionnés. Le profil général des spectres de Terres Rares est semblable à celui des ignimbrites calco-alcalines riches en K_2O des marges continentales actives, caractérisé par un enrichissement en Terres Rares légères (LREE) et par conséquent un rapport LREE/HREE (Terres Rares légères / lourdes) élevé. Ces ignimbrites ont en effet des teneurs en La de 30 à 150 fois plus élevées que celles des chondrites. Le rapport La/Yb_N varie de 7 à 23, ce qui est cohérent avec les valeurs des ignimbrites rhyolitiques du sud du Pérou (Figure 31).

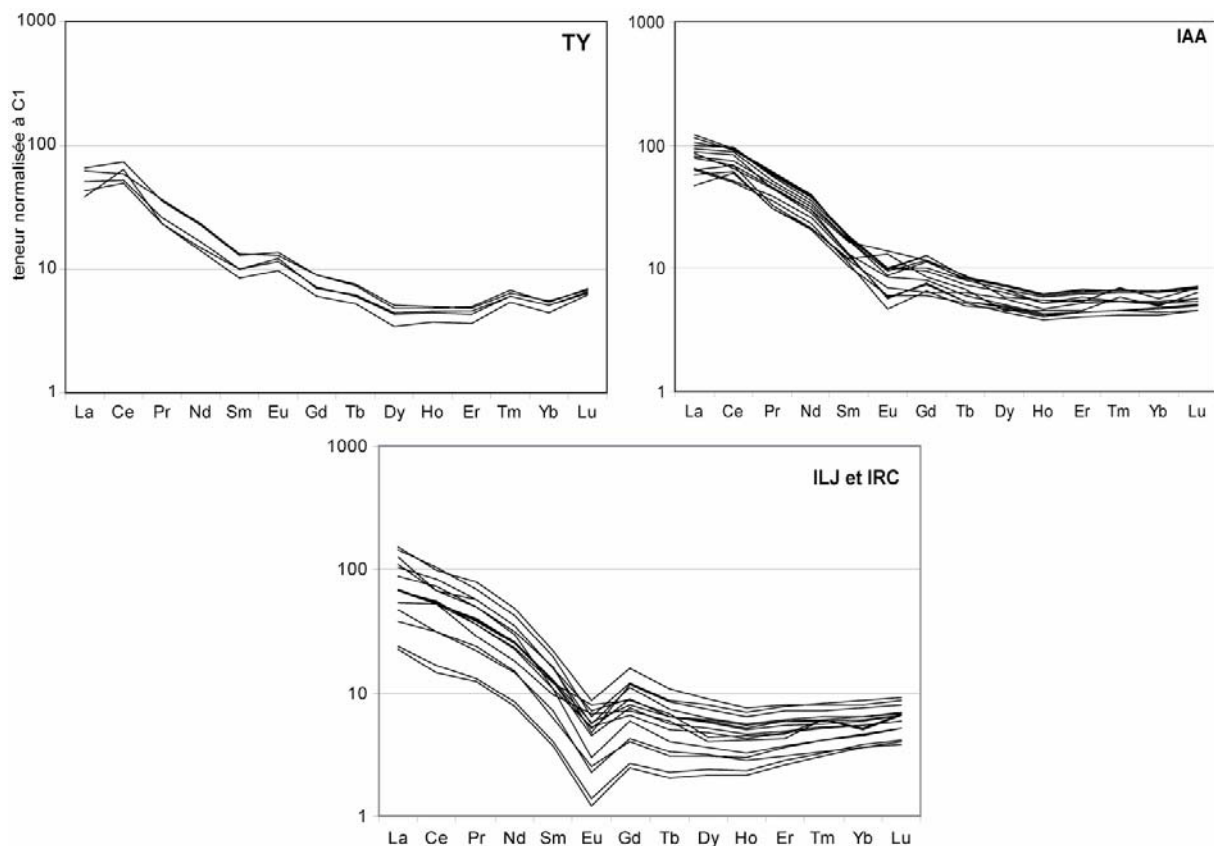


Figure 29 : diagrammes d'abondance des Terres Rares (REE) dans les ignimbrites de la région d'Arequipa. Les teneurs sont normalisées à la chondrite C1 (Sun et McDonough, 1989).

L'importance de l'anomalie négative en Eu, généralement associée au fractionnement du plagioclase, dans les ignimbrites IAA, ILJ et IRC n'est pas corrélée à leur teneur en SiO_2 (Figure 30), contrairement à ce qui a pu être observé dans un autre contexte (magmatisme intraplaque) pour les ignimbrites d'Anatolie (Temel et al., 1998). Cette anomalie négative en Eu ainsi que celle en Sr généralement associée sont inexistantes dans les TY, malgré le

fractionnement du plagioclase, montré par l'évolution de certains élément majeurs pendant la différenciation (Figure 25 et Figure 26). Selon Delacour et al. (accepté), l'absence d'anomalies négative en Sr et Eu peut être expliquée par le fait que les magmas seraient tellement enrichis en ces éléments que le fractionnement du plagioclase au cours de la différenciation ne permettrait pas de générer une anomalie négative importante.

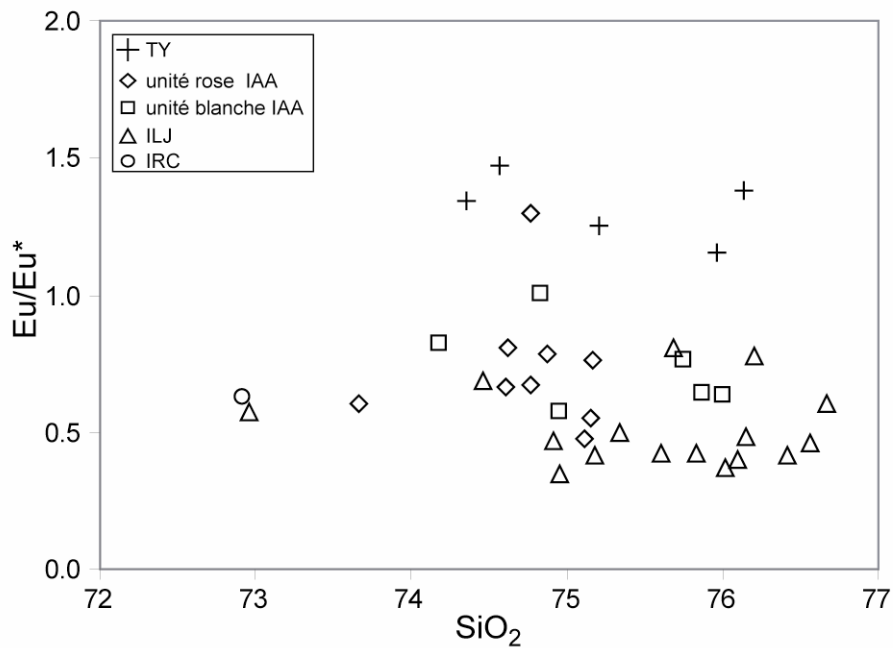


Figure 30 : évolution de l'anomalie en Eu en fonction de la différenciation, dans les ignimbrites d'Arequipa.

L'enrichissement en terres rares légères et en éléments incompatibles est caractéristique d'une source enrichie (coin de manteau asthénosphérique métasomaté ou manteau lithosphérique sous-continentale ou croûte continentale inférieure) et/ou d'une contamination crustale importante. Les compositions isotopiques des ignimbrites permettront d'éclaircir leur(s) origine(s).

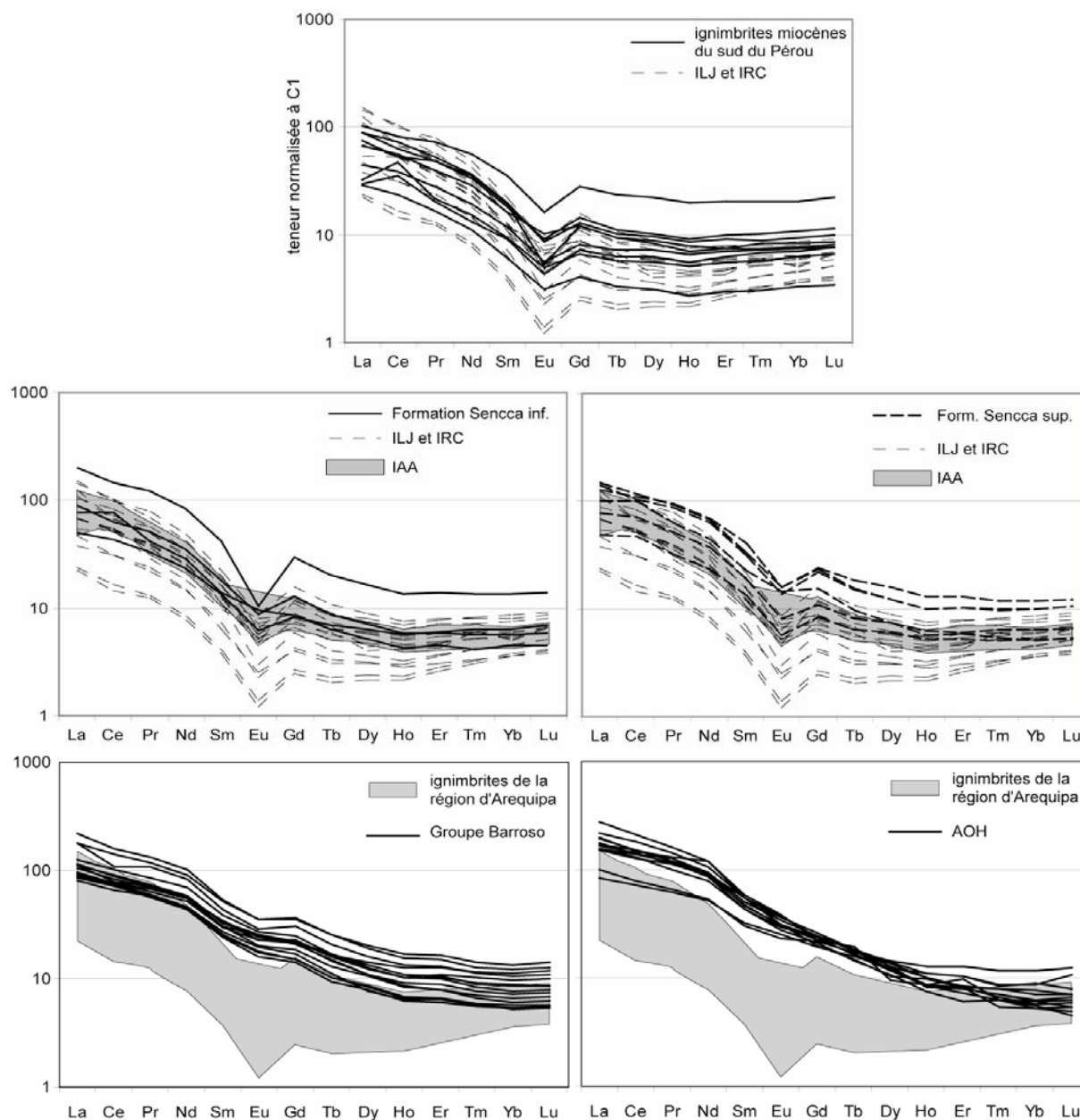


Figure 31 : comparaison des spectres de Terres Rares des ignimbrites étudiées avec différentes ignimbrites et roches volcaniques du sud du Pérou.

Les spectres de Terres Rares des ignimbrites de la région d'Arequipa sont parfaitement parallèles à ceux des ignimbrites miocènes et pliocènes du sud du Pérou (Figure 31). En effet, toutes les ignimbrites rhyolitiques reportées sur les diagrammes exposent le même enrichissement en Terres Rares légères, ainsi qu'une anomalie négative en Eu plus ou moins importante, associée au fractionnement important du plagioclase, et l'absence de fractionnement des HREE, caractérisant l'absence de grenat dans le résidu. La présence de cette signature forte du plagioclase ainsi que l'absence de celle du grenat, dans les ignimbrites miocènes et pliocènes du sud du Pérou, pourraient être liées à une évolution magmatique sous

des conditions de pression relativement faibles. En revanche, les spectres de Terres Rares des roches plus basiques du Groupe Barroso et de la région d'AOH montrent un enrichissement plus important en LREE et un fractionnement également plus important des HREE, que les ignimbrites rhyolitiques. Le Groupe Barroso et les champs monogéniques d'Andahua-Orcopampa et Huambo ne présentent pas l'anomalie négative en Eu, associée au fractionnement du plagioclase. Delacour et al. (accepté) expliquent l'absence d'une signature importante du plagioclase ainsi que les spectres de Terres Rares appauvris en HREE, suggérant le fractionnement du grenat, par une évolution magmatique sous des conditions de haute pression (>15kb) pour ces roches.

2.4. Isotopes

Les IAA et ILJ, ainsi que les formations volcaniques consignées dans les diagrammes pour comparaison, ont des compositions isotopiques du Sr et du Nd comprises dans la gamme de variation des roches de la ZVC (Wilson, 1989 ; Davidson et al, 1991 ; Figure 32), c'est-à-dire de forts rapports isotopiques du Sr (> 0.705) et de faibles rapports isotopiques du Nd (< 0.5126). Ces rapports isotopiques, très différents de ceux rencontrés dans les magmas d'arc intra-océanique, reflètent une composante crustale importante dans les ignimbrites étudiées et plus généralement dans les magmas de la ZVC (Figure 32), par comparaison avec les zones volcaniques nord et sud des Andes (Wilson, 1989). Cette contamination importante s'explique dans le cadre d'une croûte continentale épaisse (jusqu'à 70 km) sous la ZVC (Barazangi et Isacks, 1976 ; Beck et Zandt, 2002). De plus les valeurs du rapport Sm/Nd des ignimbrites de la région d'Arequipa et des formations volcaniques du sud du Pérou sont comprises entre 0.14 et 0.23, valeurs proches de la moyenne de la croûte continentale (Sm/Nd = 0.17 ; Taylor et McLennan, 1985), comme cela a été décrit de manière générale pour les magmas de la ZVC (Davidson et al, 1991).

Dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, les roches volcaniques d'Andahua-Orcopampa et Huambo se situent dans la partie supérieure des compositions de la ZVC, dans la domaine représentant la ligne de base de la ZVC (compositions des magma primaires des roches de la ZVC, avant différenciation : Davidson et al., 1991). Ceci est cohérent avec les faibles degrés de différenciation de ces roches (Figure 33).

Les ignimbrites miocènes et pliocènes du sud du Pérou (Ignimbrites Huaylillas et Sencca : Mamani, 2006 et Mamani et al., soumis) et les ignimbrites de la région d'Arequipa (IAA, ILJ) montrent des rapports isotopiques du Sr et du Nd différents malgré un degré de différenciation identique (rhyolites, Figure 32 et Figure 33) et des âges semblables. Les ignimbrites miocènes et pliocènes du sud du Pérou ont en effet des compositions isotopiques proches de celles des

laves d'AOH et de la ligne de base de la ZVC malgré leur forte différenciation ($\text{SiO}_2 > 68\%$ poids, Figure 33). Ces roches différenciées ne peuvent donc pas représenter les compositions primaires des magmas de la ZVC et il faut donc chercher une autre explication à ces rapports isotopiques. Ces variations pourraient être la signature d'une croûte continentale de composition différente sous ces différentes ignimbrites, qui aurait influencé leur composition isotopique lors de la différenciation des magmas. Or, selon Wörner et al. (1992), Loewy et al. (2004) et Mamani et al. (2004, 2006), il existe une relation claire dans la ZVC entre les compositions isotopiques du substratum métamorphique et celles des magmas l'ayant traversé et ayant ainsi été contaminés par cette croûte continentale.

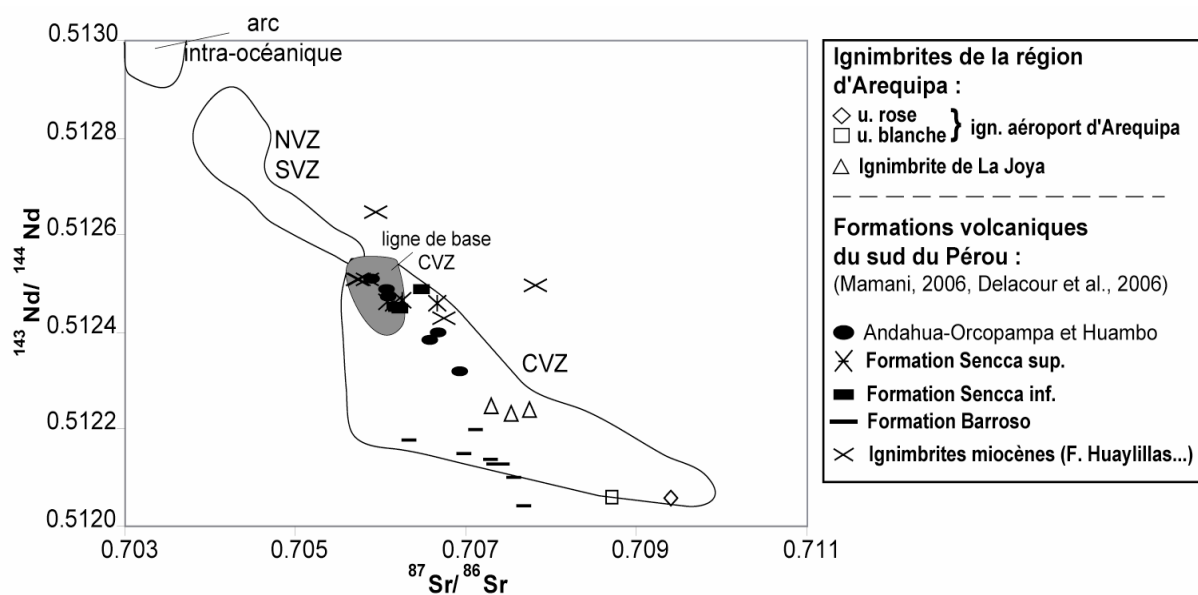


Figure 32 : compositions isotopiques du Sr et du Nd pour l'IAA, l'ILJ et pour les formations volcaniques du sud du Pérou. Illustration des gammes de compositions relatives aux arcs intra-océaniques et aux zones volcaniques sud, centrale et nord des Andes (d'après Davidson et al., 1991).

A l'aide des compositions isotopiques des roches magmatiques de la ZVC et de données gravimétriques et structurales de la croûte continentale, Mamani et al. (2006) ont pu cartographier plus précisément quatre domaines crustaux au sud du Pérou. Les échantillons des ignimbrites Huaylillas et Sencca utilisés pour notre étude (Mamani, 2006 et Mamani et al., soumis) se localisent dans le domaine crustal appelé "zone de transition", décrit par ces mêmes auteurs (Figure 35). Ce domaine est caractérisé par des faibles rapports isotopiques du Sr (< 0.707), et des valeurs intermédiaires du rapport isotopique du Nd dans les roches magmatiques, comme c'est le cas pour les ignimbrites Huaylillas et Sencca. Ces données, ainsi que les rapports isotopiques du plomb observés dans les roches magmatiques de la "zone de transition", indiquent une contribution de la croûte protérozoïque à une profondeur

importante et peu de contamination par la croûte paléozoïque superficielle acide dans cette "zone de transition". Les ignimbrites de la région d'Arequipa se situent dans le "domaine crustal d'Arequipa" qui est distinct. En effet, les roches volcaniques de ce dernier montrent des rapports isotopiques du Nd plus faibles et des rapports isotopiques du Sr élevés (> 0.706). Cependant, le rapport Sm/Yb élevé (2 à 10) observé pour les roches magmatiques de ce domaine crustal par Mamani et al. (2006), cohérent avec le fractionnement de grenat, est incompatible avec les rapports obtenus dans les ignimbrites étudiées (< 3), et l'on ne peut pas expliquer les données isotopiques et en éléments en trace dans les ignimbrites d'Arequipa par l'assimilation de la croûte protérozoïque basique avec du grenat résiduel. Il semble que les compositions des ignimbrites de la région d'Arequipa soient plutôt la signature de l'assimilation de la croûte paléozoïque acide "superficielle".

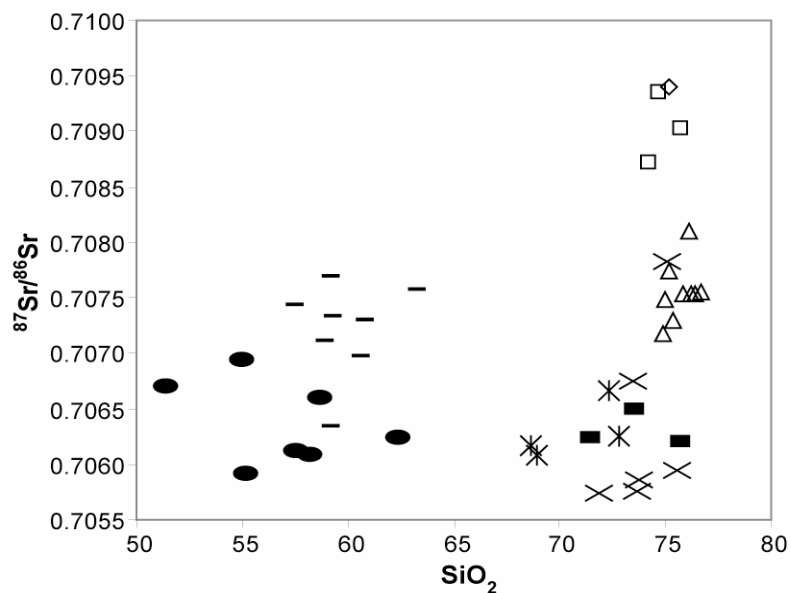


Figure 33 : composition isotopique du Sr dans les ignimbrites de la région d'Arequipa et dans les formations volcaniques du sud du Pérou. Les symboles sont les mêmes que ceux utilisés dans la Figure 32.

Pour des teneurs équivalentes en SiO_2 , qui laissent supposer des degrés de différenciation comparables, l'IAA plio-pléistocène est caractérisée par des compositions plus radiogéniques en Sr (Figure 34), associée à une contamination crustale plus importante que pour l'ILJ pliocène, lors de l'évolution des magmas. Cette augmentation de la composante crustale au cours du temps laisse supposer des temps de résidence du magma dans la croûte continentale superficielle de plus en plus long depuis le Pliocène.

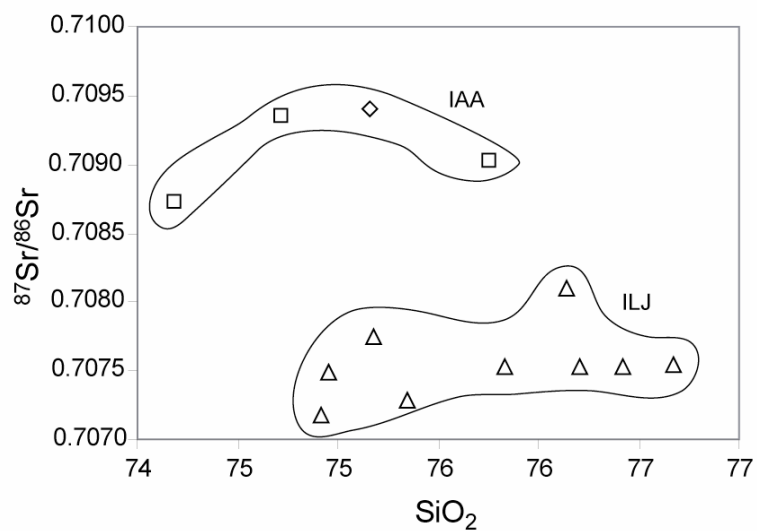


Figure 34 : composition isotopique du Sr dans les IAA et ILJ en fonction de SiO_2 .

Conclusion

Notre nouvelle stratigraphie des dépôts volcaniques néogènes et pléistocènes de la région d'Arequipa révèle quatre ignimbrites délivrées au cours de quatre épisodes distincts.

(1) L'ignimbrite du Río Chili (IRC) forme la base de la séquence ignimbritique. Elle atteint 20 à 80 m d'épaisseur dans les vallées des Ríos Blanco et Chili, respectivement, et semble s'épaissir en direction de l'est (Laguna Salinas). Appartenant au faciès TLm, son dépôt est meuble à partiellement soudé. Sur le terrain, elle se caractérise par l'abondance des cristaux de biotite et d'amphibole ainsi que par la couleur rosée de sa matrice.

(2) L'ignimbrite de La Joya (ILJ) repose soit en discordance sur l'IRC, soit directement sur le substratum mésozoïque ou précambrien. La plus vaste des ignimbrites étudiées ($> 800 \text{ km}^2$), elle représente un volume total d'environ 20 km^3 , ce qui en fait une ignimbrite de rapport de forme moyen (de l'ordre de 10^{-4}). Les coupes épaisses de 50 à 80 m dans la vallée du Río Chili se décomposent en deux ou trois unités d'écoulements soudées et facilement identifiables grâce à leur semelle épaisse (1 à 3 m). Dans la partie distale, le dépôt se réduit à une simple unité d'écoulement non soudée, riche en ponces de quelques mètres d'épaisseur. Les fortes proportions de cristaux de sanidine et quartz de grande taille (0.5–1 mm) en permettent la reconnaissance rapide sur le terrain.

(3) L'ignimbrite de l'aéroport d'Arequipa (IAA) se décompose en deux unités, blanche inférieure et rose supérieure, qui recouvrent une surface d'environ 600 km^2 coïncidant avec les limites du bassin d'Arequipa. Le volume calculé des dépôts de l'IAA est équivalent à celui de l'ILJ, mais du fait de sa surface plus réduite, elle a un rapport de forme faible (de l'ordre de 10^{-3}). L'unité blanche de l'IAA est caractérisée par un faciès TLm non soudé, mais fortement induré par la recristallisation de phases vapeur, qui cimentent le dépôt et sont associées à une forte dévitrification du verre de la matrice et à l'altération des ponces. L'unité rose supérieure a un faciès TLm non soudé, qui est seulement faiblement induré. Elle ne montre ni recristallisation, ni dévitrification du verre, ni altération des ponces.

(4) Enfin, les tufs de Yura (TY) recouvrent une surface de 150 km^2 environ à l'ouest du complexe volcanique du Nevado Chachani. Ces tufs épais de quelques mètres minimum à 30 m maximum ont des faciès et des contenus en différents constituants

très variable, mais sont tous meubles. Ils sont l'équivalent stratigraphique d'une partie des tufs et téphras de la Formation Capillune, qui affleurent sur l'Altiplano au nord de la zone d'étude.

Les quatre ignimbrites identifiées dans ce chapitre ont également été datées par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Partie 3), dans le but de confirmer cette stratigraphie et de corréler les unités aux faciès très variés.

Les quatre ignimbrites identifiées ont une paragenèse à feldspath plagioclase, biotite et oxyde ferro-titané. La présence de l'amphibole en quantité importante (jusqu'à 30% de la paragenèse) dans l'IRC permet sa reconnaissance rapide sur le terrain tandis que l'ILJ se caractérise macroscopiquement par l'abondance de cristaux de quartz et de sanidine pouvant atteindre plus de 2 mm.

Les analyses ponctuelles réalisées dans les cristaux des ignimbrites de la région d'Arequipa montrent des variations compositionnelles importantes des phases majeures entre les différentes ignimbrites, mais également au sein des unités et parfois même des échantillons. Elles sont principalement la signature de la variation de composition des magnas à partir desquels elles ont cristallisé. Cependant, l'altération et l'oxydation des dépôts sont également responsables de ces variations et un grand soin doit donc être porté sur le choix des analyses utilisables.

Des corrélations fondées sur plusieurs critères géologiques s'appuient sur ce travail. Ces corrélations font l'objet de la partie 3.

Les ignimbrites étudiées offrent toutes les caractéristiques des magmas d'arc de marge continentale : un degré de différenciation élevé, un enrichissement en éléments incompatible, des spectres de terres rares fractionnés (fort rapport LREE/HREE) et un enrichissement relatif en LILE par rapport aux HFSE. Ces ignimbrites montrent aussi les particularités propres aux magmas de la ZVC, c'est-à-dire des magmas très radiogéniques en Sr et peu radiogéniques en Nd, et des valeurs du rapport Sm/Nd caractéristiques de la croûte continentale. De plus, les compositions en éléments en trace et isotopiques de ces ignimbrites, situées dans le domaine crustal d'Arequipa (défini par Mamani et al., 2006), sont caractéristiques d'une évolution de type AFC dans la croûte paléozoïque acide superficielle, dans le domaine de stabilité du plagioclase.

Les similitudes et les différences géochimiques et isotopiques entre les ignimbrites d'Arequipa et celles de Huaylillas et Sencca (Mamani, 2006 et Mamani et al., soumis) peuvent être expliquées en suivant le processus pétrogénétique, inspiré par Davidson et al. (1991) pour les magmas de la ZVC, et Mamani et al. (2006) pour les roches magmatiques du sud du Pérou

(Figure 35) : 1) formation de liquides primitifs, semblables à ceux des arcs intra-océaniques par fusion du coin de manteau asthénosphérique, métasomatisé par les fluides issus de la déshydratation du slab ; 2) modification importante des liquides primitifs dans la croûte profonde lors d'un processus d'AFC (assimilation et cristallisation fractionnée) et de mélange avec des liquides crustaux. Ce processus a été décrit sous le nom de "MASH" par Hildreth et Moorbath (1988). Les liquides issus de cette étape correspondent aux compositions les plus primitives de la ZVC, représentées ici par les roches les plus basiques des champs monogéniques d'AOH (Delacour et al., accepté) ; 3a) Dans le domaine crustal "Zone de transition", les liquides de composition primitive issus du processus de MASH viennent se stocker dans des chambres situées dans la croûte continentale inférieure et/ou intermédiaire de composition basique. Dans ces chambres, ils subissent alors un second processus de différenciation de type AFC à la limite du domaine de stabilité du grenat ($Sm/Yb : 2-10$, fractionnement des HREE, mais comportement \pm compatible du Sr et anomalie négative en Eu), avant de remonter à la surface, sans subir de contamination importante dans la croûte superficielle acide. Ils forment alors les ignimbrites des Formations Huaylillas et Sencca dont les compositions en éléments traces et isotopiques portent la signature du substratum protérozoïque dans lequel les magmas se sont différenciés ($^{87}Sr/^{86}Sr < 0.707$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ intermédiaires, $2 < Sm/Yb < 10$). 3b) Dans le domaine crustal d'Arequipa, les liquides de composition basique issus de la base de la croûte subissent eux aussi un second processus de différenciation de type AFC, mais la signature géochimique et isotopique des ignimbrites laisse supposer que ce processus a lieu dans des chambres plus superficielles, dans le domaine de stabilité du plagioclase (comportement compatible du Sr, anomalie en Eu, pas de fractionnement des HREE et $Sm/Yb < 3$). Les rapports isotopiques du Sr supérieurs à 0.706, ainsi que les faibles valeurs radiogéniques en Nd observées dans les ignimbrites d'Arequipa, sont compatibles avec une contamination par la croûte continentale "superficielle" acide. 4) L'importance de ce processus de contamination semble augmenter au cours du temps, comme en témoigne les valeurs plus radiogéniques en Sr observées dans les ignimbrites plio-pléistocènes (IAA) par rapport aux valeurs des pliocènes (ILJ).

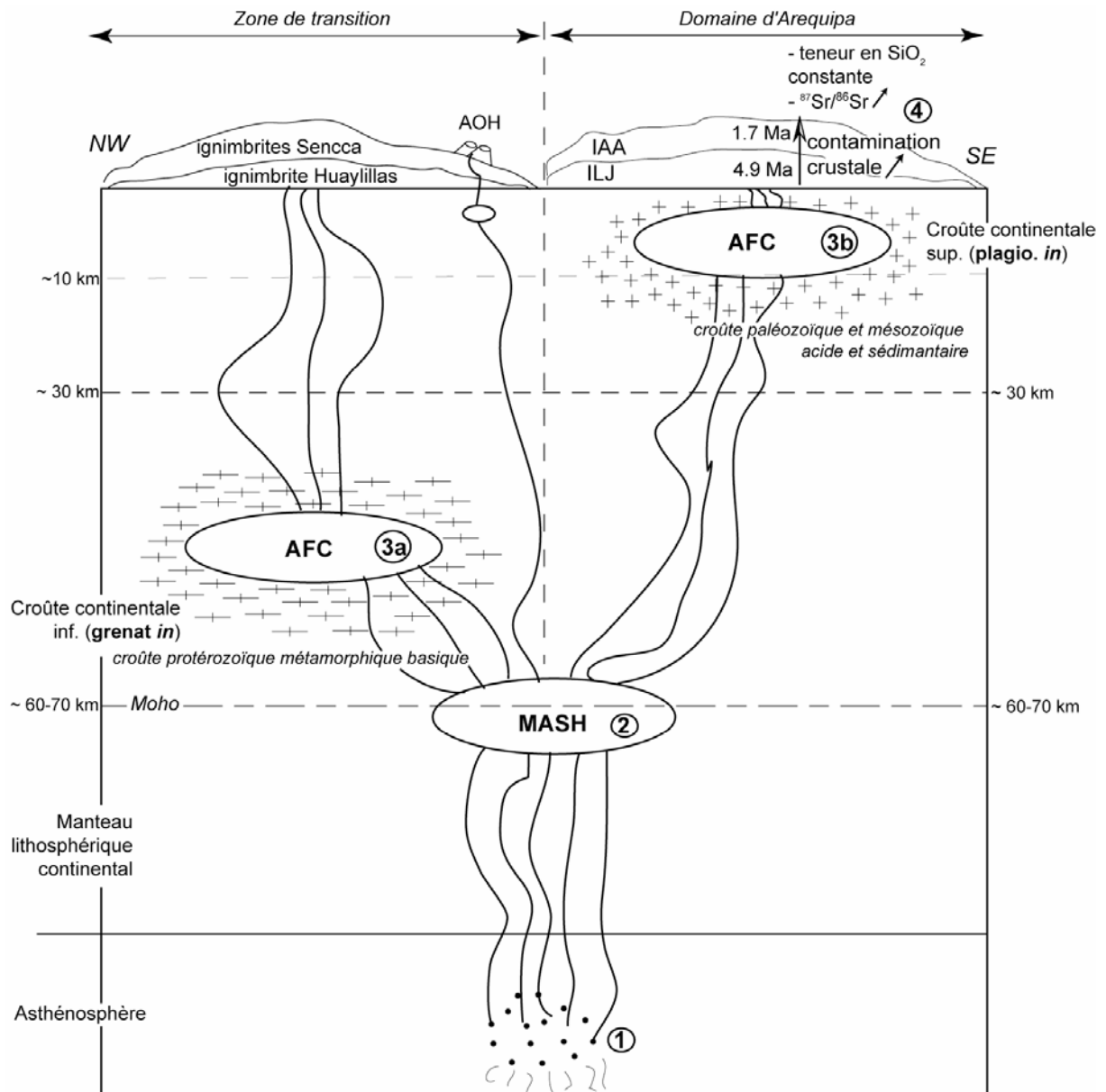


Figure 35 : schéma des différents stades d'évolution des magmas à l'origine des ignimbrites de la région d'Arequipa et du sud du Pérou. Pour la description des différentes étapes repérées par les chiffres, se reporter au texte.

**PARTIE 3. CORRELATIONS DES IGNIMBRITES
NEOGENES ET QUATERNAIRES DE LA REGION
D'AREQUIPA**

Chapitre 1. Méthodes de corrélation et datations des ignimbrites de la région d'Arequipa.

Après un premier chapitre consacré aux différentes méthodes de corrélation utilisées, les résultats font l'objet d'un article publié dans le *Journal of Volcanology and Geothermal Research* en 2006, dont le titre est : "Neogene and Quaternary Ignimbrites in the area of Arequipa, Southern Peru : Stratigraphical and petrological correlations".

1. Missions de terrain

L'échantillonnage et la description stratigraphique des dépôts ont été réalisés lors de quatre missions de terrain en été 2000, avril 2002, juin-juillet 2003 et août/septembre 2004. Ce travail de terrain est la base de toute la stratigraphie établie au cours de cette étude et nous a permis d'identifier les différentes ignimbrites et leurs unités dans la région. Nous nous sommes appuyés sur ces observations pour construire les colonnes stratigraphiques présentées dans l'article, ainsi que les coupes du bassin d'Arequipa.

L'objectif complémentaire des ces missions de terrain a été l'échantillonnage des dépôts pour la réalisation des datations, des corrélations pétrologiques et géochimiques, ainsi que du paléomagnétisme et l'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique. Cet échantillonnage a été effectué de différentes manières selon l'objectif attendu. Nous avons prélevé des échantillons de roche totale (lorsque l'ignimbrite était suffisamment indurée) pour la confection des lames minces, qui ont permis l'étude pétrologique. Lorsque les ignimbrites étaient peu ou non indurées, des ponces ont été échantillonnées pour les analyses géochimiques et lames minces. Les grains de sanidine et ou de biotite (non altérés) des ponces ont été utilisés pour les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. L'échantillonnage plus spécifique pour l'étude du paléomagnétisme et de l'anisotropie de susceptibilité magnétique sera décrit dans la partie 5.

2. Cartes géologiques

Nous avons utilisé les cartes géologiques de la région d'Arequipa comme base de départ de notre travail. Six cartes au 1/100000 représentent notre zone d'étude : Arequipa (n° 33-s : Vargas, 1970) ; Characato (n°33-t : Guevara, 1969) ; La Joya (n°34-s : Garcia et Landa, 1969) ; Puquina (n°34-t : Garcia et del Pino, 1975) ; Chivay (n°32-s : Klinck et Palacios, 1985) ; et Callalli (n°32-t : Ellison et de la Cruz, 1985). Toutes sont éditées par INGEMMET, Lima,

Peru. Ces cartes géologiques relativement anciennes (de 1969 à 1985) pour la plupart ne décrivent pas précisément les roches et dépôts volcaniques néogènes et quaternaires. Les ignimbrites de la région d'Arequipa y sont représentées comme une seule formation d'âge pliocène supérieur, appelée "*volcanisme Sencca*", et notée Tp-vse. Le "*volcanisme Sencca*" (Mendivil, 1965) est décrit sur ces cartes comme des tufs de composition dacitique et rhyolitique, présentant une épaisseur supérieure à 150 m. Il affleure dans les vallées des Ríos Sumbay, Blanco, Chili, Yura, et Vitor du nord au sud, recouvre tout le bassin d'Arequipa et il couvre en partie les roches plutoniques du Batholite d'Arequipa et le Piémont côtier. Cette cartographie trop simplifiée englobe des ignimbrites non seulement du Pliocène supérieur mais également Pliocène inférieur, du Miocène et du Pléistocène, mises en évidence par notre stratigraphie et nos datations.

Les cartes géologiques de l'INGEMMET sont néanmoins utiles pour étudier le contexte géologique de la région et décrire précisément les roches plutoniques, métamorphiques et sédimentaires pré-néogènes. Elles nous ont permis de clarifier les relations entre les ignimbrites de la région d'Arequipa et les autres formations volcaniques du sud du Pérou.

3. Datations

Les ignimbrites de la région d'Arequipa ont été datées par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Deux techniques de datation différentes ont été utilisées. La principale est celle du chauffage par paliers de température de mono-grains, à l'aide d'un laser CO_2 . Les deux datations récemment réalisées (PIG-03-130 et PIG-04-04) au département de Géologie de l'University of Winconsin-Madison, par X. Yang et B. Singer, ont été obtenues par fusion totale de mono-grains au laser. Tous les résultats sont présentés dans les tableaux de l'annexe 3.

3.1. Échantillonnage et séparation minérale

Les datations ont été effectuées sur les grains de sanidine et/ou biotite séparés des ponces échantillonnées dans les différentes ignimbrites. Nous avons sélectionné les échantillons dans lesquels des grains de sanidine ou de biotite (non altérés) avaient été observés à l'œil nu ou en lame mince au microscope optique. Ceux contenant de la sanidine ont été préférés.

Lorsque cela était possible, les grains analysés ont été extraits des ponces à l'aide d'une microforeuse, sous une loupe binoculaire. Sinon, nous avons broyé et tamisé les ponces sélectionnées afin d'atteindre la taille de grain appropriée (entre 250μ et 1 mm). La séparation minérale a ensuite été réalisée en suivant la séquence suivante : passage de l'aimant à main sur la fraction de poudre choisie pour éliminer la phase magnétique, puis immersion de la

poudre dans une liqueur dense de densité connue (bromoforme) pour concentrer les biotites et/ou feldspaths, séparation magnétique à l'aide d'un Frantz et enfin tri manuel sous une loupe binoculaire pour choisir les grains les plus propres, sans inclusion.

3.2. Principes de la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

La méthode de datation Ar/Ar est une variante de la méthode K/Ar utilisant le K, qui est un des éléments les plus abondants dans la croûte terrestre. Cette méthode de datation permet donc d'analyser toutes les phases qui contiennent du potassium en position structurale. Celui-ci possède trois isotopes dont le ^{40}K est le seul radioactif. Sa désintégration peut se faire de deux manières avec émission soit d' ^{40}Ar soit de ^{40}Ca . Seule la désintégration en ^{40}Ar est utilisée en géochronologie.

Les roches et minéraux contiennent deux sortes d'argon : l'argon radiogénique et l'argon atmosphérique, or seul le premier nous intéresse pour dater une roche. Il est possible de corriger l'argon atmosphérique en mesurant la teneur en ^{36}Ar dont l'origine est exclusivement atmosphérique, et en connaissant la valeur fixe du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ dans l'atmosphère ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{atmo}} = 295.5$; McDougall et Harrison, 1989) afin de ne garder que l' ^{40}Ar radiogénique, que l'on notera $^{40}\text{Ar}^*$.

Dans la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, on mesure la valeur du rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ dans un minéral ou une roche. On sait que l' $^{40}\text{Ar}^*$ est le produit de la désintégration du ^{40}K alors que le ^{39}Ar est formé par le bombardement neutronique du ^{39}K pendant l'irradiation de l'échantillon dans un réacteur nucléaire. Le rendement de la réaction, qui a lieu au cours de l'irradiation de l'échantillon, est caractérisé par un paramètre d'irradiation noté J qui dépend du temps d'irradiation et de la position de l'échantillon dans le réacteur. J est déterminé pour chaque irradiation à l'aide de standards dont l'âge est parfaitement connu, que l'on appelle moniteurs, intercalés régulièrement tous les dix échantillons dont l'on veut connaître l'âge dans le container d'irradiation. La valeur du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des différents moniteurs est ensuite représentée graphiquement en fonction de la position des moniteurs dans le réacteur. La valeur de J calculée pour le moniteur le plus proche de l'échantillon à dater dans le container est ensuite utilisée pour le calcul de l'âge, noté t :

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

Afin que l'âge obtenu représente bien l'âge de la roche, il ne doit pas y avoir eu de perte ou de gain d' $^{40}\text{Ar}^*$. Dans le cas idéal, l' ^{40}Ar contenu dans l'échantillon est soit radiogénique

($^{40}\text{Ar}^*$), soit atmosphérique, tout l' ^{36}Ar est atmosphérique et l' ^{39}Ar étant produit exclusivement par l'irradiation et l'on peut alors écrire :

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} = \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_m - 295.5 \left(\frac{{}^{36}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_m$$

où m signifie : rapport mesuré

Malheureusement des réactions d'interférences ont lieu pendant l'irradiation, et les rapports doivent donc être corrigés en conséquence. Certaines de ces réactions sont considérées comme négligeables et seules les réactions suivantes seront utilisées : $^{40}\text{Ca} \rightarrow {}^{36}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ et $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$; $^{39}\text{K} \rightarrow {}^{38}\text{Ar}_K$; $^{42}\text{Ca} \rightarrow {}^{39}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ et $^{40}\text{K} \rightarrow {}^{40}\text{Ar}_K$.

Les teneurs en isotopes mesurées au spectromètre (notées $_m$) représentent donc la somme des isotopes suivants : ${}^{40}\text{Ar}_m = {}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ar}_{\text{atmo}} + {}^{40}\text{Ar}_K$; ${}^{39}\text{Ar}_m = {}^{39}\text{Ar}_K + {}^{39}\text{Ar}_{\text{Ca}}$; ${}^{37}\text{Ar}_m = {}^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$; ${}^{36}\text{Ar}_m = {}^{36}\text{Ar}_{\text{atmo}} + {}^{36}\text{Ar}_{\text{Ca}}$.

Le contrôle de ces interférences se fait à l'aide de sels artificiels purs ou silicates de Ca (CaF) et K (K_2SO_4), irradiés dans le même réacteur que les échantillons à dater, à partir desquels on mesure la valeur des rapports d'interférences :

$$\begin{aligned} \text{calcium} : \left(\frac{{}^{36}\text{Ar}}{{}^{37}\text{Ar}} \right)_{\text{Ca}} &= 2.79 \times 10^{-4}, \left(\frac{{}^{39}\text{Ar}}{{}^{37}\text{Ar}} \right)_{\text{Ca}} = 7.06 \times 10^{-4} \\ \text{potassium} : \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_K &= 3.02 \times 10^{-2} \end{aligned}$$

Le rapport ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K$ peut alors s'écrire de la manière suivante :

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} = \frac{\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_m - \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{36}\text{Ar}} \right)_{\text{atmo}} \left(\frac{{}^{36}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_m + \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{36}\text{Ar}} \right)_{\text{atmo}} \left(\frac{{}^{36}\text{Ar}}{{}^{37}\text{Ar}} \right)_{\text{Ca}} \left(\frac{{}^{37}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_m}{\left(1 - \left(\frac{{}^{39}\text{Ar}}{{}^{37}\text{Ar}} \right)_{\text{Ca}} \left(\frac{{}^{37}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_m \right)} - \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_K$$

L'erreur sur l'âge de l'échantillon tient compte de l'erreur analytique sur le rapport ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K$ (différence entre la valeur vraie du rapport atmosphérique (295.5) et la valeur mesurée au spectromètre de masse + erreur sur les sels ou silicates de Ca et K), de celle sur la constante de désintégration (rarement prise en compte), et également de celle sur le facteur d'irradiation (J) et sur les rapports mesurés. Tous les trois paliers, une mesure des blancs de lignes (^{40}Ar , ^{39}Ar , ^{37}Ar et ^{36}Ar) est effectuée, afin de réduire l'erreur sur l'âge. Les valeurs des blancs en différents isotopes sont soustraites aux valeurs obtenues pour l'échantillon à chaque étape de chauffage. Pour plus de précisions sur cette méthode de datation on se référera aux

auteurs suivants : Sigurgeirsson (1957), Merrihue (1965), Merrihue et Turner (1966) et McDougall et Harrison (1989).

3.3. Procédures analytiques pour les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, par paliers de chauffage

Les grains choisis ont été emballés dans des feuilles d'aluminium pour être irradiés dans le réacteur nucléaire de McMaster University (Hamilton, Canada) en position 5C. Le temps d'irradiation est de cinq heures pour la plupart des échantillons. La sanidine du Fish Canyon Tuff, datée à 28.02 Ma (Renne et al., 1998), a été utilisée comme moniteur (pour la détermination de J).

Les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été réalisées au laboratoire de géochronologie de l'université de Nice Sophia-Antipolis – UMR Géosciences Azur (France). Les échantillons (mono-grains) sont placés dans un porte échantillons recouvert d'un hublot en ZnS (Figure 36-2). Le chauffage de l'échantillon permettant l'extraction des gaz a été effectué à l'aide d'un laser à tube CO_2 d'une puissance de 50Watts (Figure 36-1). On focalise le faisceau laser sur l'échantillon à l'aide de lentilles et miroirs (Figure 36-1). L'accroissement progressif de la température de l'échantillon, lié à l'augmentation de la puissance du laser, est contrôlé grâce à une caméra vidéo couplée à un écran. Un potentiomètre permet de contrôler la puissance du laser. Le gaz extrait des échantillons lors du chauffage passe dans une ligne de purification en inox (Figure 36-3) où il est purifié à l'aide d'un tube en U plongé dans de l'azote liquide (-180°C) et d'un « getter » opérant à 400°C. Le gaz purifié est ensuite analysé à l'aide d'un spectromètre de masse de type VG 3600 (Figure 36-4), constitué d'un aimant formant un angle de 120°C et d'une source de type NIER. Le système d'analyse comprend un collecteur et un système de détection de type Daly couplé à un photomultiplicateur.

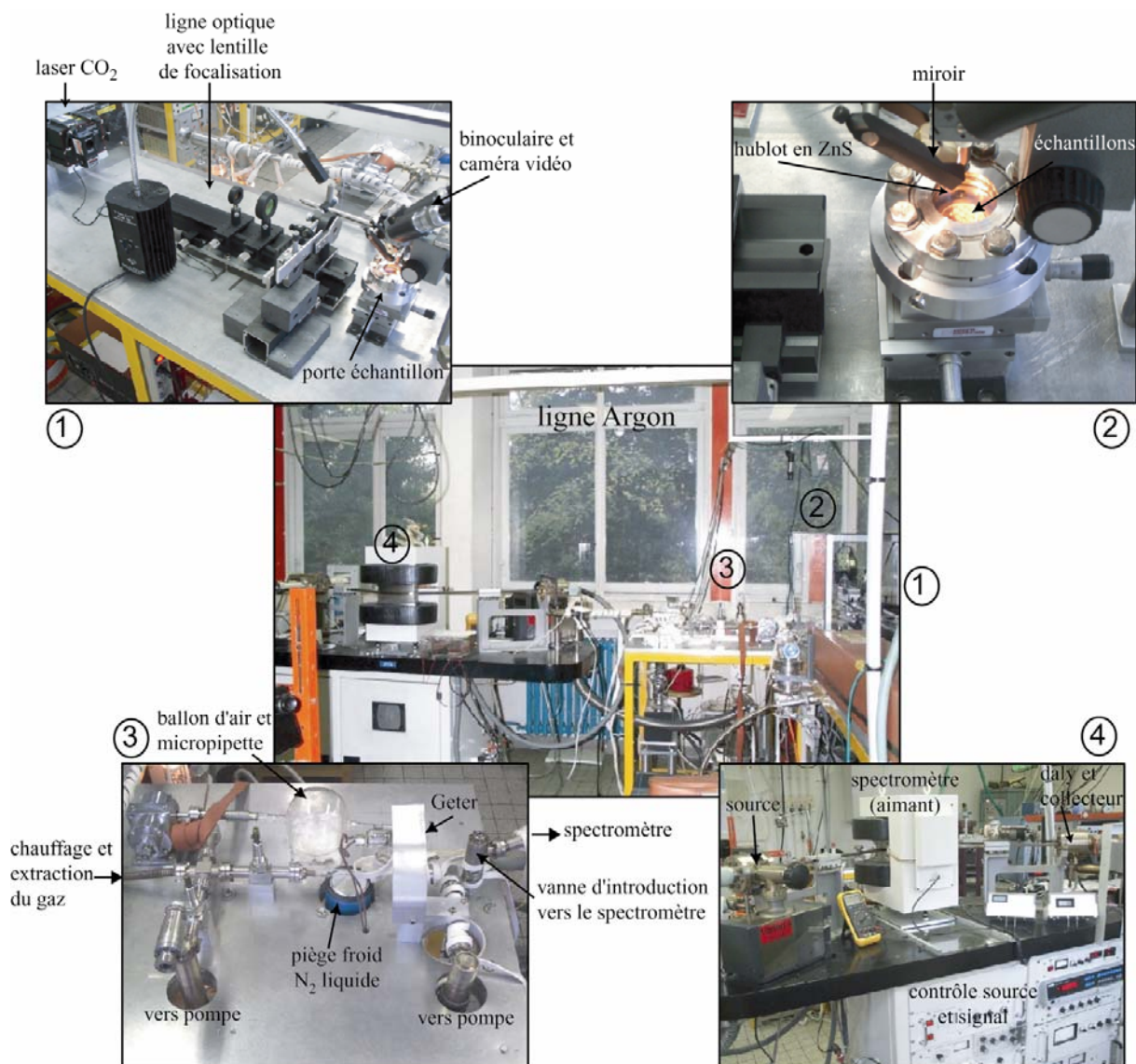


Figure 36 : ligne argon du laboratoire Géosciences Azur de l'université de Nice- Antipolis. 1) laser et ligne optique ; 2) porte échantillons, miroir et loupe binoculaire ; 3) ligne de purification en inox ; 4) spectromètre.

La méthode de chauffage par paliers successifs permet d'analyser le gaz libéré et de donner un âge apparent à chaque étape de température. Ces âges apparents sont représentés graphiquement en fonction du pourcentage d' ^{39}Ar dégazé à chaque étape, ce qui permet d'avoir une idée de la répartition de l'argon dans l'échantillon en fonction de la température. Avec un chauffage au laser sur mono-grain, la température exacte de l'échantillon n'est pas connue, mais son augmentation progressive est indiquée par la puissance du laser et par les changements de couleur du minéral.

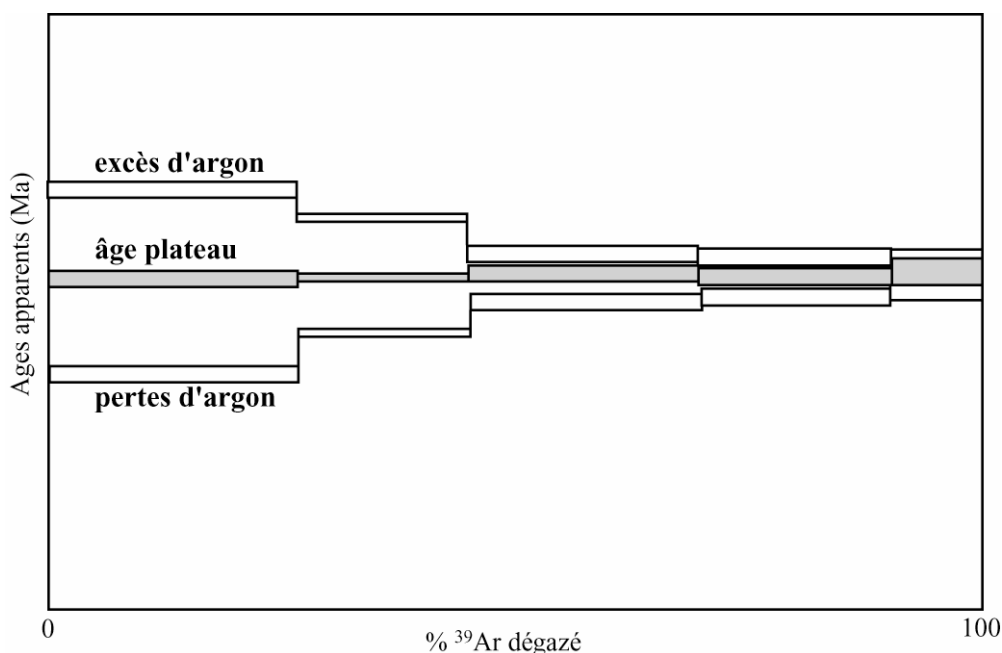


Figure 37 : spectres d'âges caractéristiques du chauffage par paliers. Le spectre horizontal (en gris) révèle un âge plateau, qui caractérise la fermeture isotopique du minéral. Les deux autres spectres sont caractéristiques d'un excès et d'une perte d'argon du minéral étudié, associés à une ouverture du système isotopique au cours de son histoire.

Dans le cas le plus simple on obtient un spectre qui présente un âge plateau (Figure 37, spectre gris). Dans ce cas, l'âge est constant sur au moins 70% de l'³⁹Ar total dégazé. Cet âge représente l'âge de fermeture du système isotopique. Mais dans certains cas la distribution de l'argon dans l'échantillon est hétérogène, ce qui crée des perturbations du spectre d'âge. Ces perturbations peuvent être dues, soit à des pertes d'argon (perte partielle d'⁴⁰Ar ou altération), avec production d'âges plus jeunes que l'âge réel de fermeture isotopique (Figure 37), soit à des excès d'argon (incorporation d'argon au stade magmatique), avec production à basse et haute température d'âges plus anciens que l'âge de fermeture isotopique (Figure 37). Dans le cas particulier de la biotite, notons qu'un excès d'argon ne sera pas visible car il est libéré à la même température que l'argon radiogénique, et on obtiendra de ce fait un âge plateau trop vieux.

Il est possible d'estimer la composition chimique de certains minéraux (plagioclase) à chaque palier de température grâce au rapport $\frac{^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}}{^{39}\text{Ar}_{\text{K}}}$ (représenté en fonction du pourcentage d'³⁹Ar dégazé). Ce rapport est directement proportionnel à la quantité de calcium et de potassium dans le minéral daté. Cela permet de savoir si le grain analysé est pur ou s'il présente des inclusions ou altérations ou mélanges de phases.

3.4. Résultats

Certains résultats des datations réalisées dans le cadre de ce projet sont compilés dans la partie 5. Ce paragraphe introduit le lecteur aux résultats détaillés des analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, effectuées à l'université de Nice-Sophia Antipolis (avec la collaboration M. Fornari) ainsi qu'au département de Géologie de l'Université de Wisconsin à Madison (par B. Singer et X. Zhang) et de les comparer avec les données de la littérature. L'intégralité des résultats obtenus dans le cadre cette étude, ainsi que les quelques âges de la littérature sont consignés dans l'annexe 4. Nos échantillons datés sont localisés sur la Figure 38.

- *L'Ignimbrite du Río Chili (IRC)*

Deux âges ont été obtenus pour cette ignimbrite, 13.07 ± 0.08 et 13.39 ± 0.09 , sur deux échantillons prélevés respectivement vers la base et le sommet de la section dans le canyon du Río Chili (Figure 38). Thouret et al. (2001) ont obtenu deux âges semblables aux nôtres sur l'IRC à proximité de Charcani IV. La gamme des âges obtenus sur l'IRC ($13.07 - 13.8$ Ma) montre une variation de l'ordre de 0.8 Ma, supérieure à l'erreur 2σ . Ces différences peuvent être la conséquence d'une perte ou d'un gain d'Ar dans les grains de biotite analysés, qui a pour conséquence la mesure d'un âge plateau trop jeune ou trop ancien. Afin d'approcher au mieux l'âge réel de l'IRC, nous avons donc calculé l'âge moyen de cette ignimbrite, soit 13.35 ± 0.19 Ma. Celui-ci est cohérent avec les âges des ignimbrites de la Formation Huaylillas au sud du Pérou, décrits par Thouret et al. (2004, 2005a, soumis ; Tableau 1), confirmant le fait que l'IRC est un équivalent stratigraphique local de ces ignimbrites régionales.

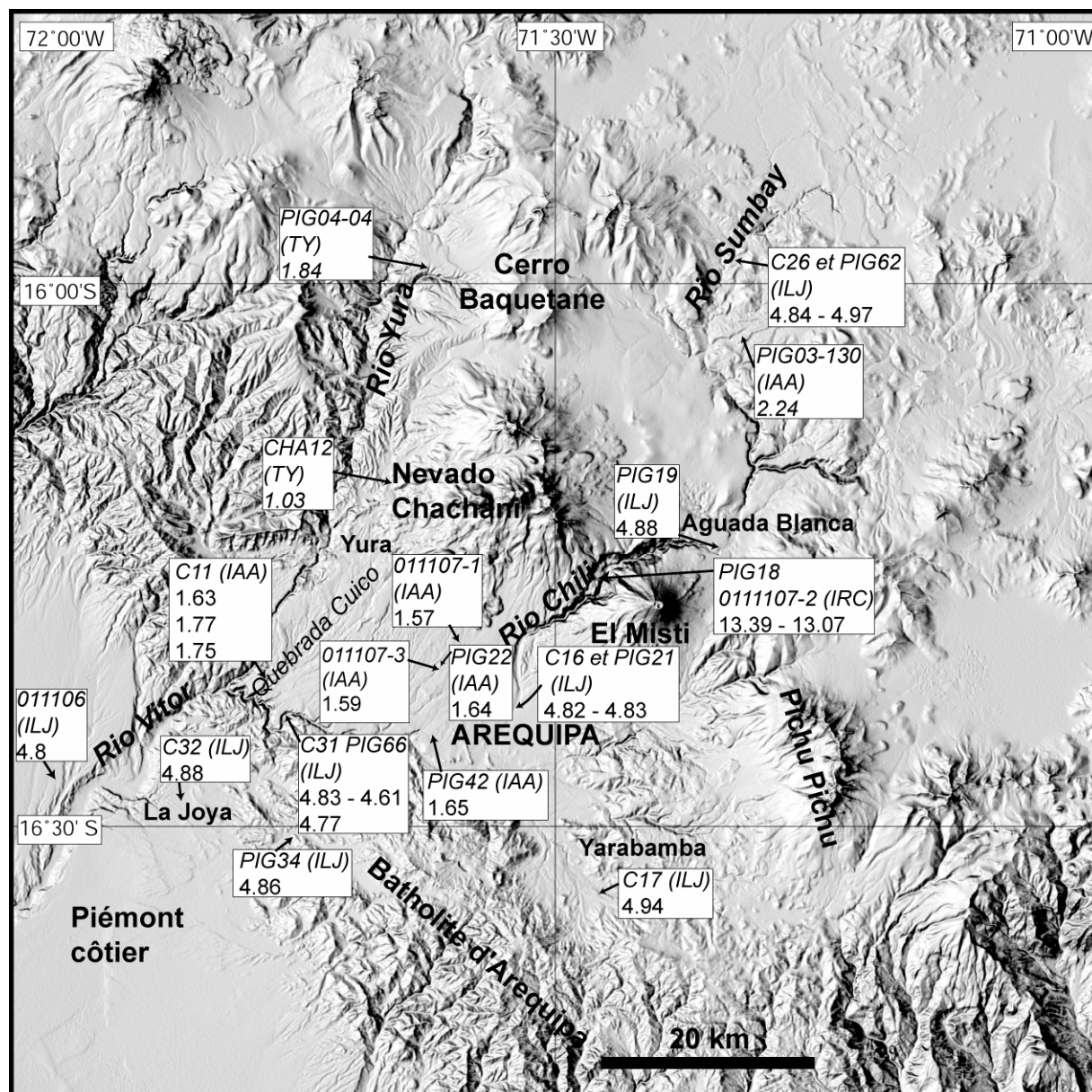


Figure 38 : carte de localisation des échantillons datés dans cette étude. Dans les cadres blancs figurent les numéro des échantillons, le nom de l'ignimbrite échantillonnée, ainsi que les âges plateaux obtenus, en Ma.

- *L'Ignimbrite de La Joya (ILJ)*

Douze échantillons ont été datés afin de confirmer leur appartenance à l'ILJ, qui présente une grande diversité de faciès sur le terrain. Ces âges vont de 4.61 à 4.97 Ma autour d'une moyenne à 4.83 ± 0.14 Ma. Dans la littérature, un âge à 3.05 – 3.4 Ma (K/Ar, Taupinard *in* Laharie et Derruau, 1974) a été publié sur un tuf dont la localisation est proche de celle de l'échantillon PIG34 (sud-ouest de la Figure 38), daté dans notre étude à 4.86 Ma. Cet âge jeune a été écarté du calcul de l'âge moyen de l'ILJ, du fait de la grande homogénéité des âges obtenus par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, plus précise que la méthode K/Ar.

L'ILJ a enregistré une aimantation de polarité inverse (cf. partie 5). Or, selon l'échelle de polarité géomagnétique de Ogg and Smith (2004), le champ géomagnétique terrestre avait une polarité inverse entre 4.631 et 4.997 Ma, avec néanmoins une courte période de polarité normale entre 4.799 et 4.896 Ma (Figure 39). Ce qui signifie que "l'âge réel" de l'ILJ précède ou suit cet intervalle de polarité normale est donc inférieur à 4.799 Ma ou postérieur à 4.896 Ma (Figure 39).

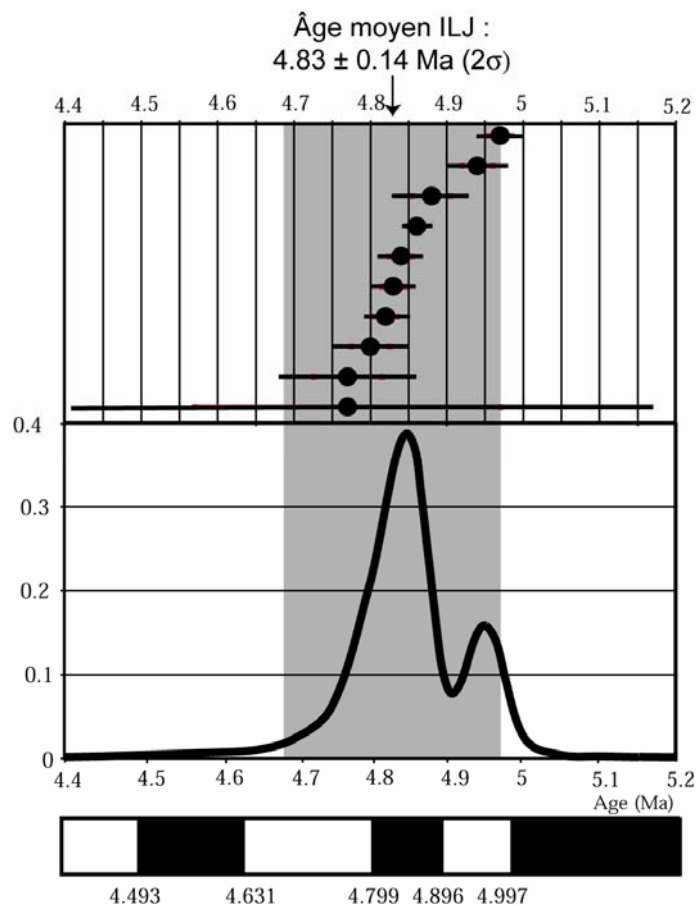


Figure 39 : Distribution des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour l'ILJ et comparaison avec l'échelle de temps des inversions géomagnétiques de Ogg and Smith (2004).

L'ILJ est donc un équivalent stratigraphique des ignimbrites du volcanisme Sencca inférieur du sud du Pérou (Thouret et al., 2004, 2005a, soumis ; Tableau 1).

- *L'Ignimbrite de l'Aéroport d'Arequipa (IAA)*

Les âges déterminés pour l'IAA sont ceux de mono-grains de biotite, car la sanidine n'est présente qu'en trace dans l'IAA. Seul l'âge du dépôt distal PIG03-130 a été obtenu par fusion de mono-grains de feldspaths.

Les six datations effectuées sur l'unité blanche de l'IAA permettent de calculer un âge moyen de $1.77 \pm 0.50 \text{ Ma}$. Les trois déterminations sur trois mono-grains de biotites de l'échantillon C11 révèlent des âges cohérents d'environ 1.72 Ma. Les âges déterminés par les méthodes

K/Ar et traces de fissions (TF), publiés dans les travaux de Vatin-Pérignon et al. (1996), sont plus anciens que ceux obtenus dans notre étude. Ces âges livrés par des méthodes de datation moins précises ou à partir de matériel dont l'origine juvénile n'est pas prouvée (traces de fissions sur des fragments d'obsidiennes), ont été écartés du calcul de l'âge moyen. Deux âges à 1.59 et 1.65 Ma ont été obtenus sur l'unité rose supérieure de l'IAA. Un troisième âge à 1.41 ± 0.26 Ma (G. Wörner, com. pers.), exposant une large erreur, a également été obtenu par fusion de grains de feldspaths de l'unité rose de l'IAA.

L'IAA représente le volcanisme Sencca supérieur plio-pléistocène (Thouret et al., 2004, 2005a, soumis ; Tableau 1) dans la région d'Arequipa.

- *Les tufs de Yura (TY)*

Une ignimbrite appartenant TY a livré un âge de 1.84 Ma (notre étude), mais un âge plus jeune de 1.03 ± 0.09 Ma (M. Fornari, com. pers.) à également été obtenu sur un tuf rhyolitique intercalé dans le dépôts du complexe volcanique du Nevado Chachani dans la vallée du Río Yura. Ces âges prouvent que la mise en place de ces dépôts s'est étalée au moins durant 0.8 Ma entre le Pliocène supérieur et le Pléistocène.

4. Corrélations pétrologiques et géochimiques

Les protocoles et les méthodes d'analyses employées pour les analyses pétrologiques et géochimiques sont détaillées dans le chapitre 2 de la partie 2.

Chapitre 2. Neogene and Quaternary Ignimbrites in the area of Arequipa, Southern Peru : Stratigraphical and petrological correlations.

1. Introduction

Ce chapitre fait l'objet d'un article publié dans le Journal of Volcanology and Geothermal Research en 2006 :

Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, southern Peru: stratigraphical and petrological correlations

Journal of Volcanology and Geothermal Research (2006), 154, 251-275

DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2006.02.014

P.Paquereau-Lebti, J-C. Thouret, G.Wörner et M.Fornari

Les ignimbrites de grand volume sont généralement difficiles à corréler du fait de leur histoire de mise en place complexe, de leurs hétérogénéités pétrologiques et géochimiques : celles de la région d'Arequipa ne font pas exception à ce problème. Il est donc nécessaire de croiser les résultats d'un ensemble de critères, incluant des observations de terrain, de la stratigraphie renforcée par des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et des données pétrologiques et géochimiques, afin de corréler les quatre ignimbrites décrites dans la partie 2. Ce chapitre introduit également le lecteur au problème de la localisation des sources des ignimbrites étudiées, qui sera approfondi dans la partie 5.

Le travail d'identification mené dans la partie 2 à propos des quatre ignimbrites différentes dans la région d'Arequipa est renforcé dans ce chapitre par la stratigraphie complète des dépôts ignimbritiques régionaux et par les résultats des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. L'ignimbrite du Río Chili (IRC ou RCI), la plus ancienne, a un âge moyen de 13.33 Ma, ce qui en fait un équivalent stratigraphique des ignimbrites de la "Formation Huaylillas" du sud du Pérou (Thouret et al., 2004, 2005a, soumis). L'ignimbrite de La Joya (ILJ ou LJI) dont l'âge moyen est de 4.87 Ma, est l'équivalent de la "Formation Sencca inférieure" (Thouret et al., 2004, 2005a, soumis). L'ignimbrite de l'Aéroport d'Arequipa (IAA ou AAI) dont l'unité rose supérieure a été datée à 1.6 Ma environ représente la "Formation Sencca supérieure" (Thouret et al., 2004, 2005a, soumis) dans le bassin d'Arequipa. Un âge de 2.24 ± 0.35 Ma a été récemment livré par un mélange de feldspaths analysés par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, sur un dépôt

distal stratigraphiquement équivalent à de l'unité blanche inférieure de l'IAA. Cet âge plus ancien comprend une incertitude assez grande (± 0.35), mais il reste néanmoins cohérent avec ceux obtenus sur l'unité rose supérieure. Enfin, deux âges, 1.02 Ma et 1.84 Ma, ont été déterminés sur les Tufs de Yura (TY ouYT), qui en font un équivalent des tufs de la Formation Capillune de l'Altiplano.

Certaines phases minérales identifiées et caractérisées dans la partie 2 montrent des variations compositionnelles entre les différentes ignimbrites. Ces variations sont plus importantes dans les biotites et les amphiboles, dont les teneurs en FeO, MgO, MnO, TiO₂, et Al₂O₃, sont un bon critère de corrélation. Les teneurs en éléments en trace et les rapports isotopiques du Sr varient sensiblement entre les différentes ignimbrites. Ces variations sont la signature d'une évolution des magmas primaires au cours du temps, associée à l'augmentation du taux de fusion de la croûte entre le Miocène (IRC et ILJ) et le Pléistocène (IAA et TY). L'ILJ révèle en effet des compositions plus différenciées en éléments majeurs et traces (SiO₂, K₂O, LILE, anomalie négative en Eu et Ba...) que l'IAA et les TY. La variation des signatures géochimiques et isotopiques peut également être associée à une augmentation de la contamination crustale pendant cette même période, comme en témoignent les valeurs plus radiogéniques en Sr mesurées dans les ignimbrites plus récentes.

2. Les ignimbrites néogènes et quaternaires de la région d'Arequipa, sud du Pérou : corrélations stratigraphiques et pétrologiques.



Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, Southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations

Perrine Paquereau Lebti ^{a,*}, Jean-Claude Thouret ^a, Gerhard Wörner ^b, Michel Fornari ^c

^a *Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal et CNRS, 63038 Clermont-Ferrand, France*

^b *GZG, Abt. Geochemie, Goldschmidstrasse 1, Universität Göttingen, 37077 Göttingen, Germany*

^c *IRD, UMR Géosciences Azur, Sophia Antipolis, Parc Valrose, 06108 Nice cedex 2, France*

Received 22 September 2005; received in revised form 14 February 2006; accepted 20 February 2006

Available online 5 May 2006

Abstract

This study focuses on the correlation of four newly identified rhyolitic ignimbrites located around Arequipa, which were previously described as a single ignimbrite sheet: (1) The Río Chili Ignimbrite (ca. 13.33 Ma) crops out in the Río Chili canyon and consists of a cooling unit of non-welded to partially welded, massive, crystal-rich lapilli tuff. This ignimbrite represents the base of the Neogene ignimbrite succession in the Arequipa area and may be stratigraphically equivalent to the 14–13 Ma Huaylillas Ignimbrites in southern Peru. (2) The second voluminous (~20 km³) and widespread La Joya Ignimbrite sheet (ca. 4.87 Ma) filled the Arequipa depression. Its probable source is now buried underneath the Chachani volcanic complex. The La Joya Ignimbrite covers both the Arequipa Batholith toward the Río Vitor piedmont and also part of the Altiplano to the East and North of the Chachani complex. (3) The Arequipa Airport Ignimbrite (AAI) sheet (ca. 1.6 Ma, ~18 km³), the third and latest infill of the Arequipa basin, consists of a lower white, columnar jointed, massive lapilli tuff, indurated by vapor-phase recrystallization, and is overlain by an upper, pink, lithic-rich, non-welded, massive lapilli-tuff. The source of this ignimbrite is also buried underneath the Chachani complex, as indicated by anisotropy of magnetic susceptibility measurements and component lithology. (4) The Yura non-welded pumice-flow deposits (ca. 1.02 Ma, 1.5 km³) are restricted to the northern and western flanks of the Chachani complex and may correlate with tuffs of the Capillune Formation on the Altiplano.

All ignimbrites are high-K calc-alkaline to alkaline rhyolites, which contain variable amounts of plagioclase, biotite, quartz, sanidine, and Fe–Ti oxides. The modal composition of mineral phases and chemistry of amphiboles and biotites are useful for distinguishing the ignimbrites. Specific geochemical fingerprints, such as Sr, Y, Rb, Ba, Cs, REE, and Sr isotopes were effective discriminator elements. Magmatic differentiation, crustal residence time and contamination, and source melting processes are discussed in order to explain compositional variations. The older La Joya Ignimbrite and Río Chili Ignimbrite reflect initial wetter crustal melts closer to granite composition, whereas with time the younger Arequipa Airport Ignimbrite and Yura Tuffs initial melts are slightly less evolved and dryer due to more extensive crustal melting. The voluminous (>40 km³) Neogene ignimbrites of the Arequipa area were produced by three major explosive volcanic pulses in the Central Volcanic Zone of southern Peru, whose genetic relation with tectonic uplift and crustal thickening of the Andean Cordillera are still a matter of debate.

© 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: ignimbrite; Peru; stratigraphy; ⁴⁰Ar–³⁹Ar ages; petrology; correlation

* Corresponding author. Tel.: +33 4 73 34 67 21; fax: +33 4 73 34 67 44.

E-mail address: P.Paquereau@opgc.univ-bpclermont.fr (P.P. Lebti).

1. Introduction

Voluminous Neogene and Quaternary ignimbrites occur in the Arequipa Province, of the Central Volcanic Zone of the Andes in southern Peru (Fig. 1A). Volcanic activity has played an important role in southern Peru since the Late Cretaceous/early Paleocene and is related to subduction of the Nazca plate below the South America continental plate (Lefèvre, 1979; Sébrier et al., 1988; Mercier et al., 1992). Subduction and upper plate

shortening resulted in crustal thickening and high crustal temperatures. Three main periods of magmatic activity have been identified: Late Cretaceous–Paleocene (Toquepala Group), early to mid-Miocene (Tacaza and Huaylillas Formations) and upper Miocene to Quaternary (Sencca Formation and Barroso Group). Neogene ignimbrite sheets in the Arequipa area are therefore in part stratigraphic equivalents of the Huaylillas and Sencca ignimbrites observed in southern Peru (Lefèvre, 1979; Thouret et al., 2004).

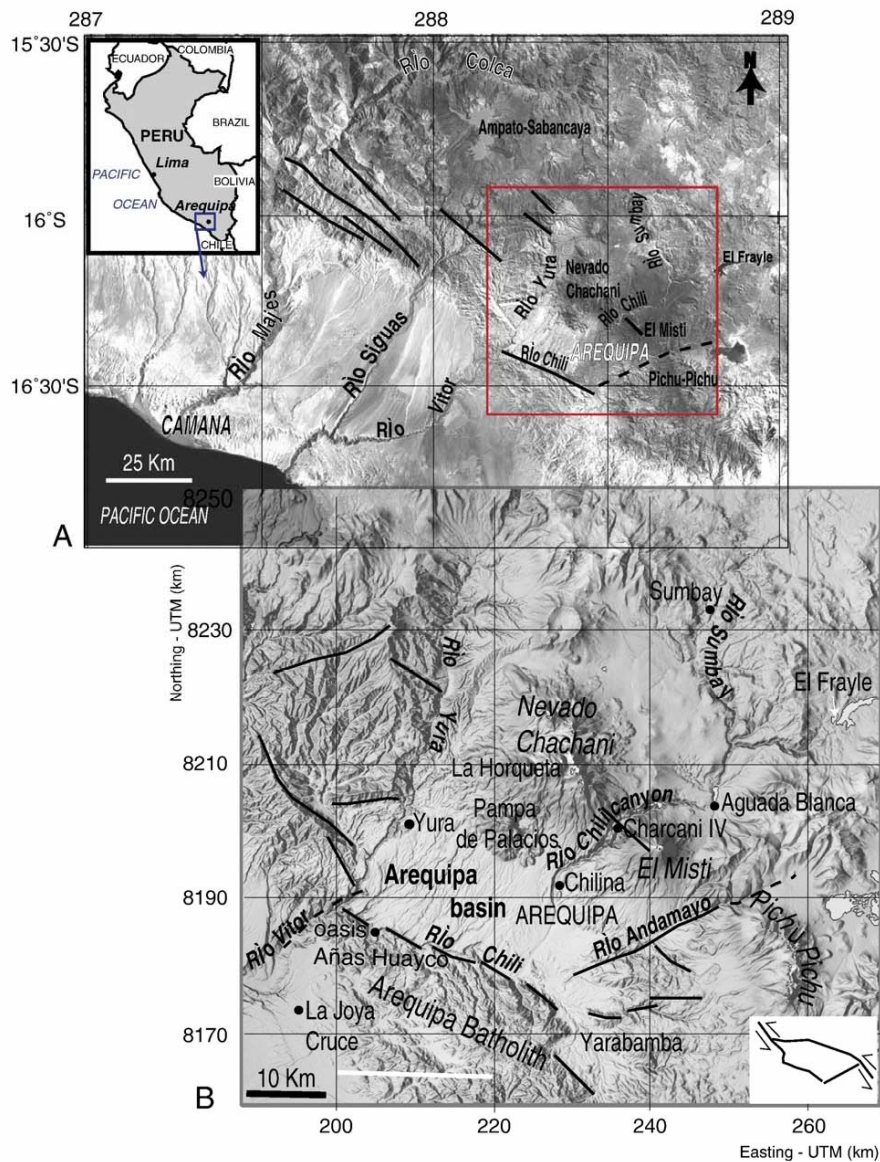


Fig. 1. (A) Landsat image (1996) of south-western Peru and (B) DEM of the Arequipa area (from the USGS web site), showing locations quoted in the text. In (B) straight lines are main faults and dashed lines are inferred faults. Inset: sketch of the tectonic setting of the Arequipa basin.

Locally, the ignimbrites of Arequipa are termed “sillar”. Fenner (1948) first introduced this term in the volcanological literature when describing the well-known whitish ignimbrite used for construction of colonial buildings in Arequipa. Construction blocks are indurated by vapor-phase recrystallization, in contrast to the non-welded ignimbrites elsewhere. Definitions of “sillar” have varied ever since to include either non-welded and non-indurated, or incipiently welded, or partially welded, or indurated by vapor-phase crystallization, as shown in the compilation by Barker (1996). This author concludes that the term sillar is useless for volcanologists because of its too broad meaning and that the term should be abandoned. His suggestion is

justified because the previously described “sillars” in the Arequipa region (Fenner, 1948; Jenks and Goldish, 1956) actually belong to four different individual ignimbrite sheets (Fig. 2), which display significant differences in composition, depositional facies, welding, and age.

In this paper, a “flow unit” is the product of a single pyroclastic flow in one lobe (Fisher and Schmincke, 1984). An ignimbrite sheet or cooling unit, however, comprises an assemblage of associated flow units of the same eruptive sequence. In a simple cooling unit there is evidence, in the form of jointing or welding, that successive flow units were emplaced so quickly that they cooled together with no sharp changes in the

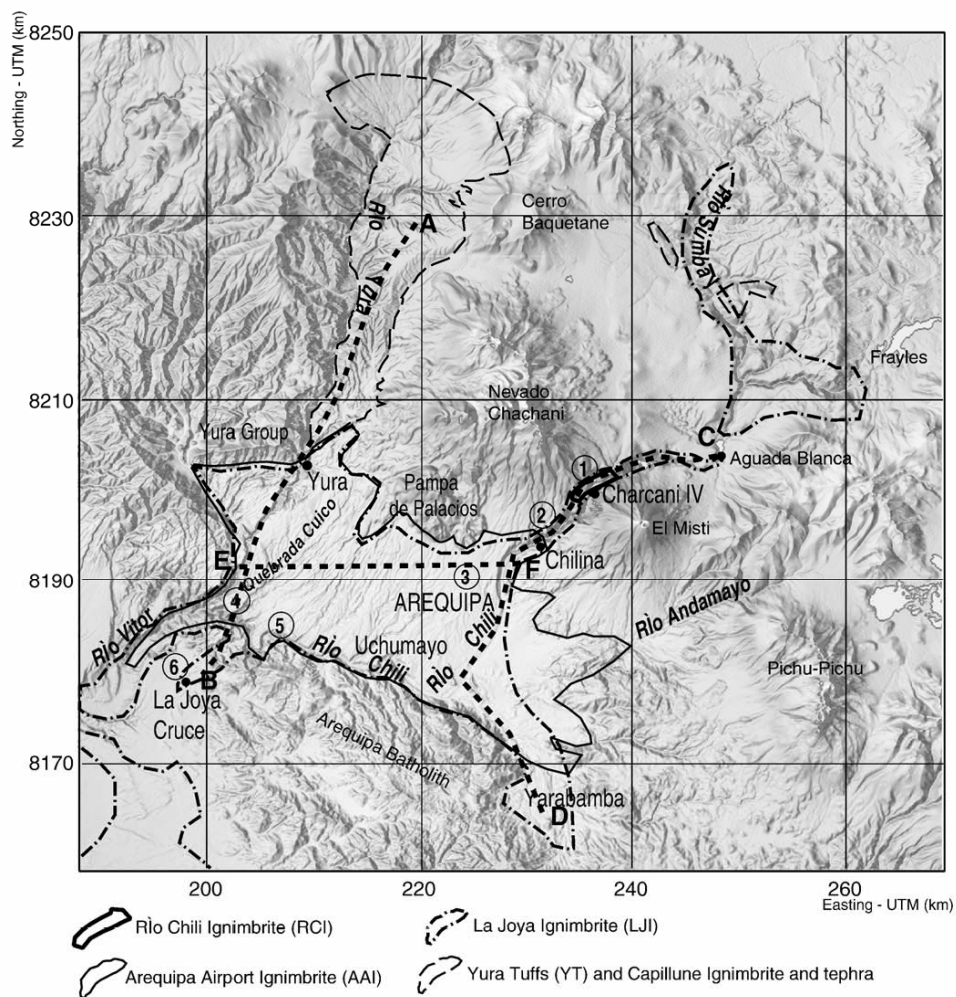


Fig. 2. DEM of the Arequipa area based on digitized maps for the western part and on RADAR interferometry for the eastern part, interpolated with surfer 7 (krigeage gridding method with 30 m grid) and draped with the extract of the 1996 Landsat scene. Dashed black and white lines (A–B, C–D and E–F) indicate sections in Fig. 3; circled numbers correspond to the location of stratigraphic sections of Fig. 4. The approximate boundaries of the four ignimbrites are shown.

temperature gradient after their deposition. By contrast, in a compound cooling unit, breaks in temperature disturb the continuous cooling zonation of successive hot flows (Fisher and Schmincke, 1984). In the field, ignimbrites often display various degrees of partial welding, which correspond to the sintering together and flattening of hot clasts to form a denser and more coherent rock (Francis and Oppenheimer, 2004).

Large pyroclastic flow deposits are often difficult to correlate owing to a complex emplacement history, petrologic and chemical heterogeneity, and the Arequipa Ignimbrites are not an exception. Ignimbrites usually display radial and vertical gradation in mean grain size and sorting, zonation in welding and in component proportions, as well as in assemblages and compositions of phenocrysts. In order to fingerprint and correlate as many as four ignimbrite sheets, a combination of criteria (e.g. Hildreth and Mahood, 1985), that includes field observations, stratigraphy, ^{40}Ar – ^{39}Ar chronology, mineralogy, and geochemistry were used. We also tried to locate the sources of the ignimbrites by analyzing the geometry of the deposits and their relations to other geologic structures at a regional scale. We finally discuss how ignimbrite magmatism may be related to uplift and crustal shortening in the Central Andes.

2. Geological setting

The WNW–ESE-trending Arequipa tectonic depression is 30 km long and 15 km wide and is interpreted as a pull-apart basin related to major NW–SE faults (Mering et al., 1996). It is located between the Late Cretaceous (77–59 Ma, Lefèvre, 1979) Arequipa Batholith to the SW (2000 to 2800 masl) and the western Cordillera to the NE (>5000 masl) (Fig. 1B). The strike-slip faults bounding the basin to the south (with a small normal component) cut the Arequipa Batholith (Fig. 1B). The Arequipa basin was formed in Tertiary time. The <1-km-deep canyons of the Río Chili, Río Yura, and Río Andamayo valleys cut the western flank of the western Cordillera and are directed towards the Arequipa depression (Figs. 1B and 2). They merge in the SW into the Río Vitor and Sihuas valleys, which extend to the Pacific Ocean.

The western flank of the Western Cordillera, crowned by three upper Miocene to Quaternary volcanoes (Pichu-Pichu, Nevado Chachani, and El Misti), forms the north-eastern and eastern borders of the Arequipa basin with a height difference to the basin floor of as much as 4 km (Figs. 1B and 2). Between the Río Yura and the Río Chili valleys, the Chachani compound volcanic massif (6057 masl) comprises a

cluster of seven edifices (Forget, 2004). This massif is more eroded than its younger neighbor, El Misti (5822 masl). El Misti is an active volcano, whose summit is 17 km to the NE and 3500 m above the Arequipa City center. El Misti deposits overlie deposits from the Chachani complex to the east of the Río Chili (Figs. 1B and 2). South of Chachani, lava flows of the dome-coulees of Pampa de Palacios (Figs. 1B and 3) overlie the Neogene ignimbrites and early Quaternary tuffs that form the uppermost sequences in the Arequipa depression. The Arequipa basin is limited to the east by the dissected Mio-Pliocene Pichu-Pichu volcanic massif (5510 masl), from which a lava flow has been K–Ar dated at 6.7 Ma (Kaneoka and Guevara, 1984). Pichu-Pichu forms an arcuate ridge open towards the west (Arequipa). The amphitheater is related to a voluminous, 1 Ma debris–avalanche deposit, termed the “Arequipa volcanic landslide” (Legros et al., 2000). This debris–avalanche deposit overlies the ignimbrites in the south-eastern basin. In turn, it is overlain toward the NW by a younger debris–avalanche deposit from El Misti volcano (Thouret et al., 2001). To the west of the Río Yura valley, the Arequipa depression is closed by 800 m high scarps of the Jurassic “Yura Group” sediments (Figs. 1B and 2).

Neogene ignimbrites crop out in the deep Río Yura, Chili, and Vitor valleys as well as in the Arequipa tectonic depression (Figs. 2 and 3). These ignimbrites are not restricted here, but are also found outside the basin in scattered outcrops on top of the Arequipa Batholith and intercalated with the Vitor and Sihuas piedmont deposits to the south and SW of Arequipa (Fig. 2). Ignimbrite sheets also crop out in the upper Río Chili valley as far as 20 km north of Arequipa, in the Río Sumbay valley, which cuts into the Western Cordillera, and also on the western Altiplano further north (Fig. 2).

3. Location and extent of Neogene and Quaternary ignimbrites

We distinguish four ignimbrite sheets in the Arequipa area (Table 1, Figs. 2 and 3), based on new field surveys, interpretation of a digital elevation model (DEM) draped with a Landsat image (Fig. 2), information from three geologic maps (García and Landa, 1968; Guevara, 1969; Vargas, 1970), other previous studies (Jenks and Goldish, 1956; Lefèvre, 1979; Vatin-Pérignon et al., 1996), and six new ^{40}Ar – ^{39}Ar ages. The ignimbrite sheets are: the Miocene Río Chili Ignimbrite, the Pliocene La Joya Ignimbrite, the Plio-Quaternary Arequipa Airport Ignimbrite, and

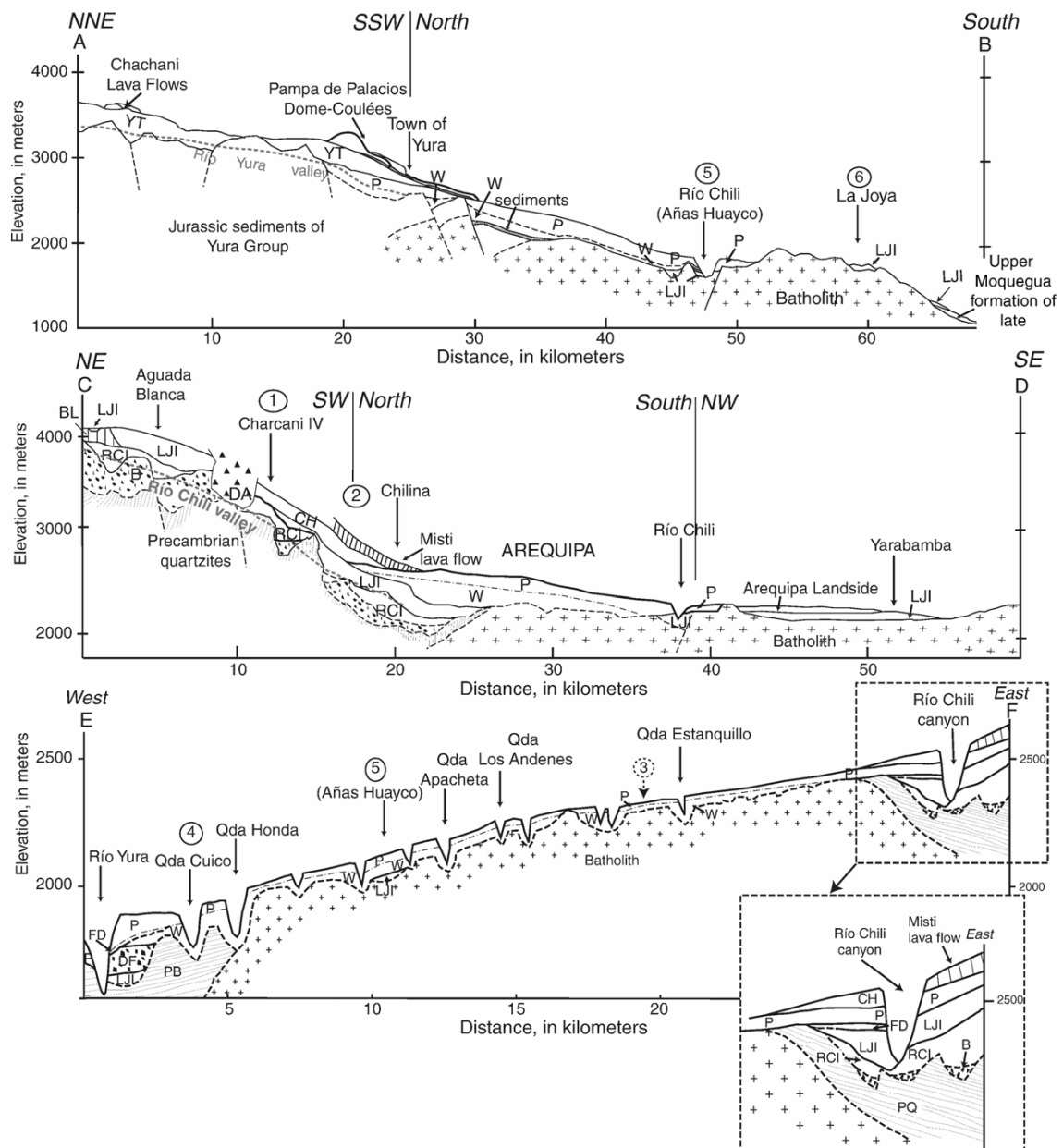


Fig. 3. (A) N–S cross-section of the western part of the Arequipa depression (A–B), (B) N–S cross-section of the eastern part of the depression (C–D), and (C) W–E cross-section of the depression (E–F). Tracks are shown in Fig. 2. PQ: Precambrian quartzite, YGS: Yura Group sediments, B: Breccia, RCI: Río Chili ignimbrite, LJI: La Joya ignimbrite, DF: Debris–flow deposits, BL: Barroso lava flows, W: white unit of the AAI, P: pink unit of the AAI, YT: Yura Tuffs, AL: “Arequipa landslide”, CH: Chachani hydroclastic breccia, DA: debris–avalanche deposits, MLF: El Misti lava flow, Tephra–fallout deposit, PB: Precambrian basement. Circled numbers correspond to location of stratigraphic sections in Fig. 4.

the Quaternary Yura Tuffs and Capillune Formation tuffs (Table 1). The mapped extent of the four ignimbrites is shown in Fig. 2. North–south geologic sections across the Río Yura valley (Fig. 3, A–B) to the west of the Arequipa depression, and across the Río

Chili valley to the east (Fig. 3, C–D), as well as an east–west profile across the depression (Fig. 3, E–F) show the main stratigraphic units.

The inferred areal extent and the estimated thickness of the deposits (ranging from a few meters to 150m),

based on selected stratigraphic sections of the ignimbrite sheets, are used to derive the minimum preserved bulk volume of the four ignimbrite sheets. Results of field work, remote sensing, and geochemical correlations are presented in Table 1 and discussed below.

3.1. The Río Chili Ignimbrite (RCI)

The Miocene Río Chili Ignimbrite (RCI) crops out in the high walls of the upper Río Chili canyon (Charcani IV and Aguada Blanca, Fig. 2), either in unconformable contact with Precambrian quartzites or overlying a previously undescribed diamicton (Fig. 3, Section C–D). The

quartzites and diamicton form a rugged paleotopography which controlled the ignimbrite's emplacement, as shown by an irregular basal part of the deposit. Although the full extent of this ignimbrite is unknown, it was also recognized on the Altiplano north of El Misti volcano where it overlies the Oligocene Tacaza Group. The RCI dips towards the SE beyond the north bank of the Río Chili valley in the area beneath the Quaternary ring plain of El Misti volcano (Figs. 2 and 3). It was not observed in the western part of the Arequipa basin.

Where it can be observed, the RCI averages 70 m in thickness and reaches up to 140 m near the Charcani IV dam (Table 1). In the middle reaches of the Río Chili

Table 1
Characteristics of the Arequipa ignimbrites

Arequipa Ignimbrites	Lithofacies and componentry of vitric tuffs	Preserved extent, average thickness and volume	Welding degree and facies	Mineral assemblage	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in Ma
YT	Stratified ash and pumice flows Pumice and glass shards (pgs) > 80% Free crystals (fc) > 15% Accidental and accessory fragments (aaf) < 5%	Extent ~ 150 km ² Thickness = 10 to 50 m Volume ~ 1.5 km ³ High Aspect Ratio (HAR) ($1.4 \cdot 10^{-3}$)	Non-welded, more or less indurated; no recrystallization	plag. > san. > qz. > biot. > ox.	1.03 ± 0.09 (on biotite)
AAI	Pink unit Lithic-rich massive lapilli-tuff (mLT) pgs > 60% fc > 15% aaf < 25% High content in accidental brownish lava fragments	Extent ~ 600 km ² Thickness = 5 to 100 m Volume = 18 to 20 km ³ HAR ($1.4 \cdot 10^{-3}$)	Non-welded, more or less indurated; no recrystallization	plag. > biot. > ox. > qz. > san. >> amph	1.65 ± 0.04 (on biotite)
	white unit mLT, columnar jointed pgs > 65% fc > 20% aaf < 15%		Non-welded, indurated to incipiently welded; vapor-phase recrystallization	plag. > biot. > ox. > qz. > san. vapor phase silica: cristobalite	
LJI	mLT, columnar jointed pgs > 65% fc > 20% aaf < 15%	Extent ~ 800 km ² Thickness = 5 to 80 m Volume ~ 16 to 24 km ³ Middle Aspect Ratio (MAR) ($6.4 \cdot 10^{-4}$)	Non-welded, non-indurated to partially welded, with fiammes and spherulitic features	plag. > san. > qz. > biot. > ox. > amph. devitrification silica phases: cristobalite and tridymite	4.89 ± 0.02 and 4.78 ± 0.21 (on sanidine)
RCI	Crystal-rich mLT pgs < 65% fc > 30% af < 5%	Unknown extent Thickness = 50 to 200 m	Non-welded, indurated to partially welded, with deformed pumices and widespread devitrification	plag. > amph. > biot. > san. > qz. > ox. devitrification silica phases: cristobalite and tridymite	13.19 ± 0.09 (on biotite, average of 3 ages)

YT=Yura Tuffs, AAI=Arequipa Airport Ignimbrite, LJI=La Joya Ignimbrite, RCI=Río Chili Ignimbrite.

(Charcani IV), the ignimbrite's cooling unit comprises at least three flow units. Two samples from two flow units at this locality (Fig. 2) yielded ^{40}Ar – ^{39}Ar ages of 13.39 ± 0.1 and 13.12 ± 0.05 Ma (Table 1). Based on these ages and on its stratigraphic position, the RCI can be correlated with the middle Miocene Huaylillas ignimbrites in southern Peru (Lefèvre, 1979; Wörner et al., 2000; Thouret et al., 2004). The Huaylillas ignimbrites have been dated between 14 and 13.25 Ma west of Arequipa in the Chuquibamba area (Thouret et al., 2004).

3.2. The La Joya Ignimbrite (LJI)

The La Joya Ignimbrite (LJI) crops out in the Arequipa depression, on the Altiplano area as far as 50 km north of Arequipa in the Río Sumbay valley (Fig. 2), and as far as 50 km SW and WSW of Arequipa on the south-western flank of the Arequipa Batholith (Fig. 2). The bulk volume of the LJI is estimated to be in the range of 16 to 24 km³ (Table 1) based on a minimum surface area of 800 km² and on an average thickness of 20 m.

The LJI crops out in the Río Chili and Río Yura valleys, which cut at least 400 m-deep down in the eastern and western basin of Arequipa (Fig. 3). It is also exposed to the SW of the Arequipa depression along the upper part of the Río Vitor valley, from where it overflowed and covered the Vitor Piedmont. There, it overlays deposits of the uppermost Moquegua Formation.

In the Río Chili canyon, the LJI compound cooling unit comprises several flow units, resting on a rugged basement paleotopography. These flow units show 0.5- to 3-m-thick sole layers (layers 1 and 2a) displaying either a fines-rich or a lithic-rich (fines depleted) facies. Upstream along the Río Chili and overlying the RCI at the Aguada Blanca dam, the uppermost of the two LJI flow units ≥ 80 m in thickness of the LJI (Figs. 2 and 3, Section C–D) yielded an ^{40}Ar – ^{39}Ar age of 4.88 ± 0.22 Ma (Table 1).

To the SW of the Arequipa basin near the oasis of Añas Huayco, located downstream the Río Chili valley (Figs. 2 and 3, Sections A–B and E–F), the LJI shows a 15-m-thick valley-ponded lithofacies. The ignimbrite also crops out on top of the Arequipa Batholith near La Joya, 40 km WSW of Arequipa (Figs. 2 and 3, Section A–B), where the deposit is only 5 m thick. This distal LJI yielded an ^{40}Ar – ^{39}Ar age of 4.87 ± 0.02 Ma (Table 1 and Fig. 2), which is almost identical to that obtained at the Aguada Blanca dam. The occurrence of the LJI on top of the Arequipa Batholith implies that the flows either ran

up the 350-m-high northern scarp of the Arequipa Batholith (at a distance of ≥ 20 km from the presumed source located in the area of the Chachani massif), or that the scarp formed after deposition of the LJI due to recent tectonic movements, which is, however, rather unlikely.

To the NE of the Arequipa depression, the LJI is overlain by Plio-Quaternary Chachani volcanoclastic deposits and lava flows (one lava flow was dated at 0.833 ± 0.06 Ma by Thouret et al., 2001). In turn, these deposits are overlain by the El Misti lava flows.

3.3. The Arequipa Airport Ignimbrite (AAI)

The AAI forms the uppermost filling of the Arequipa depression between the Río Yura and the Río Chili valleys at elevations ranging from 1700 to 2700 m asl. Unlike the LJI, the AAI is not exposed to the North of the Chachani volcanic complex (Figs. 2 and 3), although a 1-m-thick tephra fall, which is stratigraphically equivalent to the AAI, was found to the ENE of the Chachani complex. The AAI consists of a white unit overlain by a pink unit.

3.3.1. The AAI white unit

The white unit crops out in narrow valleys which drain the depression from North to South (Figs. 2 and 3). The ignimbrite is mined in quarries and is the main source of the white building stone of Arequipa. The white unit ranges from a few tens of meters to as much as 150 m in thickness where it fills the Quebrada Cuico, a paleo-valley tributary to the Río Chili SW of the basin. The white unit of the AAI was not observed in the Río Chili canyon, although yellowish pumice-rich flow deposits, which overlie the LJI and RCI in the upper Río Chili valley, occupy a similar stratigraphic position to the white unit of the AAI. These deposits may correspond to distal pyroclastic flows associated with the main body of the white ignimbrite. The minimum surface of the AAI white unit is about 400 km² (Figs. 2 and 3) and it is 40 m thick on average, giving a preserved volume estimate of 15–20 km³ (Table 1).

3.3.2. The AAI pink unit

The pink unit forms most of the flat surface of the Arequipa depression. The pink unit is thicker in the middle of the depression (Fig. 3), but thins out towards its WNW edge and towards its ESE margin, as shown at the exit of the Río Chili canyon (Fig. 3: Chilina, Sections C–D and E–F). There, the pink ignimbrite overlies 8-m-thick pumice- and ash-fall deposits, which rest above the LJI (Fig. 2). The pink unit is probably

more widespread than the white unit (ca. 600km²) but its thickness ranges from only a few meters up to 50m. Toward the south, in the Arequipa depression and near the Arequipa Batholith, the 50-m-thick pink unit overlies the LJI without any intercalated white unit (Fig. 3: Sections A–B and E–F) but shows intercalated sediments that are a few meters thick. Based on an average thickness of 8m, the preserved deposit volume is about 5km³. The pink unit yielded an ⁴⁰Ar–³⁹Ar age of 1.65±0.04Ma (Table 1).

The lack of a stratigraphic unconformity and the absence of sediment or a buried soil between the two units of the AAI suggest a short time interval between the emplacement of the white and pink units. However, Vatin-Pérignon et al. (1996) reported a fission track age of 2.42±0.11 Ma on obsidian clasts from the top of the white ignimbrite just below the 1.65Ma-old pink unit, an age that is close to the K–Ar age of 2.9±0.1Ma given by the same authors for the white ignimbrite in the Quebrada Cuico. Hence, the available ages suggest a longer time interval ranging between 0.75Ma and 1.25Ma that elapsed between the emplacement of the white and pink units. Such a large hiatus, however, is inconsistent with our field observations. We also note that the color of these ignimbrites may not be strictly restricted to flow units and that temperatures decreased with distance from the source. Thus a proximal unit may grade from white to pink with distance and cooling, making distinctions and correlations without geochemical analyses difficult. More precise ⁴⁰Ar–³⁹Ar ages on the white unit are needed to better constrain the age of the AAI (see Paquereau et al., submitted for publication). The AAI, whose extent is smaller than that of the LJI, fills the Arequipa depression with deposits ranging between 5 and 100m in thickness (Figs. 2 and 3).

3.4. The Quaternary Yura Tuffs (YT) and the Capillune Formation tuffs

At the base of the western flank of the Chachani volcanic complex, a series of greyish non-welded pumice-flow deposits, termed Yura Tuffs (YT), are intercalated with reworked pyroclastic deposits. The YT have filled a depression between the Cerro Nocarani (a relatively old edifice in the northern Chachani complex) to the east and the scarps of the Jurassic 'Yura Group' to the west. In addition, they have flowed 50km down the Río Yura valley towards the confluence of Río Vitor (Figs. 2 and 3, Section A–B). Based on an extent of 150km² and an average thickness of 10m, the preserved YT volume is ca.

1.5km³ (Table 1). To the northwest of the Arequipa depression, near the town of Yura, the YT overlie the pink unit of the AAI (Figs. 2 and 3). One of the Yura pumice-flow deposits has been ⁴⁰Ar–³⁹Ar dated at 1.02±0.09Ma along the road to Juliaca on the west flank of the Chachani complex, 17km north of the town of Yura (Table 1 and Figs. 1 and 2).

North and NE of Chachani on the Altiplano, lake sediments, tephra-fall deposits, as well as two beds of non-welded ash- and pumice-flow deposits (10 to 30m thick) of the Capillune Formation crop out (Guevara, 1969). The ash- and pumice-flows were deposited on lake sediments which became deformed. The deformation features indicate a direction of displacement towards the ENE, which is consistent with a source located WSW, i.e. north of or below the Chachani complex. These ash- and pumice-flow and fall deposits may therefore be stratigraphically equivalent to the YT, as indicated by preliminary geochemical data.

In summary, the Arequipa area hosts deposits which record three large-volume Neogene ignimbrites but also small-volume tuffs of Quaternary age, which are intercalated with lava flows and volcanoclastic deposits from the stratovolcanoes in the area. The three major ignimbritic pulses produced the RCI ca. 13.07–13.39Ma, the LJI ca. 4.78–4.89Ma, and the AAI ca. 1.65Ma. The YT and the Capillune ash- and pumice-flow and -fall deposits were produced by early Quaternary volcanoes or large vents in the northern area of the Chachani volcanic complex.

4. Lithofacies and degrees of welding

Our study of the lithofacies of the ignimbrites is based on petrographic features, macroscopic and microscopic observations, and on lithological componentry (Table 1). Lithofacies were described using the classification of Branney and Kokelaar (2002). Fig. 4 shows the facies variations displayed by the Arequipa Ignimbrites. All ignimbrites are vitric tuffs (after Schmid, 1981; Table 1), with 60 to 80vol.% glass and pumice, 15 to 30vol.% free crystals, and 5 to 25vol.% lithic fragments.

We have used the schemes of Streck and Grunder (1995) and Quane and Russell (2005) to estimate welding degrees in Neogene ignimbrites. Eight ranks of welding have been recognized by these authors based on specific changes in macroscopic and/or microscopic textures, such as lapilli oblateness and fabric orientation (Fig. 4). Rank I is characterized by undeformed and randomly oriented pumice in an unconsolidated matrix of ash. In rank II the pumice remains randomly oriented

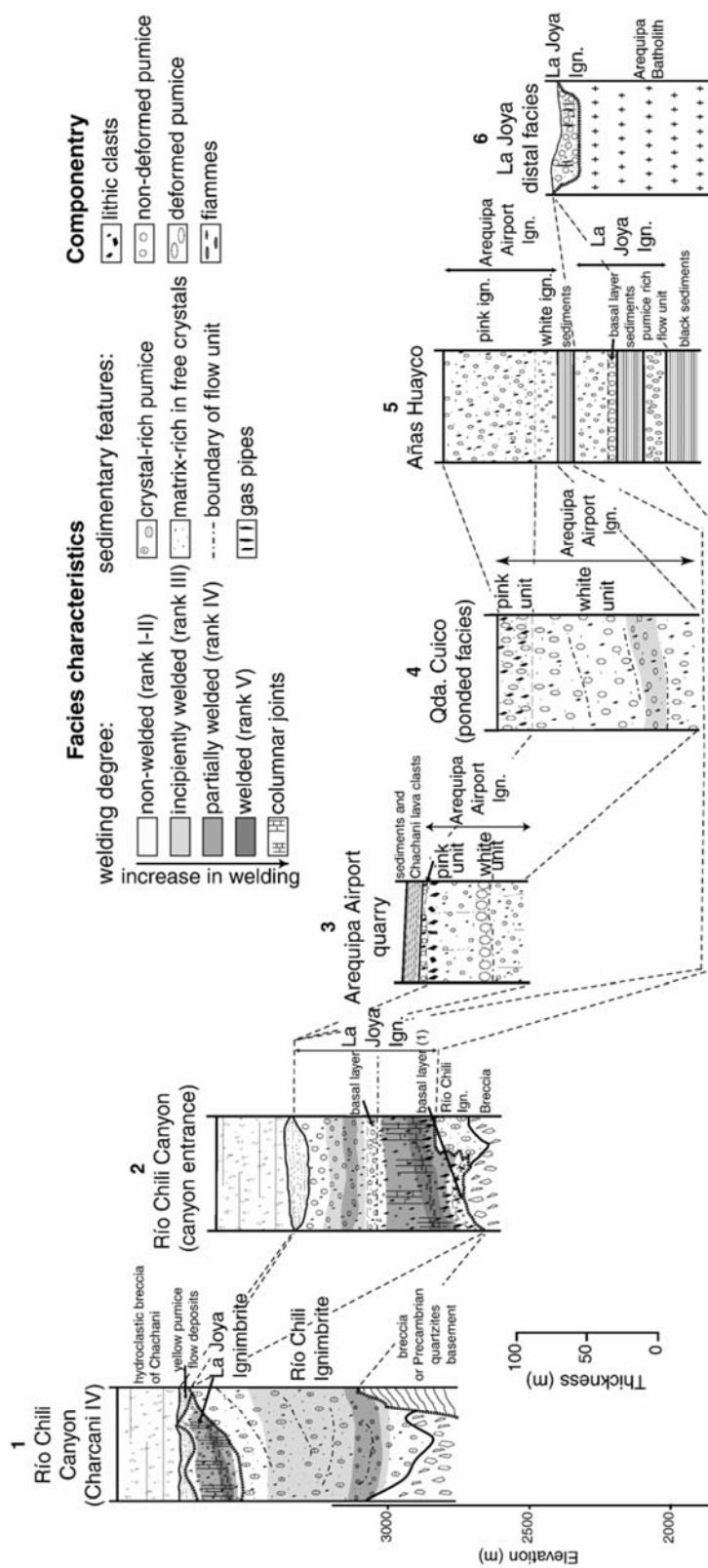


Fig. 4. Measured stratigraphic sections of the Neogene ignimbrites in the Arequipa depression and on top of the Arequipa Batholith. Location of sections is shown in Fig. 3.

but the deposit is now consolidated. By rank III the textural effects of welding are apparent, e.g. slight alignment of pumice lapilli, incipient deformation of bubbles and shards. In rank IV, glass shards are deformed around rigid inclusions, pumice lapilli are clearly flattened and define a pervasive foliation. Rank V rocks are eutaxitic at all scales. In rank VI pumice are fully collapsed to vitrophyric fiammes and have virtually no porosity. In rank VII samples appear as massive vitrophyre and rank VIII samples exhibit textures associated with rheomorphism.

4.1. The RCI: crystal-rich massive lapilli tuffs

The RCI contains a massive lapilli-tuff facies, rich in pumice blocks as large as 15 cm across with rounded vesicles and a high crystal content (Fig. 4, sections 1 and 2). The grey to pink matrix is rich in free crystals (30 vol.%), and displays a mineral assemblage similar to that of the pumice blocks. The mineral assemblage consists of plagioclase, sanidine, quartz, Fe–Ti oxides, and up to 15 vol.% biotite and amphibole (Table 1). The amphibole content may be used to distinguish the RCI, as this mineral appears only in trace amounts in all other Arequipa Ignimbrites.

Different facies within the RCI are always consolidated but pumice block textures vary from undeformed and randomly oriented at the top of the cooling unit to clearly flattened with a pervasive foliation toward the base. The RCI displays columnar jointing and strongly flattened and aligned pumices in the thickest deposit near Charcani IV (Fig. 3, Section C–D, and Fig. 4). This ignimbrite sheet displays a rank II to rank IV welding facies, i.e. consolidated with non-deformed pumices and shards to flattened pumices.

4.2. The LJI: welded lapilli tuffs

The LJI exhibits a large variation in degree of welding and lithofacies, from non-welded consolidated ignimbrites of rank I to partially welded ignimbrites of rank V (Fig. 4, sections 1, 2, 5, and 6). The common mineral assemblage includes plagioclase > quartz > sanidine > biotite > Fe–Ti oxide > amphibole. The LJI contains the highest contents of quartz and sanidine (15 vol.% and 25 vol.% of all minerals, respectively) amongst the Arequipa Ignimbrites.

In the Río Chili canyon (between Charcani I and II, Fig. 4, section 2), the LJI is thickest and shows a partially welded facies of rank V with fiamme structures and a devitrified matrix, i.e. the highest degree of welding of all Arequipa Ignimbrites. This thick and

welded facies reflects the most proximal facies observed for the LJI, and is also observed in the Río Sumbay valley (Fig. 2).

The medial to distal non-welded facies of LJI presents welding of rank I or II. In the southern part of the depression (near the oasis Añas Huayco; Fig. 4, section 5), the 10-m-thick deposit consists of a single, white, non-welded, flow unit rich in sanidine, plagioclase, quartz, and weathered biotite, and contains yellowish, weathered, undeformed pumices also rich in plagioclase and sanidine. A 1-m-thick basal layer is rich in cm-sized pumices identical to those of the overlying flow unit, e.g. yellowish and non-fibrous, but less weathered. The distal facies was observed near La Joya on the Arequipa Batholith, and on the Río Vitor piedmont (Fig. 4, section 6). There, the 5- to 10-m-thick deposit displays almost openwork pumice accumulations typical of distal regions of a flow. Exposures on the Río Vitor piedmont near the town of Vitor show many gas-escape pipes, which reflect interaction with a wet substrate during emplacement.

4.3. The AAI units: two ash and/or lapilli tuffs

The lithofacies of the two units of the AAI are shown in Fig. 4, sections 3, 4, and 5.

4.3.1. White unit: indurated massive ash-and-lapilli tuff

The white AAI sheet exhibits rank II welding, corresponding to an indurated facies without deformed pumice clasts and shards. Vapor-phase crystallization, a result of hot gas percolation throughout the deposit during the cooling process, has produced the induration of the ignimbrite after emplacement (Streck and Grunder, 1995; Barker, 1996) and the replacement, to varying degrees, of silicic glass by fine cristobalite and tridymite crystals with axiolitic texture. The textural effects of welding appear in the 150-m-thick cooling unit of the white ignimbrite in the SW part of the Arequipa depression (e.g., Quebrada Cuico, Figs. 2 and 4, section 4), where the intermediate and lowermost flow units display slightly aligned and deformed pumice and glass shards, in a dense grey matrix, corresponding to a rank III welding. The white to grey ashy matrix contains yellowish sandy pumices with rounded vesicles, accidental lava fragments, obsidian, and is rich in free crystals of plagioclase, weathered biotite, and sanidine.

The yellowish pumice-rich flow deposit, which is thought to be equivalent to the AAI white unit in the Río Chili canyon, is fines-depleted and contains two pumice

groups: weathered, pinkish fibrous pumice and small whitish, fresh pumice with spherical vesicles.

4.3.2. Pink unit: non-welded, massive, lithic-rich lapilli tuff

The pink unit matrix is richer in accidental lithic fragments (25 vol.%) than the white unit but with similar proportions: 42–60 vol.% of angular red to black andesite clasts, 7–22 vol.% obsidian fragments, and 24–34 vol.% of sedimentary rock clasts. Jenks and Goldish (1956) previously suggested that the andesite clasts, sometimes glassy, had probably been entrained from the vent area. The pink matrix also contains glass shards and fibrous white pumices, which are subaphyric (<10 vol.% crystals of plagioclase and biotite). The matrix also contains free crystals of plagioclase > biotite > Fe–Ti oxides, rare grey quartz and sanidine, and traces of amphibole. Thin sections reveal Fe–Ti oxide inclusions, mostly magnetite, in glass shards of the matrix and in crystals. Divided hematite is the origin of the pink color in the deposit (Fenner, 1948). The presence of quartz in the white unit of the AAI also distinguishes it from the quartz-free pink unit of the AAI.

The non-welded pink unit, which has undergone less recrystallization than the white unit, shows a rank I to II welding, i.e. a weakly lithified matrix with undeformed pumices (Fig. 4, sections 3, 4, and 5). Furthermore, the pink unit shows a massive facies without any vertical grain-size grading.

4.4. The YT, Capillune tuffs and tephra

The stratified ash and pumice-flow deposits are rich in pumice and glass shards (75–80 vol.%), and depleted in non-juvenile lithic fragments (5 vol.%). The ash matrix contains free crystals of plagioclase >> sanidine > biotite > Fe–Ti oxides and obsidian fragments. North and NE of the Chachani complex, the pumice and ash-flow deposits of the Capillune Formation display a lithofacies different from the YT. For example, we observed one flow rich in cm-sized pumices in a white ash matrix and another which consists of an ash-flow deposit without pumice and poor in crystals and lithic fragments.

5. Mineralogical and chemical correlations

Our stratigraphy and Ar–Ar dating results enable us to distinguish four ignimbrite sheets: the RCI, the LJI, the AAI, and the YT. In this section, we will present mineralogical and chemical similarities and differences amongst the Arequipa Ignimbrites.

5.1. Phenocryst mineralogy

The feldspar component consists of both plagioclase and alkali feldspar phenocrysts. All the Arequipa Ignimbrites contain sodic plagioclase phenocrysts (An_{13} to An_{45}), which dominate the mineral assemblage. Alkali feldspars, more abundant in the LJI and the RCI, consist of sanidine with a narrow compositional range (Or_{55} – Or_{65}). Biotite phenocrysts occur in all Arequipa Ignimbrites and show wide variations in composition. However, biotites often show incipient to strong alteration that makes the interpretation of microprobe data difficult and limits the usefulness of this mineral for correlation and dating. Nevertheless, MnO and Al_2O_3 contents in fresh biotite can be used to distinguish the Arequipa Ignimbrites (Fig. 5A and Table 2). De Silva and Francis (1989) and Harangi et al. (2005) also successfully used Mn, Ti, and Mg contents in biotite in order to discriminate ignimbrite units in the Central Andes and Carpathian–Pannonian Region, respectively. On a MnO– Al_2O_3 variation diagram, LJI biotites are richer in MnO but poorer in Al_2O_3 than the other ignimbrites (Fig. 5A). The

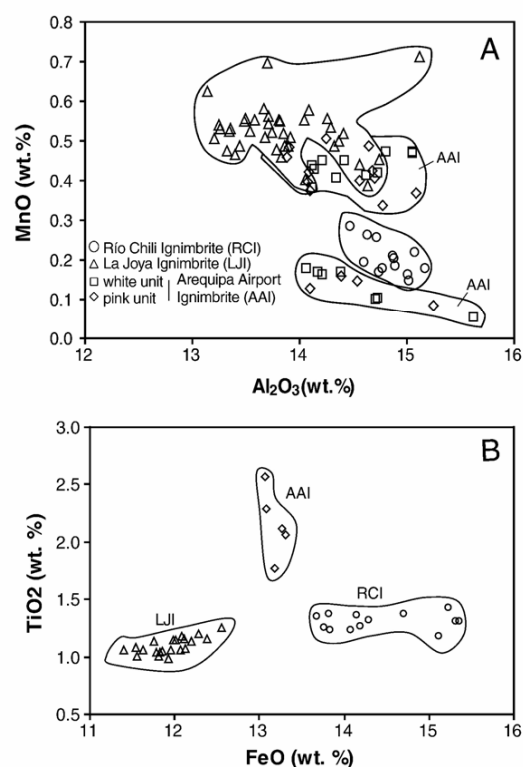


Fig. 5. Plots using analytical data of biotite (A) and amphibole (B) phenocrysts. Key for symbols is shown in the diagram caption.

Table 2
Electron microprobe analyses of amphiboles and biotites

	Pink unit of AAI					White unit of AAI						RCI
	71-amph1	71-amph3	71-amph4	71-biot5	71-amph5	48-amph1	79-amph1	79-amph2	79-amph3	79-amph4	79-amph6	18a-amph1
SiO ₂	45.40	43.18	44.49	43.66	46.59	48.20	43.81	44.03	44.07	43.86	43.43	45.93
TiO ₂	2.07	2.57	2.12	2.28	1.77	1.25	3.37	3.22	2.89	3.20	2.48	1.43
Al ₂ O ₃	9.63	11.83	10.99	11.65	8.43	8.28	10.60	10.62	10.52	10.59	10.51	8.73
FeO	13.31	13.07	13.26	13.09	13.18	13.47	11.80	11.71	12.10	12.09	14.09	15.23
MnO	0.07	0.04	0.05	0.05	0.09	0.51	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.53
MgO	14.27	13.65	14.11	13.75	14.73	14.90	14.65	14.83	14.80	14.55	13.96	14.26
CaO	11.81	12.34	11.68	12.17	11.93	11.46	12.15	12.16	12.07	12.10	11.99	11.74
Na ₂ O	2.17	2.29	2.28	2.32	1.90	1.37	2.56	2.50	2.55	2.56	2.42	1.46
K ₂ O	0.69	0.72	0.62	0.72	0.63	0.49	0.73	0.65	0.70	0.69	0.70	0.58
BaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.02	0.01	0.07	0.05	0.02
SrO	0.53	0.27	0.41	0.30	0.66	0.00	0.23	0.21	0.24	0.23	0.30	0.00
Cl	0.05	0.03	0.00	0.00	0.04	0.06	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.08

	RCI											
	18a-amph2	18a-amph3	18a-amph4	18a-amph5	18a-amph6	18a-amph10	18b-amph1	18b-amph2	18b-amph3	18b-amph4	18b-amph6	18b-amph7
SiO ₂	46.79	47.30	46.81	48.00	46.69	46.34	47.96	48.03	47.64	47.60	46.70	47.90
TiO ₂	1.32	1.26	1.37	1.25	1.36	1.31	1.18	1.23	1.37	1.36	1.31	1.23
Al ₂ O ₃	8.58	8.59	8.76	7.83	8.66	8.59	7.76	8.06	8.60	8.27	8.83	8.11
FeO	14.29	14.19	14.70	13.77	13.68	15.32	15.12	14.07	13.82	14.15	15.36	13.83
MnO	0.43	0.48	0.46	0.49	0.36	0.53	0.44	0.52	0.45	0.48	0.51	0.44
MgO	14.35	14.22	13.92	14.89	14.98	13.53	13.46	14.24	14.38	14.45	13.24	14.72
CaO	12.12	11.81	11.86	11.80	12.11	12.28	12.05	11.71	11.70	11.70	11.87	11.77
Na ₂ O	1.33	1.38	1.35	1.29	1.38	1.23	1.17	1.31	1.36	1.36	1.34	1.36
K ₂ O	0.71	0.61	0.66	0.56	0.67	0.74	0.75	0.72	0.57	0.51	0.77	0.54
BaO	0.00	0.05	0.00	0.05	0.01	0.04	0.01	0.00	0.03	0.05	0.00	0.02
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08	0.06

	LJI											
	19-ampha	19-amph1	19-amph2	19-amph3	68-amph1	68-amph1a	68-amph1b	81-amph1	81-amph2	81-amph3	81-amph4	
SiO ₂	50.78	51.47	50.42	50.50	51.70	51.50	50.32	50.61	51.03	50.74	51.29	
TiO ₂	1.06	1.01	1.15	1.07	1.06	1.04	1.25	1.16	1.13	1.06	1.05	
Al ₂ O ₃	4.88	4.59	5.08	5.14	4.93	4.83	5.68	5.32	5.03	5.09	4.87	
FeO	12.07	11.55	11.98	12.13	11.39	11.78	12.56	12.11	11.75	11.95	11.86	
MnO	1.03	1.09	1.08	1.02	2	1.10	0.85	0.86	0.90	1.04	1.07	
MgO	16.47	16.79	16.43	16.31	16.39	16.24	15.38	15.97	16.24	16.39	16.33	
CaO	11.71	11.62	11.68	11.76	11.49	11.51	11.56	11.71	11.58	11.55	11.40	
Na ₂ O	1.42	1.36	1.49	1.42	1.40	1.44	1.65	1.51	1.62	1.47	1.50	
K ₂ O	0.50	0.43	0.56	0.54	0.51	0.44	0.60	0.57	0.54	0.52	0.45	
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.03	0.08	0.02	0.03	0.08	
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.06	0.02	
Cl	0.08	0.09	0.10	0.10	0.08	0.09	0.11	0.08	0.10	0.08	0.09	

AAI's biotites display two different compositional groups. Their MnO contents do not correlate with analyses totals (i.e., low-MnO biotites do not necessarily correspond to low-total analyses), which means that low MnO contents are not directly associated to alteration processes (vapor-phase crys-

tallization). Moreover all samples from the white unit of AAI present the same vapor-phase crystallized facies. Thus, the two biotite populations in AAI may reflect the coexistence of phenocryst and xenocryst biotites in the whole-rock matrix. Exsolved Fe–Ti oxides (Ti-poor titanomagnetite and titanohematite)

Table 2 (continued)

LJI										
	81- amph5	81- amph6	66- amph5	66- amph6	66- amph7	66b- amph1	21- amph-b	21- amph1	21- amph3	21- amph4
SiO ₂	51.36	51.65	50.35	51.49	50.49	50.65	49.91	50.10	50.71	50.98
TiO ₂	1.00	1.06	1.20	1.08	1.18	1.15	1.16	1.14	1.04	0.99
Al ₂ O ₃	4.84	4.51	5.42	4.72	5.34	5.32	5.21	5.10	4.67	4.75
FeO	11.81	11.62	12.29	11.55	12.08	12.01	12.39	12.20	11.83	11.93
MnO	1.08	1.10	1.07	1.05	0.89	0.99	1.08	0.95	1.16	1.06
MgO	16.31	16.76	16.00	16.48	15.88	16.21	16.33	16.42	16.64	16.58
CaO	11.59	11.30	11.42	11.61	11.94	11.42	11.81	11.95	12.04	11.77
Na ₂ O	1.44	1.48	1.63	1.44	1.47	1.52	1.47	1.47	1.33	1.37
K ₂ O	0.46	0.45	0.52	0.45	0.61	0.54	0.53	0.56	0.40	0.47
BaO	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.02	0.00	0.05	0.00
SrO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04
Cl	0.08	0.07	0.09	0.07	0.09	0.10	0.09	0.10	0.07	0.07

Pink unit of AAI													
	16- biot1	16- biot8.2	42- biot1	42- biot2	42- biot3	42- biot4	42- biot5	71- biot1	71- biot2	71- biot4	73- biot1	73- biot3	73- biot4
SiO ₂	38.31	38.07	38.43	38.06	38.48	38.65	37.37	38.48	39.27	38.80	38.78	37.81	39.36
TiO ₂	4.60	4.58	4.69	4.48	4.33	4.42	4.81	4.80	4.58	4.65	4.57	4.45	4.71
Al ₂ O ₃	14.25	14.64	13.88	14.55	15.08	14.78	14.68	14.53	14.10	14.38	13.91	14.70	14.08
FeO	16.03	16.44	16.29	16.42	15.41	15.84	16.68	14.91	14.97	15.01	16.43	16.52	16.30
MnO	0.51	0.49	0.46	0.40	0.37	0.34	0.42	0.15	0.13	0.16	0.48	0.41	0.42
MgO	15.37	14.54	15.03	15.10	15.52	15.32	14.86	15.94	15.90	15.87	15.06	14.94	15.46
CaO	0.04	0.08	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.20
Na ₂ O	0.58	0.52	0.59	0.60	0.90	0.71	0.64	0.78	0.65	0.78	0.67	0.75	0.69
K ₂ O	9.28	9.23	9.64	9.19	8.74	8.89	9.40	9.26	9.35	9.27	9.09	9.29	7.91
BaO	0.83	1.17	0.81	1.01	1.04	0.89	1.04	0.91	0.79	0.80	0.71	1.03	0.70
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.24	0.27	0.19	0.12	0.16
Cl	0.20	0.19	0.17	0.17	0.10	0.11	0.10	0.00	0.03	0.00	0.10	0.00	0.00

White unit of AAI											
	22- biot3	22- biot4	22- biot6	22- biot-a	43b- biot1	43b- biot4	43b- biot5	43b- biot6	43b- biot7	48- biot1	48- biot2
SiO ₂	36.64	37.45	37.52	36.91	38.28	38.00	38.92	38.66	38.95	38.01	38.39
TiO ₂	4.76	4.61	4.56	4.73	4.60	4.59	4.62	4.59	4.51	4.47	4.52
Al ₂ O ₃	15.06	14.73	14.42	14.81	14.39	14.71	14.17	14.22	14.06	14.63	14.12
FeO	17.58	16.78	16.78	17.00	16.31	16.17	15.87	15.97	15.88	16.49	16.46
MnO	0.47	0.42	0.45	0.47	0.17	0.10	0.17	0.16	0.18	0.41	0.44
MgO	14.18	14.93	15.09	14.97	14.67	14.84	15.00	14.75	14.89	14.85	14.96
CaO	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00
Na ₂ O	0.67	0.68	0.65	0.69	0.61	0.69	0.61	0.70	0.69	0.76	0.75
K ₂ O	9.45	9.30	9.29	9.20	9.59	9.58	9.52	9.65	9.56	9.29	9.18
BaO	1.01	0.93	1.02	1.04	0.89	0.88	0.68	0.87	0.81	0.92	1.01
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.49	0.43	0.41	0.41	0.46	0.05	0.00
Cl	0.18	0.17	0.19	0.16	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.11	0.18

occur as free crystals in the matrix and pumice, and as inclusions in plagioclase, biotite, and amphibole. Magnetic properties of the deposits indicate variation of the magnetic mineral assemblage, not detected by microscopic observations nor by microprobe analysis on large (>50µm) Fe–Ti oxide grains. For example, a vertical section in the thick white unit of the AAI

(Quebrada Añas Huayco, SW part of the Arequipa depression), shows changes in magnetic signatures (unblocking temperature, magnetic susceptibility) from titanohematite at the top of the unit to titanomagnetite at the base. Titanomagnetite signature has been observed in the uppermost pink unit of AAI and most of the LJI samples (Paquereau et al., submitted for publication).

Table 2 (continued)

LJI												
	19- biot1	19- biot3	19- biot5	19b- biot1	19b- biot3	19b- biot4	19b- biot6	19b- biot7	19b- biot10	68- biot2	68- biot3	68- biot5
SiO ₂	38.41	38.37	36.64	37.65	38.32	38.09	38.81	38.39	37.91	38.43	38.47	38.70
TiO ₂	4.64	4.82	4.07	4.61	4.59	4.76	4.54	4.73	4.79	4.87	4.85	4.76
Al ₂ O ₃	13.86	13.71	13.07	14.53	14.05	14.56	14.64	13.82	14.41	13.91	13.82	13.84
FeO	16.42	16.14	22.17	18.60	16.46	17.63	16.72	16.25	16.64	15.85	15.96	15.71
MnO	0.49	0.56	0.82	0.82	0.40	0.44	0.39	0.46	0.52	0.51	0.55	0.52
MgO	15.15	15.26	13.51	13.50	15.08	14.17	14.19	15.32	14.65	15.30	15.17	15.42
CaO	0.00	0.07	0.04	0.03	0.00	0.00	0.06	0.03	0.02	0.05	0.00	0.00
Na ₂ O	0.60	0.57	0.55	0.46	0.62	0.58	0.57	0.75	0.64	0.60	0.58	0.59
K ₂ O	9.46	9.27	8.60	8.75	9.33	8.83	8.90	9.09	9.11	9.29	9.39	9.36
BaO	0.77	1.02	0.11	0.86	0.97	0.80	1.02	0.96	1.02	1.00	0.97	0.89
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
Cl	0.20	0.18	0.19	0.18	0.15	0.14	0.13	0.19	0.12	0.19	0.20	0.20

LJI												
	34- biot1	34- biot2	66- biot5	66- biot7	66b- biot5	17a- biota	17a- biot9	17a- biotb	17b- biot5	21- biot7	21- biot-a	20- biot1
SiO ₂	39.83	38.65	39.03	40.56	39.36	39.68	41.61	38.75	39.75	38.62	36.53	39.80
TiO ₂	4.44	4.74	4.80	4.54	4.68	4.50	4.42	4.68	4.67	4.33	4.91	4.36
Al ₂ O ₃	13.34	14.04	13.74	13.25	13.48	13.32	13.40	13.54	13.44	13.14	14.26	13.70
FeO	15.81	16.04	16.32	15.73	16.00	15.46	14.72	16.04	15.40	16.64	17.28	16.19
MnO	0.53	0.55	0.52	0.54	0.55	0.48	0.47	0.53	0.49	0.62	0.56	0.70
MgO	15.72	15.19	15.12	15.61	15.51	16.01	15.10	15.55	15.72	15.95	14.92	14.99
CaO	0.00	0.00	0.07	0.05	0.01	0.05	0.08	0.01	0.11	0.05	0.02	0.09
Na ₂ O	0.38	0.50	0.68	0.48	0.47	0.54	0.56	0.54	0.54	0.61	0.62	0.49
K ₂ O	9.55	9.32	8.77	8.81	9.08	9.66	9.18	9.24	9.09	9.56	9.33	9.29
BaO	0.20	0.80	0.75	0.25	0.65	0.12	0.22	0.87	0.55	0.26	1.35	0.22
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.19	0.16	0.21	0.18	0.17	0.19	0.23	0.20	0.22	0.20	0.22	0.14

RCI													
	18a- biot1	18a- biot2	18a- biot3	18a- biot4	18a- biot6	18a- biot7	18b- biot1	18b- biot2	18b- biot3	18b- biot4	18b- biot5	18b- biot6	18b- biot7
SiO ₂	38.07	38.13	37.90	38.02	38.48	37.92	38.74	38.86	38.59	38.11	38.40	38.89	38.57
TiO ₂	4.39	4.40	4.34	4.55	4.48	4.52	4.39	4.50	4.40	4.43	4.47	4.54	4.56
Al ₂ O ₃	14.47	14.63	14.72	15.18	14.88	14.89	15.02	15.08	14.74	14.60	14.87	15.01	14.77
FeO	18.62	18.25	18.43	15.81	15.82	15.63	15.01	14.77	15.27	17.25	16.55	15.15	15.58
MnO	0.28	0.26	0.26	0.18	0.20	0.19	0.15	0.22	0.17	0.19	0.21	0.16	0.18
MgO	13.66	13.81	13.62	15.62	15.49	15.63	16.03	15.97	16.24	14.42	14.82	15.71	15.67
CaO	0.00	0.05	0.10	0.05	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.05	0.02
Na ₂ O	0.37	0.38	0.40	0.37	0.48	0.50	0.58	0.57	0.53	0.50	0.50	0.49	0.55
K ₂ O	9.46	9.43	9.54	9.53	9.40	9.49	9.19	9.41	9.33	9.56	9.57	9.20	9.40
BaO	0.50	0.51	0.58	0.55	0.58	1.04	0.73	0.48	0.57	0.80	0.48	0.66	0.56
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Data recalculated to 100% anhydrous. Minerals have been analysed using the JEOL LXA 89000R microprobe of Geochemie Institut at Göttingen University. Acceleration voltage: 15kV, current intensity: 2×10^{-8} A, and probe diameter: 10 μ m.

Because feldspars and Fe–Ti oxide crystals are generally altered, they display a wider range in composition within a single rock than between different ignimbrites. Hence, they are of no use for correlation purposes.

The most diagnostic results for distinguishing ignimbrite sheets in this region stem from the

composition of amphiboles. Amphiboles occur in the RCI (15 vol.% of crystal content), LJI (4 vol.%), and as traces in the pink unit of the AAI, and display significant compositional variations between ignimbrites. Most of the amphiboles are edenite (Na + K \gg 0.5). De Silva and Francis (1989) used Mn,

Fe, and Mg contents of amphiboles to fingerprint ignimbrites in the Central Andes but considered Al and Ti contents useless for correlation as they are not sufficiently different. Ti, Fe, Al, and Mn contents of amphiboles of the Arequipa Ignimbrites, however, gave the best correlation results. The LJI amphiboles are poor in TiO_2 (1.07–1.15 wt.%), FeO (11.85–12.09 wt.%) and Al_2O_3 (4.92–5.16 wt.%) and are MnO rich (0.98–1.06 wt.%) when compared to other compositions in other units (Fig. 5B and Table 2). Amphiboles of the pink unit of the AAI and the RCI show higher contents of TiO_2 (1.28–2.16 wt.%), FeO (13.85–14.45 wt.%), and Al_2O_3 (8.27–10.50 wt.%), which is consistent with the less differentiated compositions of the corresponding bulk rock (Table 3).

In summary, the petrographic features (i.e., occurrence or lack of certain minerals) together with the composition of phenocrysts, especially of amphiboles and biotites, can be applied as correlation tools in the case of the Arequipa Ignimbrites. Especially amphibole contents and compositions are significantly distinct in the LJI, the RCI and the pink unit of the AAI, and allow quick and efficient discrimination.

5.2. Pumice major element chemistry

Geochemical correlation should be based on juvenile pumice compositions, because the matrix or the ignimbrite bulk rock sample is subject to fractionation, mixing, and contamination by conduit walls and basement rocks during eruption and flow emplacement (Hildreth and Mahood, 1985). Samples were pooled from >5 to 20 individual pumice clasts (depending on size from >5 cm to <2 cm) assuring that pumices were unaltered, macroscopically homogeneous, and fully representative. Pumices were cleaned with a brush to remove any adhering ignimbrite matrix that could bias the composition. Pumice populations were always found to be uniform, only pumices from Yura Tuffs show some heterogeneity, which was accounted for by a relatively large sample.

37 samples were analysed at the Abt. Geochemie at Göttingen University: geochemical data are presented in Table 3. Samples were analysed for major elements and Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Ga, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, V, Ba, and Sc using X-ray fluorescence (XRF). Rare earth elements (REE) and Li, Mo, Cs, Cd, Hf, Ta, W, Pb, Th, and U contents were measured by inductively coupled plasma–mass spectrometry (ICP–MS).

Most ignimbrites are calc–alkaline, high-K ($\text{K}_2\text{O} > 4$ wt.%) rhyolites ($\text{SiO}_2 > 70$ wt.%: Le Maître et al., 1989; Fig. 6), few are subalkaline, and some samples from the La Joya Ignimbrite even reach alkaline composition. The LJI exhibits the highest K_2O , the lowest CaO, and MgO contents (Table 3: up to 6.67 wt. % K_2O , down to 0.5 wt.% CaO, and 0.03 wt.% MgO) and high SiO_2 contents (Table 3: up to 76.60 wt.%).

5.3. Trace element chemistry and Sr isotopic compositions of pumices

N-MORB-normalized spider diagrams of the Arequipa Ignimbrites exhibit typical compositions of continental margin volcanic arc magmas (Fig. 7). They display strong enrichment in the large ion lithophile elements (LILE: Cs, Rb, Ba, K) relative to the High field strength elements (HFSE: Nb, Ta), a typical feature of subduction-zone trace-element distribution patterns. Incompatible trace elements are abundant in comparison to oceanic–arc related lavas. The RCI and the LJI display stronger enrichment in Cs (5–13 ppm), Rb (150–289 ppm), Th (13.10–33.59 ppm), and U (2.74–6.68 ppm), than in the AAI and in the YT (Cs: 1.4–5 ppm, Rb: 104–175 ppm, Th: 3–15.8 ppm, U: 0.47–3.65 ppm) (Table 3), as shown by their respective Cs/Y ratios (Fig. 8). In addition, the RCI and the LJI display a weak negative Ba anomaly, and a lower Ba/Th ratio than other ignimbrites (Figs. 7B and 8).

The Arequipa Ignimbrites show moderate total REE contents (55–140 ppm, Table 3), and fractionated chondrite-normalized REE patterns (Fig. 9), with high LREE concentrations (40 to 150 times chondritic abundances) and high LREE/HREE ratios ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 8–23$). These observations are consistent with continental margin subduction related rocks.

The Arequipa Ignimbrites show three different REE patterns. A majority of LJI and RCI samples exhibit $\text{LREE} > 100$ times chondritic abundances and negative Eu anomalies (Eu/Eu^* , Fig. 9C). These ignimbrites contrast with the YT samples, which are less enriched in LREE (50–80 times chondrite abundance) and unique in showing a positive Eu anomaly (Fig. 9A). The AAI displays an intermediate pattern but a scattered LREE enrichment (60–130 times chondrite abundance, Fig. 9B). RCI and AAI share a weak negative Eu anomaly.

Conversely, the studied ignimbrites exhibit little if any HREE fractionation (Sm/Yb) and low Sr/Y ratios ($\text{Sm}/\text{Yb} < 3.1$, and $\text{Sr}/\text{Y} < 16.7$, Fig. 10A). Flat HREE patterns with $\text{Sm}/\text{Yb} < 16.7$ and $\text{Sr}/\text{Y} < 3.1$ clearly

Table 3
Chemical analyses of pumices in the Arequipa ignimbrites

Sample	Pink unit of AAJ										White unit of AAJ									
	PIG-02-56	PIG-02-58	PIG-02-64	PIG-02-59	PIG-02-60	PIG-03-106	PIG-00-16	PIG-00-42	PIG-02-71	PIG-02-72	PIG-02-73	PIG-02-92	PIG-02-53	PIG-02-132	PIG-03-115	PIG-00-22	PIG-00-43b	PIG-02-79	PIG-02-78	
SiO ₂	76.0	76.1	75.2	74.4	76.1	75.2	73.7	74.9	75.1	75.2	74.6	74.8	74.6	74.8	74.2	74.8	74.9	75.8		
TiO ₂	0.154	0.155	0.195	0.223	0.151	0.183	0.224	0.191	0.189	0.186	0.143	0.194	0.191	0.226	0.223	0.182	0.186	0.154		
Al ₂ O ₃	13.3	13.3	13.6	13.8	13.3	13.8	13.9	13.8	13.7	13.6	14.2	13.9	13.7	13.7	14.0	13.7	13.8	13.3		
FeO	0.95	0.81	1.20	1.33	0.74	1.07	1.53	1.09	1.06	1.08	1.00	1.20	1.16	1.29	1.39	1.09	1.09	0.92		
MnO	0.080	0.058	0.080	0.084	0.059	0.070	0.080	0.077	0.074	0.075	0.087	0.087	0.072	0.078	0.078	0.060	0.078	0.076		
MgO	0.17	0.16	0.23	0.44	0.22	0.27	0.46	0.24	0.21	0.25	0.27	0.32	0.29	0.44	0.32	0.23	0.30	0.20		
CaO	0.75	0.82	0.97	1.08	0.93	1.07	1.46	1.00	1.01	0.98	1.19	1.01	0.99	1.32	1.22	0.69	1.07	1.08		
Na ₂ O	3.93	3.19	3.83	3.13	3.06	4.10	4.43	4.36	4.30	4.25	3.40	3.97	3.96	3.46	4.50	4.07	3.99	4.07		
K ₂ O	4.63	5.37	4.64	5.24	5.42	4.27	4.19	4.31	4.31	4.39	5.00	4.47	4.97	4.69	4.04	5.26	4.47	4.42		
P ₂ O ₅	0.032	0.022	0.041	0.046	0.026	0.046	0.064	0.045	0.044	0.045	0.051	0.052	0.050	0.058	0.057	0.042	0.043	0.028		
Rb	116	164	115	119	175	104	109	113	117	113	125	115	110	136	109	253	112	115		
Sr	120	117	169	205	131	206	209	171	159	160	229	177	169	208	208	144	178	131		
Y	13.0	13.0	15.0	16.0	14.0	14.0	14.0	14.0	13.0	15.0	13.0	16.0	14.0	12.0	14.0	15.0	14.0	12.0		
Zr	81	93	95	69	102	76	76	69	70	67	72	84	99	83	67	87	70	63		
Cs	1.87	5.73	1.89	1.98	6.30	1.49	1.50	1.42	1.71	1.49	3.05	1.90	1.71	1.87	1.46	4.58	1.72	2.01		
Ba	1122	884	1175	1087	973	1239	1121	1164	1127	1148	1135	1144	1117	1231	1168	1007	1178	1069		
Hf	2.89	3.23	3.15	3.82	2.40	3.85	2.76	2.58	2.65	2.53	2.73	2.93	3.65	3.08	2.56	3.04	2.65	2.46		
Pb	25.42	10.70	17.67	23.12	25.29	20.39	23.66	16.12	21.22	20.22	26.62	24.31	19.10	19.20	29.98	22.64	20.56	22.15		
Th	5.73	9.88	4.98	3.01	3.21	8.64	4.52	6.67	7.53	6.84	5.85	3.73	6.33	6.46	4.63	6.44	6.74	4.21		
U	0.93	2.13	0.69	0.60	3.65	1.10	0.56	0.84	1.00	0.90	1.10	0.57	0.81	0.80	0.58	0.93	0.84	0.47		
Ta	0.52	0.68	0.59	0.44	0.86	1.05	0.96	0.95	1.08	1.00	0.69	0.48	0.54	0.63	0.78	0.55	1.06	0.89		
La	14.75	10.15	15.57	11.82	18.00	31.72	18.12	28.09	29.38	26.73	11.06	14.72	23.50	21.70	20.68	18.66	28.30	13.45		
Ce	35.58	29.48	44.58	38.42	31.41	67.50	47.39	56.75	59.00	54.95	35.47	41.55	57.30	53.70	50.78	40.76	58.54	36.84		
Pr	3.22	2.04	3.14	2.05	3.71	6.30	3.60	5.43	5.81	5.28	2.72	2.93	5.06	4.56	3.93	4.03	5.35	2.74		
Nd	10.48	6.39	10.20	7.53	11.90	21.21	12.20	18.03	19.17	17.52	9.57	9.47	17.00	15.20	13.43	13.49	17.67	9.43		
Sm	1.97	1.25	1.90	1.48	1.97	3.16	1.88	2.58	2.76	2.59	1.72	1.74	2.73	2.48	1.92	2.43	2.60	1.53		
Eu	0.71	0.55	0.76	0.64	0.44	0.68	0.45	0.57	0.59	0.57	0.39	0.72	0.57	0.53	0.47	0.78	0.55	0.34		
Gd	1.78	1.18	1.78	1.42	1.88	2.40	1.45	1.90	2.06	1.98	1.26	1.65	2.49	2.30	1.56	2.26	1.96	1.19		
Tb	0.27	0.19	0.27	0.22	0.24	0.33	0.21	0.28	0.30	0.29	0.23	0.24	0.31	0.29	0.22	0.31	0.28	0.19		
Dy	1.24	0.85	1.18	1.05	1.42	1.85	1.18	1.55	1.70	1.63	1.38	1.11	1.72	1.65	1.25	1.41	1.57	1.07		
Ho	0.27	0.21	0.27	0.25	0.29	0.37	0.24	0.32	0.32	0.29	0.26	0.25	0.34	0.32	0.29	0.31	0.29	0.21		
Er	0.77	0.58	0.79	0.71	0.69	1.06	0.71	0.88	0.92	0.93	0.83	0.71	1.05	1.00	0.71	0.86	0.88	0.65		
Tm	0.16	0.13	0.16	0.14	0.15	0.16	0.11	0.13	0.15	0.13	0.13	0.14	0.16	0.16	0.11	0.17	0.13	0.10		
Yb	0.90	0.72	0.87	0.83	1.01	1.09	0.71	0.83	0.94	0.87	0.85	0.79	1.08	1.03	0.85	0.71	0.94	0.68		
Lu	0.17	0.15	0.17	0.15	0.17	0.17	0.12	0.14	0.15	0.14	0.13	0.15	0.17	0.16	0.11	0.17	0.14	0.11		
Eu/Eu*	1.17	1.39	1.26	1.35	0.89	0.75	0.83	0.79	0.76	0.77	0.81	1.30	0.86	0.68	0.83	1.01	0.74	0.77		
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr					0.7081	0.7094									0.70872			0.70903		
Error					0.000011	0.000009									0.00001			0.00001		

Major elements and Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Ba were analysed using XRF (Geochemie Institut at Göttingen University). Rare Earth elements (REE) and Cs, Hf, Th, Pb, Th, U contents were measured by ICP-MS (Geochemie Institut at Göttingen University). Major elements are recalculated to 100% anhydrous.

Sample	White unit of AAI											LJI											RCI								
	PIG-03-			PIG-00-			PIG-02-			PIG-02-			PIG-00-			PIG-02-			PIG-02-			PIG-03-			PIG-03-			PIG-00-			
	130	17a	19b	17b	17a	19b	75	77	75	75	77	75	20	21	20	68	68bis	76	98	118b	101	131		131	186	186	186	186			
SiO ₂	74.7	75.3	75.3	75.2	75.5	75.5	75.2	75.8	75.8	76.1	76.0	75.6	74.9	74.9	73.0	76.2	75.7	76.4	76.6	74.5	75.0	76.7	72.9	72.9	72.9	72.9	72.9	72.9			
TiO ₂	0.221	0.170	0.170	0.172	0.169	0.156	0.156	0.151	0.151	0.155	0.155	0.159	0.153	0.153	0.267	0.146	0.153	0.159	0.152	0.175	0.160	0.163	0.163	0.163	0.163	0.163	0.163	0.224			
Al ₂ O ₃	13.7	13.7	13.7	13.9	13.7	13.0	13.9	12.9	12.9	13.1	13.1	13.5	14.2	14.2	13.8	13.0	13.0	12.7	12.7	14.4	14.4	13.6	14.6	14.6	14.6	14.6	14.6	14.6			
FeO	1.52	1.04	1.04	1.07	1.05	0.85	0.85	0.91	0.91	0.89	0.89	0.89	0.90	0.90	2.11	0.88	0.93	0.91	0.90	1.10	1.00	0.44	1.54	1.54	1.54	1.54	1.54	1.54			
MnO	0.076	0.030	0.030	0.064	0.081	0.349	0.349	0.055	0.055	0.349	0.349	0.083	0.058	0.058	0.094	0.061	0.062	0.055	0.034	0.070	0.058	0.044	0.044	0.044	0.044	0.044	0.044	0.044			
MgO	0.63	0.11	0.11	0.55	0.51	0.18	0.18	0.14	0.14	0.18	0.18	0.49	0.21	0.21	0.39	0.10	0.13	0.12	0.12	0.17	0.03	0.03	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27			
CaO	1.37	0.70	0.70	0.73	0.72	0.78	0.78	0.78	0.78	0.78	0.68	0.69	0.86	0.86	1.27	0.61	0.90	0.70	0.53	1.12	0.74	0.49	1.06	1.06	1.06	1.06	1.06	1.06			
Ni ₂ O	2.53	4.05	4.05	2.80	2.80	3.30	3.30	4.34	4.34	3.76	3.76	3.10	2.22	2.22	4.21	3.46	3.19	3.46	2.98	2.78	3.20	3.69	4.64	4.64	4.64	4.64	4.64	4.64			
K ₂ O	5.22	4.82	4.82	5.61	5.52	5.57	5.12	4.85	4.85	5.12	5.12	5.46	6.67	6.67	4.82	5.52	5.36	5.67	5.97	4.60	5.30	4.87	4.62	4.62	4.62	4.62	4.62	4.62			
P ₂ O ₅	0.063	0.013	0.013	0.017	0.018	0.023	0.024	0.024	0.024	0.023	0.024	0.040	0.025	0.025	0.054	0.019	0.022	0.028	0.025	0.049	0.013	0.030	0.048	0.048	0.048	0.048	0.048	0.048			
Rb	128	201	201	202	200	234	234	206	206	234	223	191	204	204	200	242	209	210	289	150	199	213	199	199	199	199	199	199			
Sr	217	96	96	75	66	72	80	82	82	72	80	34	47	47	161	71	76	62	55	139	79	66	208	208	208	208	208	208			
Y	13.0	16.0	16.0	18.0	19.0	18.0	18.0	16.0	16.0	18.0	14.0	16.0	20.0	20.0	17.0	17.0	15.0	15.0	17.0	15.0	20.0	16.0	18.0	18.0	18.0	18.0	18.0	18.0			
Zr	80	62	62	86	76	64	66	73	73	64	66	84	86	86	77	83	81	80	90	106	99	90	81	81	81	81	81	81			
Nb	12.0	12.0	12.0	14.0	15.0	11.0	11.0	12.0	12.0	11.0	13.0	15.0	16.0	16.0	14.0	13.0	14.0	13.0	13.0	11.0	15.0	12.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0			
Ba	980	731	731	502	441	452	502	502	502	452	591	317	390	390	706	519	520	469	379	759	634	483	1025	1025	1025	1025	1025	1025			
Hf	2.78	2.78	2.78	3.58	3.51	2.82	2.82	3.08	3.08	2.82	2.87	3.35	3.58	3.58	3.06	3.28	3.21	3.34	3.68	3.97	4.07	3.98	3.27	3.27	3.27	3.27	3.27	3.27			
Pb	19	15.61	15.61	21.10	21.10	14.98	14.98	12.98	12.98	14.98	17.24	25.94	19.54	19.54	17.64	27.13	11.11	14.30	15.30	17.30	23.50	13.90	15.41	15.41	15.41	15.41	15.41	15.41			
Th	7.27	27.11	27.11	33.59	33.59	25.19	25.19	25.68	25.68	25.19	25.90	15.31	17.55	17.55	21.24	20.01	18.34	26.10	27.10	13.10	21.80	29.50	20.82	20.82	20.82	20.82	20.82	20.82			
U	0.829	4.50	4.50	6.68	6.68	5.51	5.51	6.08	6.08	5.51	6.23	3.76	4.25	4.25	3.59	5.04	4.05	7.13	8.02	2.74	6.45	7.34	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99			
Ta	0.632	1.08	1.08	1.24	1.24	1.34	1.34	1.47	1.47	1.34	1.10	1.68	1.24	1.24	1.30	0.61	0.80	0.49	0.63	0.83	0.62	0.57	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07			
La	24.5	28.91	28.91	36.36	36.36	25.62	25.62	24.17	24.17	25.62	28.64	22.98	25.43	25.43	28.87	15.68	12.51	24.60	20.40	23.00	15.60	36.10	27.17	27.17	27.17	27.17	27.17	27.17			
Ce	56.8	57.02	57.02	77.48	77.48	52.67	52.67	51.89	51.89	52.67	55.38	48.85	57.55	57.55	60.01	33.81	31.23	49.90	43.90	55.10	32.10	58.70	58.77	58.77	58.77	58.77	58.77	58.77			
Pr	4.97	5.14	5.14	6.95	6.95	4.93	4.93	4.67	4.67	4.93	5.24	4.87	5.43	5.43	5.36	3.22	2.54	5.00	4.41	4.28	3.44	6.95	5.03	5.03	5.03	5.03	5.03	5.03			
Nd	16.2	16.10	16.10	21.72	21.72	15.35	15.35	14.93	14.93	15.35	16.70	16.66	18.59	18.59	17.76	10.35	8.20	15.60	14.20	13.70	11.20	21.60	16.21	16.21	16.21	16.21	16.21	16.21			
Sm	2.64	2.37	2.37	3.21	3.21	2.25	2.25	2.16	2.16	2.25	2.34	2.68	3.01	3.01	2.68	1.78	1.42	2.34	2.36	2.16	1.83	3.25	2.41	2.41	2.41	2.41	2.41	2.41			
Eu	0.542	0.47	0.47	0.47	0.45	0.34	0.34	0.35	0.35	0.34	0.35	0.38	0.47	0.47	0.55	0.45	0.38	0.31	0.26	0.45	0.29	0.48	0.56	0.56	0.56	0.56	0.56	0.56			
Gd	2.5	1.93	1.93	2.28	2.55	1.73	1.73	1.66	1.66	1.73	1.80	1.99	2.28	2.28	2.09	1.69	1.42	2.19	2.29	2.09	1.77	3.10	1.86	1.86	1.86	1.86	1.86	1.86			
Tb	0.313	0.26	0.26	0.35	0.35	0.26	0.26	0.25	0.25	0.26	0.26	0.32	0.35	0.35	0.31	0.24	0.22	0.31	0.26	0.22	0.24	0.39	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25			
Dy	1.77	1.45	1.45	2.01	2.12	1.57	1.57	1.53	1.53	1.57	1.50	1.80	2.01	2.01	1.80	1.07	0.96	1.53	1.79	1.51	1.42	2.18	1.44	1.44	1.44	1.44	1.44	1.44			
Ho	0.35	0.30	0.30	0.44	0.44	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.30	0.34	0.39	0.39	0.36	0.25	0.23	0.31	0.36	0.31	0.29	0.42	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29			
Er	1.08	0.93	0.93	1.16	1.35	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.92	1.02	1.16	1.16	1.07	0.73	0.67	0.96	1.14	0.96	0.93	1.25	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87			
Tm	0.161	0.14	0.14	0.21	0.21	0.16	0.16	0.15	0.15	0.16	0.15	0.15	0.18	0.18	0.16	0.15	0.14	0.15	0.18	0.15	0.14	0.19	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13			
Yb	1.08	1.00	1.00	1.48	1.48	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.02	1.04	1.18	1.18	1.09	0.83	0.81	1.04	1.22	1.06	1.00	1.31	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90			
Lu	0.174	0.16	0.16	0.24	0.24	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.15	0.18	0.18	0.18	0.17	0.16	0.17	0.20	0.18	0.16	0.21	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15			
Eu/Eu*	0.64	0.67	0.67	0.48	0.48	0.53	0.53	0.57	0.57	0.53	0.52	0.50	0.55	0.55	0.71	0.78	0.81	0.42	0.34	0.65	0.49	0.46	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81			
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70936	0.707289	0.707289	0.707747	0.707535	0.707747	0.707747	0.707181	0.707181	0.707747	0.707531	0.707531	0.707531	0.707531	0.707181	0.707531	0.707531	0.707531	0.707531	0.707531	0.708953	0.707484	0.707545	0.707545	0.707545	0.707545	0.707545	0.707545			
Error	SE=06	0.00001	0.00001	0.000008	0.000007	0.000007	0.000007	0.000009	0.000009	0.000007	0.000007	0.000007	0.000007	0.000007	0.000009	0.000011	0.000011	0.000011	0.000011	0.000011	0.000011	0.000011	0.000011	0.000011	0.000011	0.000011	0.000011	0.000011	0.000011		

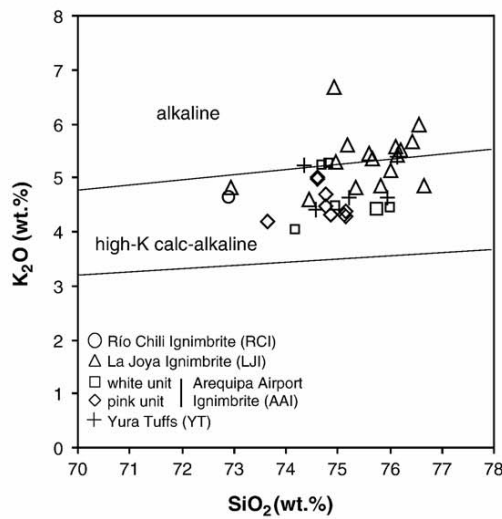


Fig. 6. Plot of K_2O vs. SiO_2 for bulk pumices. Compositional subdivisions after Le Maître et al. (1989).

exclude any significant role of garnet in the evolution of these ignimbrite magmas. Such limited HREE fractionation is, however, consistent with equilibration with a residual mineral assemblage containing pyroxene and amphibole, thus reflecting a differentiation at intermediate to shallow crustal levels (<40km; [Mahlburg Kay and Mpodozis, 2002](#)). Given the “crustal” signatures in Sr, and Nd isotopes, we argue below that these magmas are partially derived from the crust, with some input of heat and melt from magmas that were derived from the mantle wedge of the subduction zone.

The Ba/Th ratio vs. Eu anomaly plot (Fig. 10B) displays three compositional groups: LJI and RCI have the lowest Ba/Th ratio associated with the largest negative Eu anomaly, typically reflecting a fractionation process controlled by sanidine. In contrast, most AAI pumices display a weaker negative Eu anomaly and a higher Ba/Th ratio, possibly indicating less sanidine fractionation. The YT trace elements show a larger scattering of Ba/Th ratios and positive Eu anomalies. In the Ba/Th vs. Rb/Sr diagram (Fig. 10C), the low Ba/Th ratios of the LJI and high Rb/Sr, contrast with those of the AAI and YT.

Sr isotopic compositions of AAI are higher than that in LJI (Table 3 and Fig. 11). $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in LJI vary from 0.70718 to 0.70810, and in AAI they range from 0.70872 to 0.70935.

The geochemical and mineralogical variations detected in the Arequipa Ignimbrites may be the

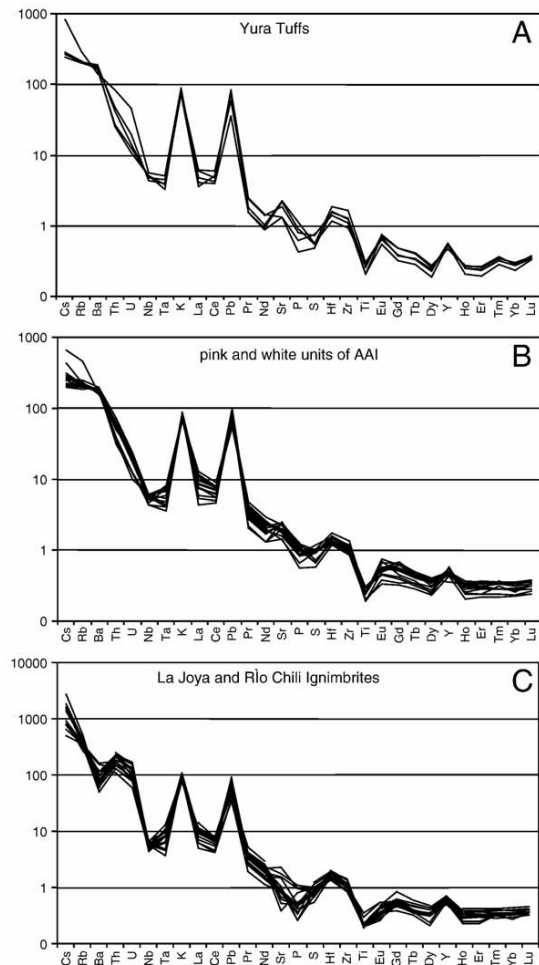


Fig. 7. N-MORB normalized multi-element variation diagram for pumice clasts of the four main ignimbrite sheets. Normalizing factors taken from [Sun and McDonough \(1989\)](#).

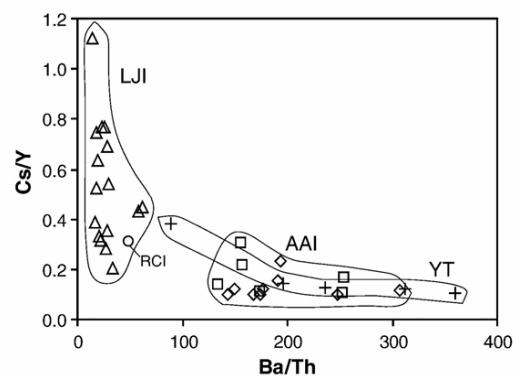


Fig. 8. Cs/Y vs. Ba/Th plot for the Arequipa area ignimbrites. Symbols as in Fig. 6.

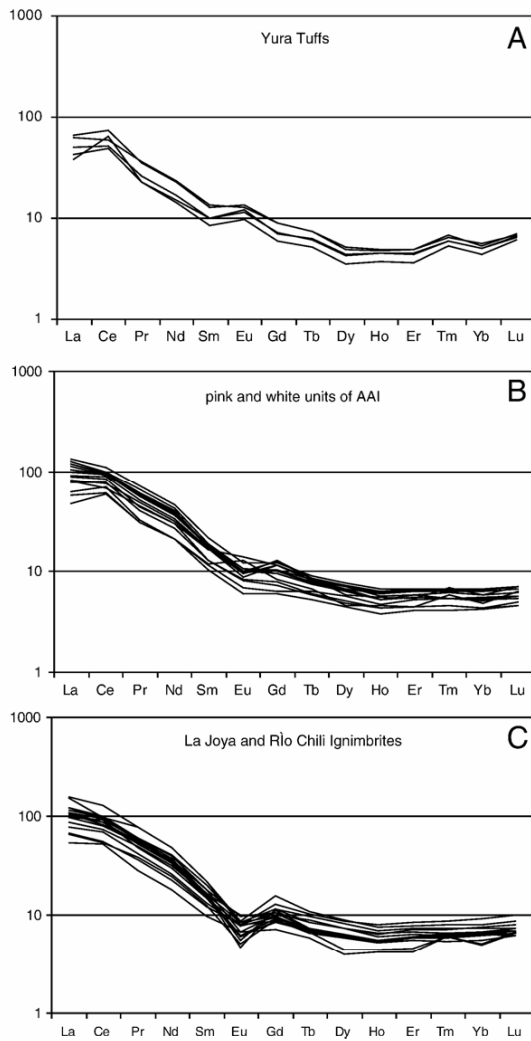


Fig. 9. Chondrite (C1)-normalized REE abundances for samples from four main ignimbrite sheets. Normalizing factors taken from Sun and McDonough (1989).

consequence of heterogeneities in the composition of the magma sources and/or in the variable degree of magmatic differentiation and crustal assimilation with time.

6. Discussion

Firstly, we discuss the use of geochemical compositions for the purpose of correlation. Secondly, the magmatic periods recorded by at least three voluminous ignimbrites are considered in the light of the uplift and erosion history of the Central Andes in southern Peru in order to determine how the

pyroclastic deposits have been sourced, erupted, and emplaced. Finally, we address the problem of vent locations.

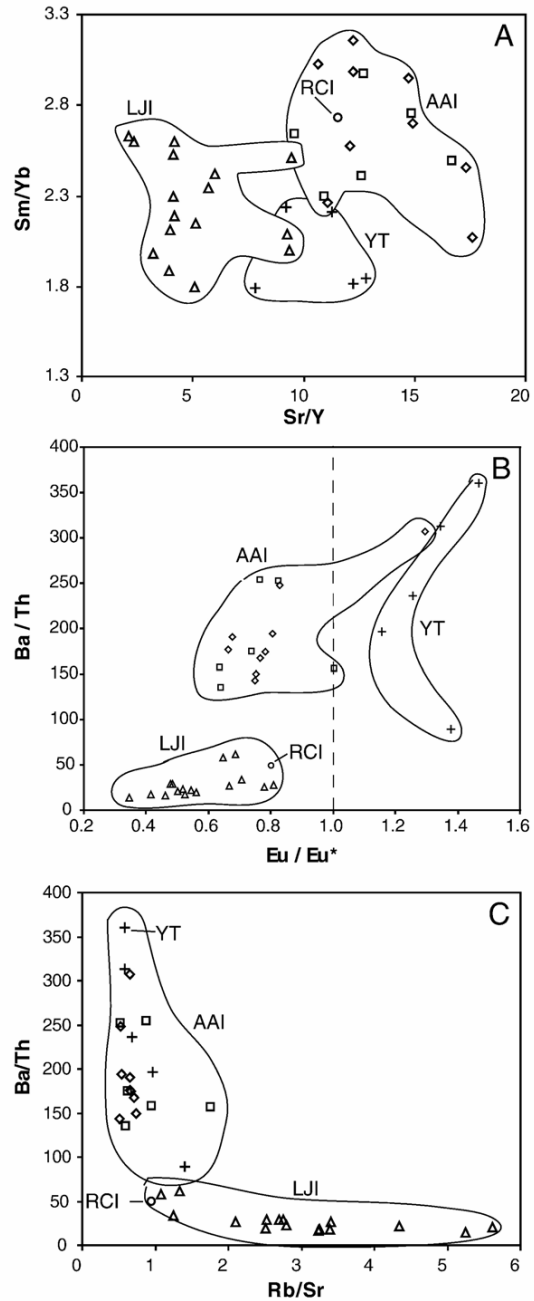


Fig. 10. Trace element ratio plots for the Arequipa Ignimbrites. (A) Sm/Yb vs. Sr/Y, (B) Ba/Th vs. Eu/Eu*, and (C) Ba/Th vs. Rb/Sr. Symbols as in Fig. 6.

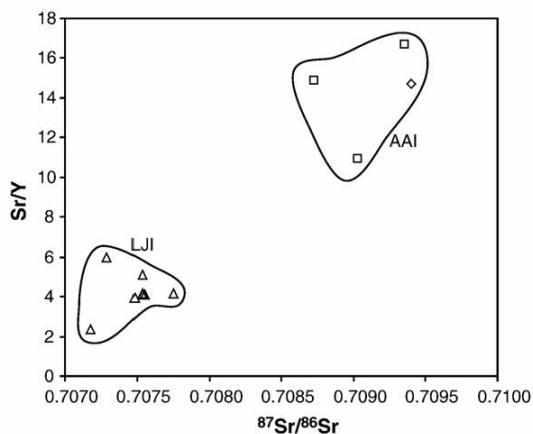


Fig. 11. Sr isotopic composition versus Sr/Y for the Arequipa Ignimbrites. Symbols as in Fig. 6.

6.1. Trace element and Sr isotope signatures

Trace elements and mineralogical data display compositional groups, which correlate with stratigraphic units and ages (Figs. 5, 10, and 11). As shown in Section 6.2, these four compositionally and stratigraphically different ignimbrites were emplaced during periods of high rates of convergence of the Nazca plate with respect to the South American plate.

Two compositional groups of ignimbrites and tuffs can be distinguished using major elements, REE, incompatible trace element ratios, and Sr isotopic ratios (Figs. 7–11, and Table 3). The first group consists of the Miocene RCI and Pliocene LJI, for whose differing amphibole chemistry is helpful in distinguishing them. As shown in Section 5.3, the LJI is more evolved than the other ignimbrites in terms of major and incompatible elements (e.g. high SiO₂, K₂O, and low CaO and MgO, enrichment in Cs, Rb, Th, U, and the LREE, and negative Ba and Eu/Eu* anomalies). However, the LJI also has lower Sr isotopic ratios, which suggest that it has suffered less crustal assimilation compared to the AAI. The second group comprises the younger AAI and YT. Positive Eu-anomalies in the YT help to distinguish it from the AAI. These two ignimbrites are less evolved than the LJI and RCI (less enriched in LILE and LREE, weaker or no Eu/Eu* and no negative Ba anomaly).

Thus, it is inferred that varying degrees of magmatic differentiation and crustal contamination were responsible for the observed compositional shifts between the two groups of ignimbrites. The less evolved younger ignimbrites (AAI and YT) were affected by larger

degrees of crustal contamination. Hildreth and Moorbath (1988), Walker et al. (1991), and Trumbull et al. (1999) have demonstrated that younger andesite/dacite arc lavas in the Chilean Andes display higher Sr isotopic ratios than older lavas. Alternatively, the shift in composition could be explained by different source proportions (mantle vs. crust) rather than by magmatic evolution. LJI and RCI initial melts are closer to the eutectic and are rather wet. With increasing time and more extensive melting of the crust, the AAI and YT initial melts are slightly less evolved and drier than RCI and LJI “granitic” initial melts. These drier melts would also have a higher temperature which would allow them to assimilate more crustal material as shown by their higher ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios.

Interpretations from refraction and broadband seismic data suggest that the crustal root is 70–74 km thick beneath the Western Cordillera (see reviews in Zandt et al., 1996; Gregory-Wodzicki, 2000). Many Quaternary magmas having traversed thick Andean crust show the geochemical fingerprint of garnet (HREE fractionation expressed as high Sm/Yb > 6 and Sr/Y > 40) either from a residual crustal assemblage during assimilation or from garnet fractionation at high pressures (> 40 km; Mahlburg Kay and Mpodozis, 2002; Mamani et al., 2004; Wörner et al., 2004; Thouret et al., 2005). However, the flat HREE of the Arequipa Ignimbrites (Figs. 9 and 10a) are different from those of most modern Central Andean magmas, suggesting no role of garnet in their evolution. Thus, the low Sm/Yb ratios associated to high ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios are attributed to crustal melting and assimilation in the shallow level of the crust (Fig. 11).

6.2. Ignimbritic magmatism and uplift of the Western Cordillera

Table 4 shows relationships between uplift, tectonic phases, and ignimbrite episodes in southern Peru. Tosdal et al. (1984) suggest that the landforms of the western slopes of the Western Cordillera reflect episodic epeirogenic uplift (3 major stages, Table 4) of the Central Andes in response to compressional tectonic events, subsequent to the upper Eocene Incaic tectonic episode (ca. 42 Ma). Sébrier and Soler (1991) suggest that Andean uplift mainly occurred during Miocene times through discontinuous pulses that are roughly coeval with four discrete compressional episodes (Table 4). (1) The first uplift produced the lower Miocene Altos de Camilaca surface (S1 stage of Sébrier et al., 1988), which was mantled by the Alpabamba and Huaylillas ignimbrites. This uplift postdates the Aymara tectonic

Table 4
 Relationships between ignimbritic volcanism, tectonic phases and uplift in southern Peru

Ages (Ma)	Neogene ignimbritic events in the Arequipa area	Neogene ignimbritic events in southern Peru	Tectonic events	Uplift episodes	Ages (Ma)
0		Pleistocene Ignimbrites (ca. 1.6–0.4 Ma; Vatin-Perrignon et al., 1996)		S3 uplift (Pleistocene, Sébrier et al., 1988)	0
1	YT			Valley and terrace stage (early Pleistocene, Tosdal et al., 1984)	1
2	AAI		(ca. 2 Ma, Sébrier et al., 1988; Sébrier and Soler, 1991)		2
3		Seneca Ignimbrites (Lefèvre, 1979; Vatin-Perrignon et al., 1996; Thouret et al., 2004)			3
4	LJI				4
5					5
6			Quechua III (ca. 7 Ma, Sébrier et al., 1988; Sébrier and Soler, 1991; Mercier et al., 1992)	S2 uplift (late Miocene, Sébrier et al., 1988)	6
7					7
8					8
9		Chuntaacala Formation (Tosdal et al., 1984; Sébrier et al., 1988)			9
10		Caraveli Ignimbrites (Thouret et al., 2004)	Quechua II (ca. 10 Ma, Sébrier et al., 1988; Sébrier and Soler, 1991)		10
11					11
12				14–10 Ma: Pampa Lagunas Apron Pediment (Tosdal et al., 1984)	12
13	RCI (Thouret et al., 2001)				13
14		Huaylillas Formation (Tosdal et al., 1984; Thouret et al., 2004)			14
15			Quechua I (ca. 15–17 Ma, Sébrier et al., 1988; Sébrier and Soler, 1991)		15
16					16
17					17
18		Alpabamba Formation (Thouret et al., 2004)			18
19		Tacaza group (Lefèvre, 1979)			19
≥ 20		"Nazca" and "Carumas" ignimbrites (24–22 Ma, Thouret et al., 2004)	Aymara tectonic stage (ca. 26–28 Ma, Sébrier et al., 1988)	≤ 25 Ma: Altos de Camilaca surface (Tosdal et al., 1984) S1 uplift (lower Miocene, Sébrier et al., 1988)	≥ 20

stage (Sébrier et al., 1988; Sébrier and Soler, 1991; Gregory-Wodzicki, 2000; Kennan, 2000) as a late Oligocene (ca. 26Ma) tectonic episode of regional extent. The Aymara tectonic stage marks the beginning of fast Miocene Andean convergence. (2) The early to late Miocene succession of tectonic phases (Quechua I, II, III: Sébrier et al., 1988; Sébrier and Soler, 1991; Mercier et al., 1992) were accompanied by the widespread eruption of the ca. 10Ma Chuntacala ignimbrites (Tosdal et al., 1984). This active tectonic period generated the formation of multiple pediments associated with stages of uplift (Pampa Lagunas Apron Pediment: Tosdal et al., 1984; S2 stage, Sébrier et al., 1988). (3) Finally, Tosdal et al. (1984) and Sébrier et al. (1988), describe a Pleistocene uplift stage, not clearly associated with a tectonic phase.

By contrast, Semperé et al. (1997), Gregory-Wodzicki (2000), and Kennan (2000) suggest that deformation took place fairly continuously, and migrated eastward after the Incaic tectonic event. Based on valleys cutting and infilling history, Thouret et al. (2004) support the hypothesis of a continuous uplift of the Western Cordillera during the period between 14Ma and 4–6Ma (deep canyon of southern Peru cut the 16–14Ma Huaylillas Formation and are filled by 4–6Ma ignimbrites; Table 4), followed by declining uplift thereafter.

The intensity of magmatic activity has been linked to variations in the rate of plate convergence (Sébrier and Soler, 1991; Babeyco and Sobolev, 2005; Sobolev and Babeyco, 2005). Calc–alkaline magmatism reached a maximum in southern Peru during the period 26Ma to the Present, i.e., contemporaneously with the period of highest convergence, and quite independent of the state of stress of the region (Sébrier and Soler, 1991; Vatin-Pérignon et al., 1996). Peaks of ignimbritic activity are intercalated between major uplift phases and associated tectonic compressive pulses (Tosdal et al., 1984; Sébrier et al., 1988). The Neogene ignimbrites of the Arequipa area are well separated in time, dated at ~13.3Ma, ~4.8Ma, and ~1.6Ma, and ~1Ma, and are contemporaneous with the continuous period of Miocene and Pliocene uplift described by Thouret et al. (2004). These Arequipa Ignimbrites may coincide with three of the ignimbritic episodes recognized in southern Peru (Table 4). Four post-Eocene pulses of explosive volcanism are recognized in southern Peru, northwestern Bolivia, and northern Chile: (1) early to middle Miocene ignimbrites (20.3 to 15.8Ma), which encompass the Alpbamba and the Huaylillas ignimbrites (Wilson and García, 1962; Lefèvre, 1979; Vatin-

Pérignon et al., 1996; Wörner et al., 2000; Thouret et al., 2004); (2) late Miocene to early Pliocene ignimbrites (10 to 5.5Ma), termed Chuntacala Formation (Tosdal et al., 1984; Sébrier et al., 1988) and Caraveli ignimbrites in Peru (Thouret et al., 2004); (3) Pliocene ignimbrites (5 to 2Ma), termed Sencca Ignimbrites (Lefèvre, 1979; Vatin-Pérignon et al., 1996; Thouret et al., 2004) and; (4) more local Pleistocene ignimbrites (Arequipa area, 1.6 to 0.4Ma; Vatin-Pérignon et al., 1996). The RCI belongs to the Huaylillas ignimbrites sequence. An apparent quiescent period of ignimbritic volcanism of 6Ma in the Arequipa area separates the LJI from the RCI, during which the two presumed major tectonic phases (Quechua II and III) took place. The tectonic depression of Arequipa, which has been filled by two Pliocene ignimbrite sheets (LJI and AAI), therefore existed before 4.9Ma. The tectonic depression was probably formed between 13Ma, which is the age of the RCI, and 4.9Ma, the age of the LJI. The LJI and AAI sheets were emplaced during two ignimbritic pulses only 3Ma apart. The two ignimbritic pulses might be separated by a late Pliocene tectonic phase which has not been defined in the Arequipa area yet.

6.3. Location of vent sources

Determining the location of the sources (vent or caldera) of the older Neogene ignimbrites is a difficult task in the tectonically deformed Western Andean cordillera of southern Peru, which is covered by young and large volcanic edifices.

Thus, the distribution of the Miocene RCI is unknown because it is only exposed in the walls of the Río Chili canyon (Figs. 2 and 3). The LJI sheet geometry suggests a source area located to the North of the Arequipa depression (beneath the Chachani complex or on the Altiplano, north of El Misti): the ignimbrite spreads towards the SW (La Joya) and NE (Sumbay), and at the same time becomes thinner toward the SE (Yarabamba), as shown in Figs. 2 and 3. The geometry of the AAI sheet in the depression and beneath the Pampa de Palacios domes indicates that pyroclastic flows were probably fed by a vent now buried beneath the Chachani volcanic complex (Fig. 2). This hypothesis is also supported by Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) measurements (Paquerneau et al., 2003, submitted for publication). Indeed, poles of well-defined foliation planes of magnetic fabric of the AAI reflect flow directions compatible with a source located beneath the southern part of the

Chachani complex. Moreover, the maximum lithic clast-size of the pink unit decreases away from the Chachani volcanic complex from 5.4cm (on average) in the northern part of the Arequipa depression, to 3.7cm toward the south (near Uchumayo), and to as little as 2.8cm to the SSE (near Chilina). This points to a source buried beneath the southern part of the Chachani complex.

The two voluminous (~40 km³) Pliocene ignimbrites (LJI and AAI) are probably associated with calderas, as suggested by García et al. (1997). However, no caldera structures are clearly exposed north of the Arequipa depression and around the Chachani complex. A lobate escarpment facing the eastern flank of the Chachani complex on the Altiplano (Fig. 2) was interpreted to be the rim of the “Chachani Caldera” by García et al. (1997). Using the relation between ash-flow eruption volume and caldera area as proposed by Smith (1979), we estimated a caldera area for the AAI (20 km³) ranging from 10 km² for a 1 km depth of draw-down in a magma chamber to 100 km² for a 100m depth of draw-down in a magma chamber. Assuming a circular caldera structure, the diameter of the AAI caldera would range from 3.6 km to 11.4 km and be small enough to be completely covered by the Chachani complex.

7. Conclusions

Four ignimbrites were described, dated, and correlated across the Arequipa basin and on its southern and northern margins:

- (1) The 13.19-Ma-old crystal-rich mLT RCI of an unknown geometry can be correlated with the Huaylillas ignimbrites in southern Peru (e.g. in the area of Chuquiibamba WNW of Arequipa).
- (2) The 4.8-Ma-old LJI has an area of 800 km² and a volume of 16 to 24 km³. This widespread sanidine and quartz-rich mLT facies ignimbrite ran up and flowed beyond the Arequipa Batholith to the SW. The LJI probably erupted from a source vent located beneath the Chachani volcanic complex.
- (3) The 1.65-Ma-old AAI has an area of 600 km² and a volume of 18 to 20 km³. It consists of two white and pink mLT units, which filled the Arequipa depression. Field and geophysical evidence point to a source vent buried beneath the southern part of the Chachani complex.
- (4) The early Pleistocene stratified ash and pumice flows of the YT with a volume of 1.5 km³ originated from a “paleo-Chachani” volcano, north of Nocarani and south of Baquetane volcanoes.

The Arequipa Ignimbrites are intercalated with deposits associated to the post-Oligocene compressive tectonic phases of the Central Andes described by Sébrier et al. (1988); and are coeval with the period of continuous uplift of the Western Cordillera described by Thouret et al. (2004). Subtle compositional differences found in the ignimbrites reflect variations in magmatic differentiation or source melting processes and different degrees of crustal contamination with time. A detailed paleomagnetic and AMS study is presently being carried out on the Arequipa Ignimbrites to help in correlation, location of sources, and mechanisms of transport.

Acknowledgements

Field work was supported by the Institut de Recherche pour le Développement (UR 104, G. Hérail), the IRD office in Lima (R. Marocco, P. Soler), the Laboratoire Magmas et Volcans UMR 6524 CNRS, and OPGC, the Association des Femmes Françaises Diplômées des Universités and by the Instituto Geofísico del Perú in Lima and Arequipa. We thank G. Hartman for XRF and Sr isotope analyses, and K. Simon for trace element analyses with ICPMS. We are also particularly grateful to A. Kronz for EMP analyses. F. Gracia (UNSA Arequipa), F. Legros, O. Macedo (IGP Arequipa), and P. Roperch are thanked for their help and valuable discussions in the field and laboratory. Dr. R. Stewart is acknowledged for his helpful corrections. Finally, we like to thank C. Siebe and an anonymous reviewer for their constructive comments.

References

- Babeyco, A.Y., Sobolev, S.V., 2005. Quantifying different modes of late Cenozoic shortening in the Central Andes. *Geology* 33 (8), 621–624.
- Barker, D.S., 1996. El sillar ocioso. *Bulletin of Volcanology* 58, 317–318.
- Branney, M.J., Kokelaar, P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Memoirs of the Geological Society of London* 27, 51–85.
- De Silva, S.L., Francis, P.W., 1989. Correlation of large ignimbrites – two case studies from the Central Andes of Northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 37, 133–149.
- Fenner, C.N., 1948. Incandescent tuff flows in southern Peru. *Geological Society of America Bulletin* 59, 879–893.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, pp. 187–230.
- Forget, M.E., 2004. Cartographie géomorphologique des phénomènes volcaniques et glaciaires sur le massif du Chachani, Région d'Arequipa, Pérou. Unpublished Physical geography Master thesis, Université Louis Pasteur-Strasbourg I and Université Blaise Pascal-Clermont II. 105 pp.

- Francis, P., Oppenheimer, C., 2004. *Volcanoes*, 2nd ed. Oxford University Press. 521 pp.
- García, W., Landa, C., 1968. Geología del cuadrángulo de La Joya. Servicio de Geología y Minería, 1 mapa color 1/100000, Lima.
- García, F.F., Chorowicz, J., Legros, F., 1997. La caldera Chachani, gran centro explosivo Plioceno–Holoceno del sur del Perú? Identificación y evolución en imágenes Landsat y Radar ERS. Sociedad Geológica del Perú, Vol. Esp. 1, 449–454.
- Gregory-Wodzicki, K.G., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: a review. *Geological Society of America Bulletin* 112, 1091–1105.
- Guevara, C., 1969. Geología del cuadrángulo de Characato. Servicio de Geología y Minería, Bol. 23, 53 pp., with color map 1: 100000, Lima.
- Harangi, S., Mason, P.R.D., Lukács, R., 2005. Correlation and petrogenesis of silicic pyroclastic rocks in the Northern Pannonian Basin, Eastern–Central Europe: in situ trace element data of glass shards and mineral chemical constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 143 (4), 237–257.
- Hildreth, W., Mahood, G., 1985. Correlation of ash-flow tuffs. *Geological Society of America Bulletin* 96, 968–974.
- Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 455–489.
- Jenks, W.F., Goldish, S.X., 1956. Rhyolitic tuff flows in southern Peru. *Journal of Geology* 64, 156–172.
- Kaneoka, I., Guevara, C., 1984. K–Ar age determination of the late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, Southern Peru. *Geochemical Journal* 18, 233–239.
- Kennan, L., 2000. Large scale geomorphology of the Andes: interrelationships of tectonics, magmatism and climate. In: Summerfield, M.A. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*, pp. 167–199.
- Le Maître, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Strekeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Lefèvre, C., 1979. Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'Actuel. Thèse Université Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier. 555 pp.
- Legros, F., Cantagrel, J.M., Devouard, B., 2000. Pseudotachylite (frictionite) at the base of the Arequipa volcanic landslide deposit (Peru): implications for emplacement mechanisms. *Journal of Geology* 108, 601–611.
- Mahlburg Kay, S., Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 39–57.
- Mamani, M., Ruprecht, P., Hartmann, G., Simon, K., Wömer, G., 2004. Sources from Central Andean magmatism in time and space controlled by crustal composition and thickness. General Assembly, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI), Pucón-Chile.
- Mercier, J.L., Sébrier, M., Lavenu, A., Cabrera, J., Bellier, O., Dumont, J.F., Macharé, J., 1992. Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: the Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene–Pleistocene. *Journal of Geophysical Research* 97, 11945–11982.
- Mering, C., Huaman-Rodrigo, D., Chorowicz, J., Deffontaines, B., Guillaude, R., 1996. New data on the geodynamics of southern Peru from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images. *Tectonophysics* 259, 153–169.
- Paquereau, P., Thouret, J.C., Roperch, P., Fornari, M., 2003. Neogene ignimbrites in the Arequipa region (Peru): correlations, flow directions and source location. American Geophysical Union, European Geophysical Society and European Geophysical Union Joint Assembly, Nice, 6–11 April 2003, Abstract and Poster EAEO3-A-10465 (VGP 10).
- Paquereau, P., Fornari, M., Roperch, P., Thouret, J.C., Macedo O., submitted for publication. Paleomagnetic, magnetic fabric properties, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, of Neogene–Quaternary ignimbrites in the Arequipa area, Southern Peru. Flow directions and implications for the emplacement mechanisms. *Bulletin of Volcanology*.
- Quane, S.L., Russell, J.K., 2005. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology* 67, 129–143.
- Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments; recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology* 9 (1), 41–43.
- Sébrier, M., Soler, P., 1991. Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the Present. *Special Paper-Geological Society of America* 265, 259–278.
- Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., Soulas, J., 1988. Tectonics and uplift in the Central Andes (Peru, Bolivia and northern Chile) from Eocene to Present. *Géodynamique* 3, 85–106.
- Semperé, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G., Sharp, W., Swisher, C.C., 1997. Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous–Lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 109, 709–727.
- Smith, R.L., 1979. Ash-flow magmatism. *Special Paper-Geological Society of America* 180, 5–27.
- Sobolev, S.V., Babeyko, A.Y., 2005. What drives orogeny in the Andes? *Geology* 33 (8), 617–620.
- Streck, M.J., Grunder, A.L., 1995. Crystallization and welding variations in a widespread ignimbrite sheet; the Rattlesnake Tuff, eastern Oregon, USA. *Bulletin of Volcanology* 57, 151–169.
- Sun, S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication*, vol. 42, pp. 313–345.
- Thouret, J.C., Finizola, A., Fornari, M., Legeley-Padovani, A., Suni, J., Frechen, M., 2001. Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Geological Society of America Bulletin* 113, 1593–1610.
- Thouret, J.C., Wömer, G., Singer, B., Legeley-Padovani, A., 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, Pucón Chile, 14–19 November 2004.
- Thouret, J.C., Rivera, M., Wömer, G., Gerbe, M.C., Finizola, A., Fornari, M., Gonzales, K., 2005. Ubinas: the evolution of the historical most active volcano in southern Peru. *Bulletin of Volcanology* 67 (6), 557–589.
- Tosdal, R.M., Clark, A.H., Farrar, E., 1984. Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Geological Society of America Bulletin* 95, 1318–1332.
- Trumbull, R.B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Büsch, W., Gerstenberger, H., Siebel, W., 1999. Evidence for late Miocene to recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25–26°S) and its geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 12, 135–155.

- Vargas, L., 1970. Geología del cuadrángulo de Arequipa. Servicio de Geología y Minería, Boletín 24, 64 pp., with color map 1 : 100000, Lima.
- Vatin-Pérignon, N., Poupeau, G., Oliver, R.A., Lavenu, A., Labrin, E., Keller, F., Bellot-Gurlet, L., 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 Sciences* 9 (1–2), 91–109.
- Walker, J.A., Moulds, T.N., Zentilli, M., Feigensen, M.D., 1991. Spatial and temporal variations in volcanics of the Andean Central Volcanic Zone (26° to 28°S). *Special Paper-Geological Society of America* 265, 139–155.
- Wilson, J., García, W., 1962. Geología de los cuadrángulos de Pachia y Palca. Comisión Carta Geológica Nacional 4 (serie A).
- Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., Wilke, H., 2000. Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K–Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from Northern Chile (18–22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista Geológica de Chile* 27 (2), 205–240.
- Wörner, G., Mamani, M., Mercier, R., Kilian, R., 2004. Geochemistry, radiogenic and U-series isotopes in Andean magmas: crustal assimilation and Adakite-like magmatism in the Central and Southern Andes. General Assembly, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI), Pucón, Chile.
- Zandt, G., Beck, S.L., Ruppert, S.R., Ammon, C.J., Rock, D., Minaya, E., Wallace, T.C., Silver, P.G., 1996. Anomalous crust of the Bolivian Altiplano, Central Andes: constraints from broadband regional seismic waveforms. *Geophysical Research Letters* 23, 1159–1162.

**PARTIE 4. APPORT DES PROPRIETES PHYSIQUES
DES IGNIMBRITES A L'ETUDE DES CONDITIONS
DE MISE EN PLACE ET DE SOUDURE**

Introduction

Comme nous l'avons montré dans la partie 2, les ignimbrites étudiées présentent une grande variété de faciès. Les processus de soudure et de cristallisation postérieurs à la mise en place sont en partie responsables de cette diversité de faciès. Le degré de soudure d'une ignimbrite décrit l'aplatissement de fragments vitreux sous une contrainte compressive à des températures supérieures à la température de transition du verre. Le terme "mécanisme de soudure" est souvent abusivement employé pour décrire le résultat de toute une série de processus entraînant la compaction et la densification d'un dépôt. La soudure ou la compaction par soudure est en réalité l'un de ces multiples processus dont la conséquence est la transformation d'un dépôt non consolidé et poreux en un solide vitreux, dense et peu poreux (Sheridan et Wang, 2005). Nous emploierons donc le terme générique "compaction" pour décrire l'ensemble de ces processus dont fait partie le processus de soudure.

Traditionnellement, ce degré de soudure est décrit en utilisant des propriétés comme la densité, la porosité, la fabrique, mais la résistance de la roche à la compression (UCS : *Uniaxial compressive strength*) est aussi un outil utile pour étudier les variations de soudure. Dans cette partie nous décrirons les variations (ou co-variations) des différentes propriétés physiques dans les ignimbrites de la région d'Arequipa. Les profils de compaction réalisés perpendiculairement à plusieurs unités, feront l'objet d'une étude visant à déterminer les températures et les épaisseurs lors de mise en place, en utilisant la méthode décrite par Sheridan et Wang (2005). Nous évaluerons ensuite le degré de soudure des ignimbrites étudiées à partir de leurs faciès et de leurs propriétés physiques, en utilisant le schéma proposé par Quane et Russell (2005).

Chapitre 1. Propriétés physiques des dépôts

1. Densité

La masse volumique d'un solide est sa masse par unité de volume : $\rho_{sol} = \frac{m_{sol}}{V_{sol}}$ et s'exprime en kg.m^{-3} . Le rapport entre la masse volumique ρ_{sol} d'un solide ou liquide et celle ρ_e de l'eau s'appelle sa densité : $d = \frac{\rho_{sol}}{\rho_e}$. Il existe plusieurs méthodes de mesure de la densité d'un solide. Toutes ont leurs avantages et leurs faiblesses.

1.1. Mesure de la densité totale d'un échantillon de roche

- La méthode géométrique

Elle utilise la géométrie de l'échantillon pour en déterminer le volume. La masse est déterminée grâce à une balance électronique de précision. La précision de la densité mesurée par la méthode géométrique dépend de la précision des instruments utilisés pour mesurer les dimensions de l'échantillon (pied à coulisse électronique), et de la précision de la balance utilisée pour mesurer la masse de l'échantillon. La justesse de la densité trouvée dépend de la géométrie même de l'échantillon. Par exemple, la mesure des trois côtés d'un parallélépipède rectangle ne permet pas de déterminer assez précisément son volume si les faces opposées ne sont pas parfaitement parallèles. De même le volume d'un échantillon présentant des aspérités à sa surface ne sera pas parfaitement déterminé. Cette méthode simple de mesure de la densité ne permet pas de déterminer la densité totale des blocs d'ignimbrites avec une précision acceptable. Il est en effet impossible de couper des blocs aux dimensions assez régulières dans nos échantillons, qui présentent une texture hétérogène et une induration variable. De ce fait il est très difficile de déterminer précisément le volume de ceux-ci par la simple détermination de la longueur des côtés.

- Méthode du déplacement d'eau

Selon que l'on imperméabilise ou non l'échantillon, cette méthode permet de calculer la densité totale (ou apparente) ou squelettique (spécifique) de l'échantillon, grâce aux mesures de sa masse et de son volume qui est déterminé par la quantité d'eau déplacée par l'échantillon. La précision de la mesure dépend de l'équipement utilisé et malheureusement, il

est difficile de trouver des éprouvettes assez grandes et précisément graduées pour cette mesure. Nous n'avons donc pas utilisé cette méthode.

- Méthode de la pesée hydrostatique

Elle permet d'obtenir la densité totale des échantillons (squelette solide + pores). Nous avons dans un premier temps coupé les échantillons d'ignimbrite pour leur donner une forme "régulière" la plus proche possible de cubes dont la taille minimale est de 5*5*5 cm (taille minimale acceptable pour un échantillon par rapport à la taille des plus gros grains constitutifs de la roche). Cette taille régulière facilite et homogénéise la mesure des masses et facilite le traitement visant à imperméabiliser les échantillons.

Pour pouvoir effectuer la pesée hydrostatique, les échantillons doivent en effet être rendus imperméables à l'eau. Les échantillons devant être utilisés pour des essais de compression, nous n'avons pas pu utiliser la méthode d'imperméabilisation habituelle consistant à imprégner de paraffine les échantillons, car cela aurait modifié le comportement lors des essais de compression. Nous avons donc choisi d'envelopper les cubes d'ignimbrite dans du film alimentaire transparent, pour les rendre imperméables à l'eau, après avoir mesuré leur masse sèche dans l'air. Cette méthode, certes plus fastidieuse que l'utilisation d'un spray de paraffine, permet de pouvoir utiliser l'échantillon pour des mesures ultérieures.

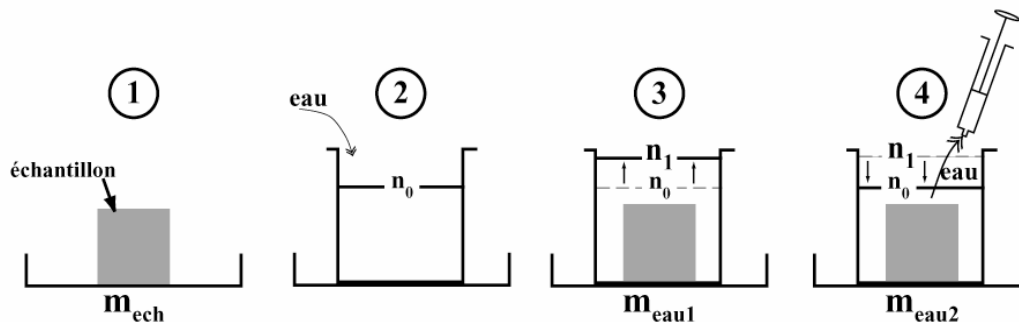


Figure 40 : mesure des différentes masses pour le calcul de la masse volumique totale des échantillons.

La Figure 40 présente la démarche utilisée pour la détermination de la masse volumique totale (ρ_{tot}) des échantillons, notée :

$$\rho_{tot} = \frac{m_{ech}}{V_{ech}} \quad (1)$$

avec m_{ech} = masse de l'échantillon à sec, dans l'air; et V_{ech} = volume total de l'échantillon (squelette + pores).

Avant toute mesure les cubes d'ignimbrites ont été placés dans une étuve à 100°C pendant environ 24h pour éliminer toute trace d'eau gravitaire et capillaire. La masse de l'échantillon à

sec (m_{ech}) est mesurée directement à l'aide d'une balance électronique de précision à 0.01g (Figure 40-1).

V_{ech} est égal au volume d'eau déplacé lors de l'immersion totale de l'échantillon, que l'on note V_{eau} . Si l'on utilise la formule de la masse volumique de l'eau, on obtient :

$$V_{ech} = V_{eau} = \frac{m_{eau}}{\rho_{eau}} \quad (2)$$

On calcule m_{eau} par la méthode décrite par les points 2, 3 et 4 de la Figure 40 et les calculs suivants. On remplit un récipient d'eau jusqu'à un niveau repère n_0 (Figure 40-2). On place le récipient rempli sur la balance électronique et l'on effectue la tare. On plonge ensuite l'échantillon préalablement imperméabilisé dans le récipient avec précaution pour éviter toute perte d'eau. Le niveau d'eau augmente jusqu'au niveau noté n_1 (Figure 40-3). On note m_{eau1} la masse indiquée par la balance. On ramène le niveau d'eau au niveau n_0 en prélevant le surplus à l'aide d'une grosse seringue et on note la nouvelle masse m_{eau2} (Figure 40-4).

La masse d'eau déplacée par l'introduction de l'échantillon est donc égale à :

$$m_{eau} = m_{eau1} - m_{eau2}$$

On peut donc écrire l'équation (2) :

$$V_{ech} = V_{eau} = \frac{m_{eau}}{\rho_{eau}} = \frac{m_{eau1} - m_{eau2}}{\rho_{eau}} \quad (2)$$

et l'équation (1) s'exprime alors sous la forme :

$$\rho_{tot} = \frac{m_{ech} \cdot \rho_e}{m_{eau1} - m_{eau2}} \quad (1)$$

1.2. Résultats : réalisation et description des profils de compaction

Nous avons étudié la variation de la densité le long de neuf sections verticales échantillonnées dans différentes ignimbrites de la région d'Arequipa (Figure 42, Figure 43). Chaque section n'a été échantillonnée que dans une seule ignimbrite. Les échantillons ont été prélevés régulièrement le long de ces sections verticales, avec un pas d'échantillonnage variant de 1 à 2 m selon l'accès et une précision de ± 0.5 m. La hauteur des sections échantillonnées varie de 9 à 48 m. Cet échantillonnage a été réalisé à l'aide d'un mètre et d'un niveau à bulle avec un pointeur laser, afin de vérifier le respect du pas d'échantillonnage. Dans la plupart des cas, nous n'avons pas pu échantillonner les unités ignimbritiques dans leur intégralité. En effet, la base n'affleurerait pas et/ou le sommet était trop meuble (d'où l'impossibilité d'extraire un bloc) ou non accessible (section verticale). Les densités ont donc été calculées pour un total de 160 échantillons.

La précision de la balance utilisée est de 0.01 g. Les mesures de masse ont été répétées cinq fois sur certains échantillons afin de déterminer l'erreur analytique. L'écart-type calculé à partir de la réplication des mesures a permis de déduire une erreur maximale de 4 % sur le calcul de ρ_{tot} . L'effet du film plastique (masse et volume) utilisé pour imperméabiliser les échantillons étant identique pour ceux-ci, et nous intéressant plus particulièrement à la variation de la valeur de la densité, qu'à sa valeur absolue, nous pouvons donc négliger l'effet de ce film plastique pour notre étude des variations verticales de la densité.

Les diagrammes présentant la variation verticale de la densité au sein des différentes ignimbrites sont appelés profils de compaction (Figure 41, Figure 43, Figure 44 et Figure 45).

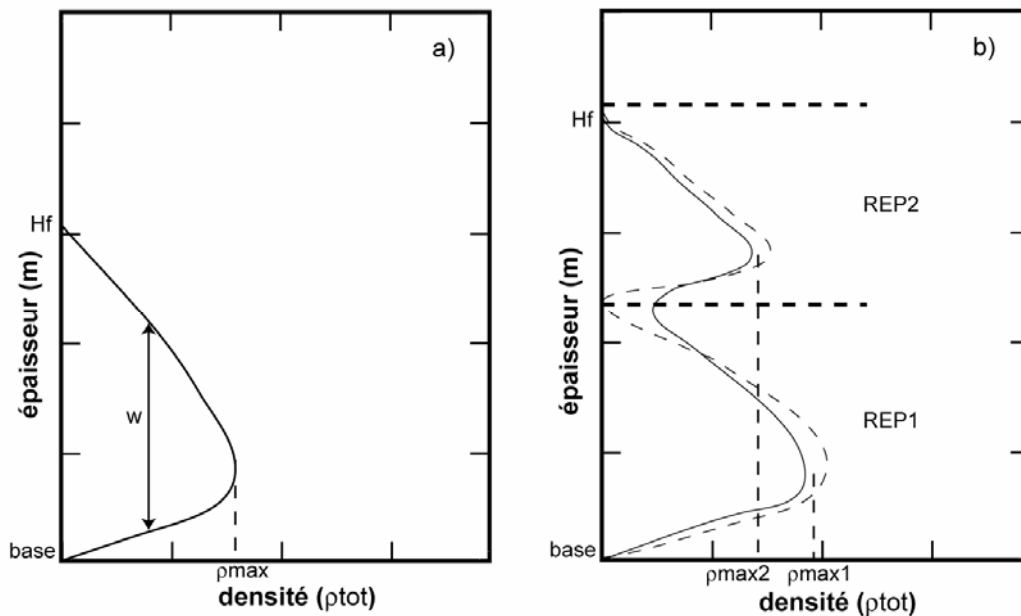


Figure 41 : exemples de profils de compaction simplifiés (d'après Sheridan et Wang, 2005). a) unité de refroidissement simple. H_f est l'épaisseur du dépôt compacté. La ligne verticale w permet de déterminer la largeur du profil à $1/2\rho_{max}$; b) unité de refroidissement composée, comprenant deux REPs ("*Rapid emplaced packet*" = "paquet" ou groupe d'unités mis en place rapidement). Le profil en pointillé correspond au cas extrême d'une nappe composite avec une zone totalement non soudée entre les deux REPs.

L'étude qualitative des profils de compaction, présentant des formes plus ou moins régulières, permet dans un premier temps d'obtenir des informations qualitatives importantes sur l'histoire de la mise en place et du refroidissement des dépôts (Figure 41). Un profil de compaction "lisse" ou sans irrégularité (Figure 41a), présentant une augmentation suivie d'une diminution de la densité depuis la base jusqu'au sommet du dépôt, avec un maximum situé dans la moitié inférieure, est la conséquence de la mise en place d'une ou de plusieurs unités d'écoulement successives, de manière si rapide qu'aucune pause dans l'histoire du refroidissement du dépôt n'est visible. Cet ensemble d'unités d'écoulement forme une unité de refroidissement simple (Smith, 1960 ; Sheridan et Wang, 2005).

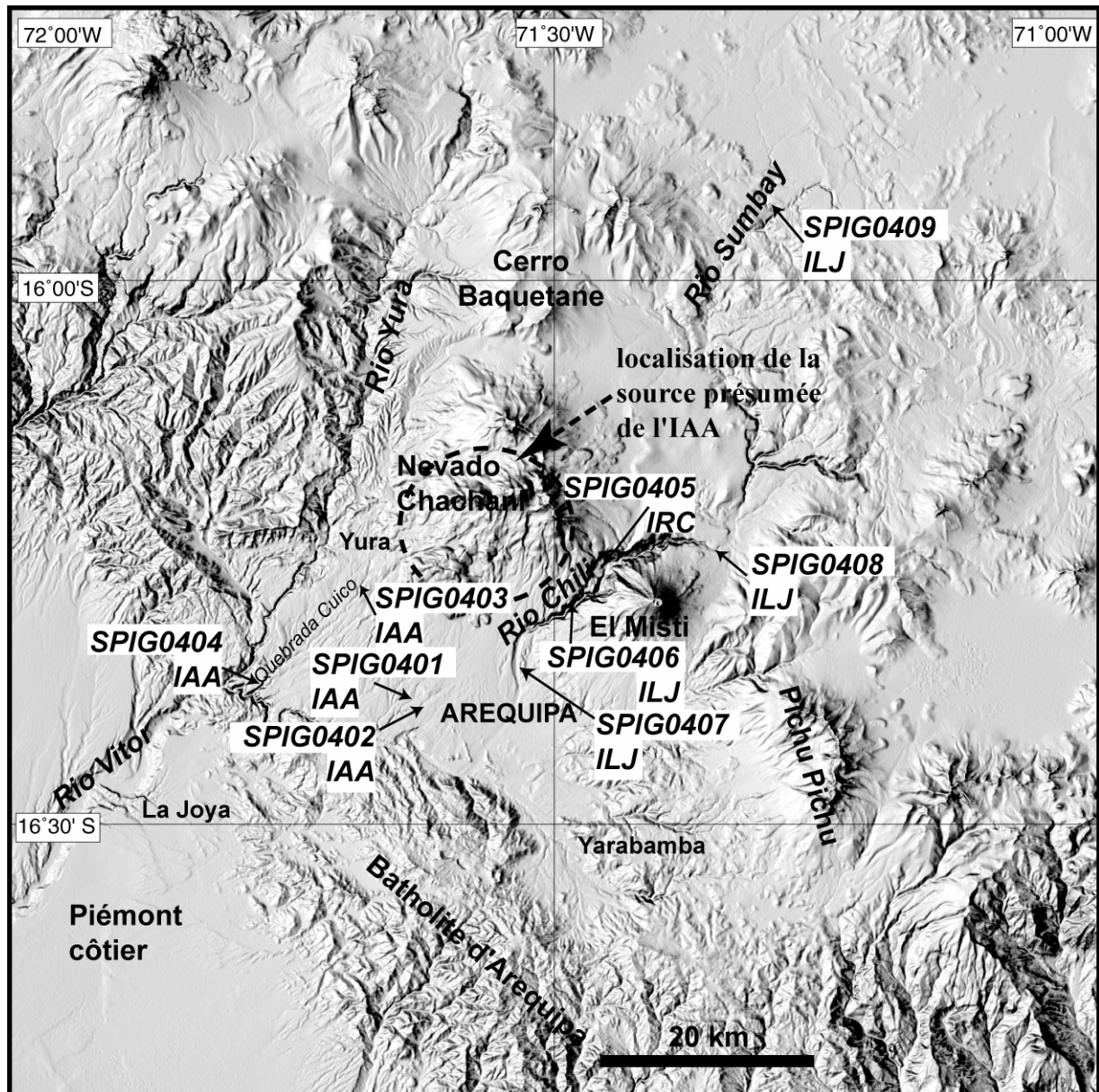


Figure 42 : localisation des sections verticales échantillonnées pour les mesures des propriétés physiques.

Certains dépôts comprenant une unique unité de refroidissement présentent néanmoins des profils de compaction irréguliers, où la densité fluctue à tel point que plusieurs maxima sont mesurés entre la base et le sommet de l'unité (Figure 41b). Ces irrégularités sont liées à des pauses dans l'histoire du refroidissement du dépôt. La profondeur de ces indentations sur les profils de compaction est directement reliée à la durée de la lacune de dépôt et aux températures respectives des unités d'écoulement voisines. Ces unités de refroidissement sont qualifiées de composées. Sheridan et Wang (2005) proposent l'utilisation du terme "*rapidely emplaced packets*" (REP), pour décrire ces ensembles d'unités d'écoulement rapidement mises en places et séparées les uns des autres par des lacunes de sédimentation assez longues (reflétées par une perturbation des profils de compaction) au sein d'une unité de

refroidissement composée. Enfin dans le cas extrême où le profil de compaction montre une zone totalement meuble (densités : 1.0-1.2, Figure 41b) entre une unité supérieure et une unité inférieure soudées, cela signifie qu'un refroidissement important a pu avoir lieu entre la mise en place de ces deux unités. Cette zone non soudée, parfois accompagnée d'une surface d'érosion ou à d'un paléosol, est un argument pour une lacune de sédimentation relativement longue. On utilise le terme "nappe composite" (Smith, 1960 ; Cas et Whright, 1987) pour décrire ce type de dépôt.

La densité totale (ρ_{tot}) mesurée pour les différentes ignimbrites d'Arequipa (sauf dépôts non soudés) varie depuis une valeur minimale de 1.2 jusqu'à un maximum de 2.02 (Figure 43). Les parties non soudées des unités, n'ayant pu être échantillonnées, ne sont pas représentées dans cette gamme de densités. Selon la richesse en ponces et lithiques des dépôts, nous considérons une valeur de ρ_{tot} comprise entre 1 et 1.2 pour les parties non soudées. Les valeurs de ρ_{tot} évoluent différemment le long des profils de compaction réalisés dans les ignimbrites d'Arequipa (Figure 43). Certains profils montrent des valeurs de ρ_{tot} relativement constantes sur toute l'épaisseur des dépôts ou presque. C'est en particulier le cas des profils réalisés dans l'IAA (Figure 42 et Figure 43, sections SPIG-04-01, 04-02, 04-03) et l'IRC (Figure 42 et Figure 43, section SPIG-04-05). Les variations de ρ_{tot} le long des autres profils permettent de mettre en évidence un ou plusieurs REP (groupe d'unités d'écoulement rapidement mis en place) au sein des dépôts, qui révèlent une variation verticale de la soudure.

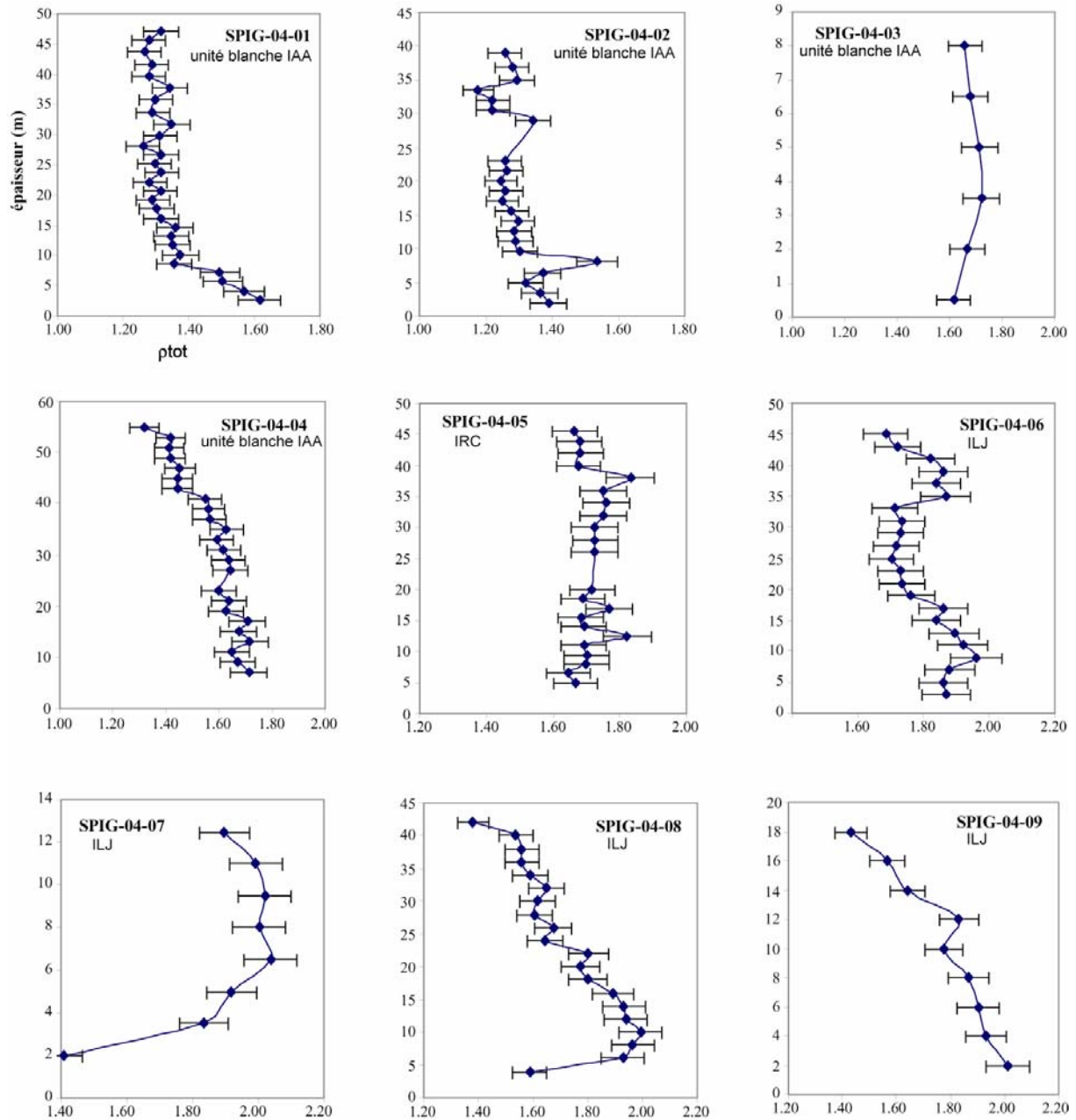


Figure 43 : profils verticaux de variation de la densité réalisés dans les ignimbrites de l'Aéroport d'Arequipa (IAA), de la Joya (ILJ) et du Río Chili (IRC). Les barres d'erreurs représentent l'erreur analytique maximale de 4% calculée à partir de l'écart-type. L'échelle verticale varie avec l'épaisseur de la section, pour une bonne lisibilité des profils. Les coupes échantillonnées sont localisées sur la Figure 42.

Les profils de compaction les plus représentatifs des IAA et ILJ, présentés sur la Figure 44 et la Figure 45, ont fait l'objet d'une description plus détaillée.

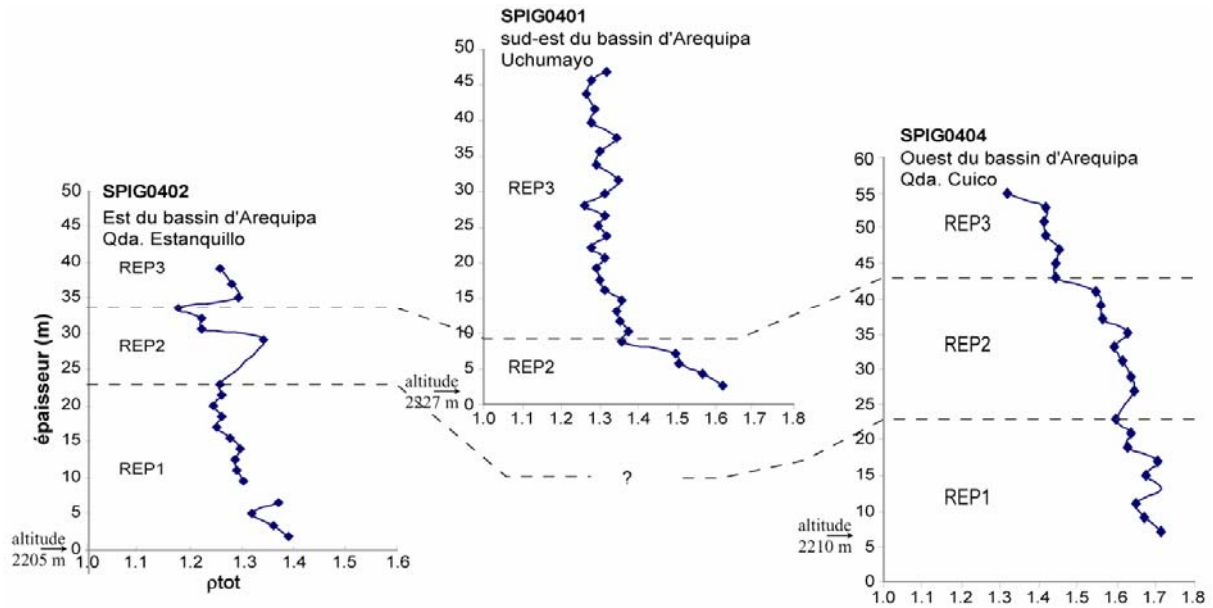


Figure 44 : Profils de densité dans l'unité blanche de l'ignimbrite de l'Aéroport d'Arequipa. Les lignes pointillées corrélient les lacunes de sédimentation entre les différentes sections. Les erreurs sont identiques à celle de la Figure 43. Les coupes sont localisées sur la Figure 42.

L'étude qualitative de trois profils de compaction, réalisés dans l'unité blanche de l'IAA (Figure 44), permet de mettre en évidence deux à trois REPs successifs dans l'histoire du refroidissement de cette ignimbrite. Les REPs sommitaux de ces profils de compaction sont moins soudés que les inférieurs. La section SPIG0404 localisée à l'ouest de la dépression d'Arequipa dans la Quebrada Cuico est la plus complète, avec trois REPs, séparés par deux périodes de lacune de sédimentation à 22.5 et 42.5 m au-dessus de la base de la coupe, respectivement. Comme le REP1 basal et le REP3 sommital ne sont pas complets (la base et le sommet du dépôt n'étant pas échantillonnables), leurs épaisseurs compactées (H_{comp}) ne représentent donc qu'une estimation. Le profil SPIG0401 n'est composé que de deux REPs. Le REP2, qui constitue la majorité de l'épaisseur du dépôt, ne révèle pas de variation de la densité. La valeur constante de la densité à environ 1.2 - 1.3 semble correspondre à la compaction minimum pour l'unité blanche de l'IAA. L'augmentation de la densité vers la base de la section représente le sommet d'une zone plus soudée du dépôt (REP2), mieux représentée dans les deux autres sections. Le long de la section SPIG0402, on retrouve les trois REPs décrits pour la section SPIG0404, présentant néanmoins des densités maximales moins élevées.

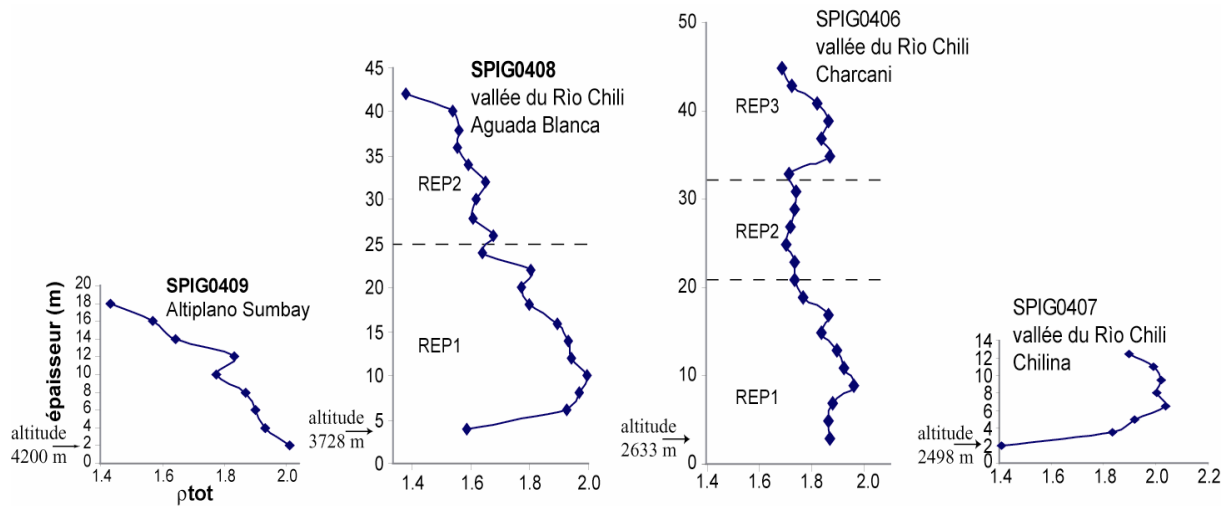


Figure 45 : Profils de densité dans l'ignimbrite de La Joya. Les lignes pointillées indiquent les lacunes de dépôt entre les REPs. L'erreur verticale est de 50 cm et l'erreur horizontale est présentée sur la Figure 43. Les sections sont localisées sur la Figure 42.

Les profils de compaction réalisés dans l'ILJ (Figure 45) montrent des valeurs de densité plus importantes que celles de l'IAA, corroborant le plus fort degré de soudure observé pour cette ignimbrite, mais présentent la même diminution du degré de soudure entre les REPs de la base et sommitaux. Les sections SPIG0409 et SPIG0407 réalisées, respectivement au nord (Sumbay) et au sud (Chilina) de l'ILJ (Figure 42), ne représentent qu'une petite partie du dépôt et n'ont donc pas un intérêt majeur. Les profils de compaction réalisés le long des sections SPIG0408 et SPIG0406, localisées dans le canyon du Río Chili (Figure 42), sont plus complets, comprenant respectivement deux et trois REPs. Le sommet et la base de la section SPIG0408 sont bien définis. La lacune de sédimentation se situe à 25 ± 3 m d'épaisseur depuis la base de l'affleurement. La section SPIG0406 est la plus intéressante. Les trois REPs la composant sont séparées par deux zones de perturbation de la compaction à 20 et 32 m de la base, respectivement.

2. Porosité

La porosité totale (ϕ_{tot}) d'un échantillon est calculée à partir de sa densité totale (ρ_{tot}) et de sa densité spécifique (ρ_{sq}), en utilisant l'équation :

$$\phi_{tot} = \frac{\rho_{sq} - \rho_{tot}}{\rho_{sq}}$$

La densité squelettique (ρ_{sq}) de 30 échantillons répartis le long de trois sections (SPIG-04-01, SPIG-04-05 et SPIG-04-09, Figure 43) a été mesurée à l'aide du pycnomètre à helium de

l'University of British Columbia, à Vancouver au Canada, afin de réaliser des profils de variation verticale de la porosité le long des sections échantillonnées pour la densité. La méthode employée est décrite ci-dessous.

2.1. Méthode de mesure : le pycnomètre à hélium

La porosité a été mesurée avec un pycnomètre à hélium, dont le fonctionnement est fondé sur la loi des gaz parfaits ($PV=nRT$, où P est la pression, V est le volume occupé par le gaz, n est le nombre de moles de gaz, R est la constante des gaz parfaits et T est la température en degré Kelvin). Cette méthode permet de calculer des volumes en mesurant des différences de pression entre des chambres de volume connu. L'hélium est préféré car il s'agit d'un gaz inerte aux faibles dimensions atomiques, qui pénètre donc facilement à l'intérieur des pores les plus petits (jusqu'à 0.25 nm de diamètre). Les échantillons utilisés sont des parallélépipèdes rectangles de taille approximative 2x2x5cm coupés dans les cubes d'ignimbrite ayant déjà servi au calcul de la densité totale. Les blocs ainsi coupés ont été placés 24 h dans une étuve à 110°C, afin d'éliminer l'eau gravitaire des échantillons.

La première étape consiste à mesurer la masse de l'échantillon dans l'air, que l'on note m_{ech} (comme dans le cas du calcul de la densité totale). L'échantillon est ensuite introduit dans le pycnomètre, dans une chambre de volume précisément déterminé lors du calibrage (V_{cell} , ci-dessous). On introduit une pression de gaz précise (19.5 ± 0.2 psi), notée P_1 dans une chambre d'expansion de volume également déterminé lors du calibrage (V_{exp} , ci-dessous). On ouvre ensuite une valve entre les deux chambres. L'hélium se détend vers la chambre contenant l'échantillon et on mesure la nouvelle pression, notée P_2 . La différence de volume disponible pour l'hélium est due à la présence de l'échantillon dans l'une des chambres. La différence volumétrique de l'espace libre entre les deux chambres est reliée aux différences de pression. On peut ainsi calculer le volume du squelette (ou volume spécifique) de l'échantillon introduit dans le pycnomètre (V_s), à partir des pressions mesurées (P_1 et P_2) et des volumes des deux chambres (V_{cell} et V_{exp}), en utilisant la formule suivante :

$$V_s = V_{cell}_{150} - \left(\frac{V_{exp}_{150}}{\left(\frac{P_1}{P_2} \right) - 1} \right)$$

Pour nos mesures, nous avons toujours utilisé la plus grande chambre de 150 cm³ de volume pour y introduire les échantillons de grande taille. Nous avons donc uniquement effectué les calibrages du pycnomètre pour celle-ci. Le calibrage consiste à effectuer une mesure de P_1' et P_2' avec le porte-échantillon vide introduit dans la chambre, puis une seconde mesure avec un

cylindre de volume connu introduit dans le porte-échantillon. A partir de ces deux séries de mesures de P1' et P2', on calcule le volume réel de la chambre contenant la porte-échantillon, noté $V_{cell_{150}}$, ainsi que le volume de la chambre d'expansion, noté $V_{exp_{150}}$. Pour chaque calibrage on répète trois fois la série de mesures et calculs. Les valeurs de V_{cell} et V_{exp} utilisées correspondent donc à la moyenne arithmétique de ces trois séries de mesures. Le calibrage doit être effectué régulièrement, en particulier à l'allumage du pycnomètre et après un changement de chambre ou de bouteille d'hélium.

On obtient ainsi le volume du squelette de l'échantillon (V_{sq}), qui nous permet de calculer la densité squelettique de l'échantillon, tel que :

$$\rho_{sq} = \frac{m_{ech}}{V_{sq}}$$

On en déduit ensuite ϕ_{tot} . Si tous les pores de l'échantillon sont connectés, alors ϕ_{tot} est égal à la porosité connectée, notée ϕ_{conn} . Pour vérifier si cela est réel, un échantillon a été broyé pour éliminer toute porosité non accessible à l'hélium et la même mesure a été réalisée pour déterminer la densité de la matrice (ρ_m). Comme cela avait déjà été montré par différents auteurs pour d'autres ignimbrites présentant des faciès similaires à ceux des ignimbrites de la région d'Arequipa (Quane et Russell, 2005 ; Streck et Grunder, 1995), les résultats confirment que la porosité est connectée dans celles d'Arequipa. Néanmoins, des précautions doivent être prises lorsque l'on considère les échantillons les plus soudés, dans lesquels les pores sont de plus en plus isolés.

Le tableau détaillé du calcul des porosités est présenté dans l'annexe 6 ; les résultats sont synthétisés dans le Tableau 6 et sur la Figure 46. Ils ont donc été calculés à partir de la densité squelettique mesurée pour chaque échantillon. La densité squelettique de chaque échantillon est calculée à partir de cinq ou trois mesures du volume squelettique, ce qui a permis de déterminer l'erreur analytique pour chaque échantillon (2σ).

2.2. Résultats : description des profils verticaux de variation de la porosité

Trois profils ont été réalisés dans les trois principales ignimbrites d'Arequipa (Figure 46). La porosité totale calculée le long de ces trois sections varie de 0.211 à 0.494. L'ILJ présente les plus faibles valeurs de porosité cohérentes avec les fortes densités décrites précédemment (Figure 42 et Figure 46, SPIG0409). L'augmentation régulière de la porosité depuis la base jusqu'au sommet est le symétrique de la diminution de la densité le long de cette section (SPIG0409). La section SPIG0401 (IAA) présente une porosité constante et élevée (0.470-0.494) associée à une densité également constante sur les 2/3 supérieurs de son épaisseur. La

porosité diminue rapidement sur les dix derniers mètres jusqu'à une valeur de 0.353 à la base de la section SPIG0401, alors que la densité augmente de la même manière vers la base de la section. La section SPIG0405 (IRC) montre des fluctuations plus nombreuses de la porosité, associées à une histoire de mise en place plus complexe, avec au minimum deux REPs successifs. On ne retrouve pas cette évolution complexe sur le profil de variation de la densité de cette section, le long duquel celle-ci reste relativement constante.

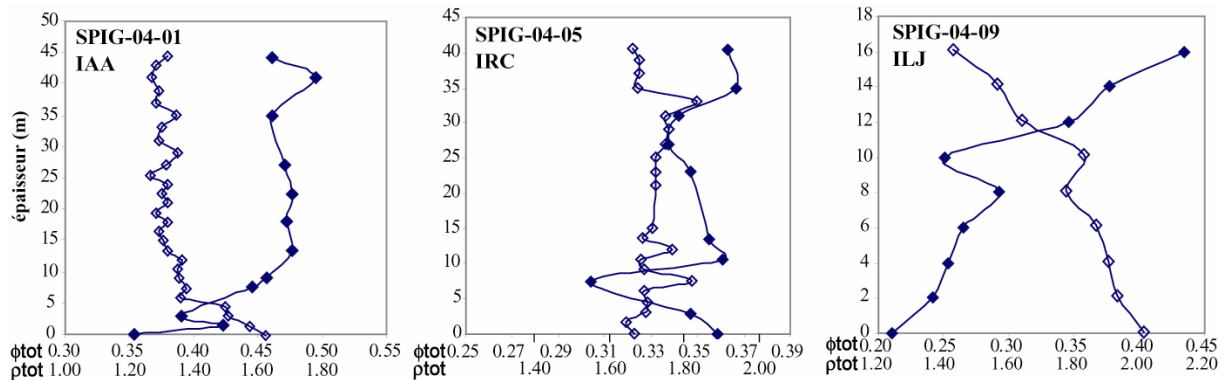


Figure 46 : profils verticaux de variation de la porosité (symboles pleins) et de la densité (symboles vides) réalisés dans les trois principales ignimbrites de la région d'Arequipa. Les sections sont localisées sur la Figure 42.

3. Essais de résistance à la compression uniaxiale

3.1. Méthode et protocole

La résistance à la compression uniaxiale (UCS : *uniaxial compressive strength*) détermine la véritable résistance à la fracturation d'un matériau soumis à une force uniaxiale (σ_1), contrairement au test de résistance à une force appliquée de façon ponctuelle (PLST : *point load strength test*) (Hoek et Brown, 1980). En revanche les tests de UCS sont plus longs à mettre en œuvre, car contrairement aux PLST, ils ne peuvent être effectués directement sur le terrain, et nécessitent donc de transporter les échantillons, puis de les préparer soigneusement, avant de pouvoir réaliser les essais, eux-mêmes prolongés (environ 15 minutes par échantillon). Dans la nature, la contrainte compressive, associée à la charge lithostatique de la colonne de dépôt en un point donné, est uniaxiale, de direction verticale. Des essais de compression triaxiale, prenant en compte les contraintes appliquées dans les trois directions de l'espace sont donc inutiles, car les contraintes horizontales peuvent être considérées comme négligeables par rapport à la contrainte verticale. Les expériences peuvent donc être menées sur un matériau non confiné (c'est-à-dire $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$). Les essais de résistance à la compression uniaxiale simulent parfaitement la contrainte associée à la charge lithostatique et

permettent ainsi d'obtenir des résultats se rapprochant du cas naturel. De plus, la résistance à la compression uniaxiale est depuis longtemps universellement utilisée pour estimer la résistance des roches, et de nombreuses classifications sont fondées sur des mesures de l'UCS (Hoek et Brown, 1980 ; Quane et Russell, 2003).

Les échantillons utilisés sont ceux ayant servi au calcul de la porosité, à savoir des parallélépipèdes rectangles dont la hauteur (h) est au moins égale à 2 fois la largeur moyenne (W) (Figure 47 et Figure 48), et dont les deux faces opposées sont parfaitement planes et parallèles. Les échantillons sont séchés dans une étuve à 100°C pendant 24 h avant les mesures.

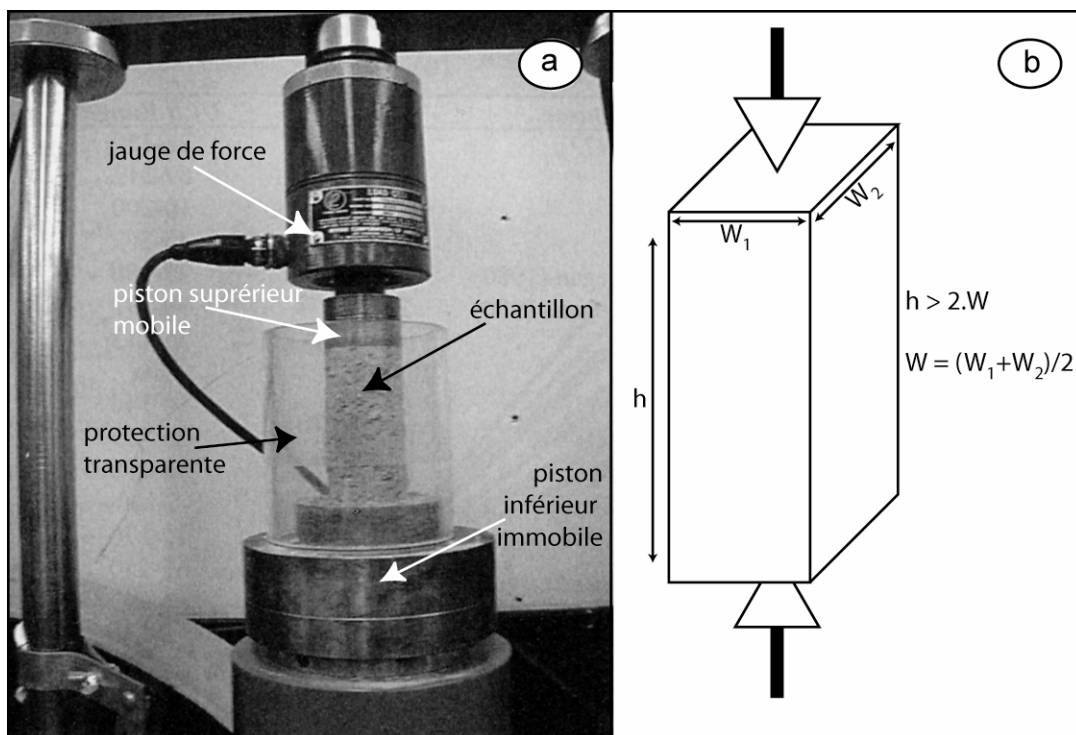


Figure 47 : a/ photographie de l'appareil utilisé pour les essais de résistance à la compression uniaxiale (UCS) : le SBEL Stiff Test System (Hydraulic computer controlled UCS test system) du Department of Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia, Vancouver, Canada. b/ dimensions des échantillons recommandées pour les tests de UCS (Quane et Russell, 2003).

L'échantillon est placé au centre entre deux pistons cylindriques en acier, dont le diamètre excède celui de l'échantillon, de manière à ce que h soit perpendiculaire à la surface des pistons (Figure 47a). On ajuste ensuite manuellement l'écart entre les deux pistons jusqu'à ce qu'ils touchent l'échantillon, c'est-à-dire jusqu'à l'obtention d'un poids d'environ +0.5 N appliqué sur l'échantillon. L'échantillon est ensuite compressé à un taux constant de 0.5 à 1.0 Mpa/s jusqu'à ce que le poids excède celui de la résistance à la compression de l'échantillon,

entraînant sa cassure. Le pic de poids (P) à la rupture est enregistré. La valeur de la résistance à la compression uniaxiale est ensuite calculée à partir de l'équation suivante :

$$UCS = \frac{P}{A}$$

dans laquelle A représente l'aire de la face de l'échantillon en contact avec les pistons :

$$A = W_1 \cdot W_2$$

Du fait de la faible quantité de matériel disponible pour les différentes mesures des propriétés physiques, nous n'avons pas pu répliquer les tests de UCS, qui aboutissent à une destruction de l'échantillon. Nous avons donc choisi d'utiliser l'écart-type déterminé par Quane et Russell (2005), de $\pm 15\%$, pour des tests réalisés sur des échantillons d'ignimbrites présentant la même gamme de variation des valeurs de densités et porosités que celles d'Arequipa.

Les essais de résistance à la compression uniaxiale sont calibrés pour des échantillons de forme cylindrique et de 50 mm de diamètre (UCS_{50}). Une correction de forme doit donc être réalisée sur les échantillons de forme différente. Soit D_e , représentant "le diamètre d'un cylindre équivalent" à l'échantillon :

$$D_e^2 = \frac{4A}{\pi}$$

Si D_e est différent de 50 mm, la correction de forme doit alors être effectuée en utilisant l'équation suivante :

$$UCS_{50} = F \cdot UCS$$

dans laquelle F, représentant le facteur de correction, est déterminé grâce à l'expression :

$$F = \left(\frac{D_e}{50} \right)^{0.45}$$

3.2. Résultats

Les essais de résistance à la compression uniaxiale sur les ignimbrites de la région d'Arequipa ont été réalisés avec le *SBEL Stiff Test System (Hydraulic computer controlled UCS test system)* au *Department of Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia, Vancouver, Canada*. Les essais s'appliquent à 31 échantillons prélevés le long des trois sections verticales, pour lesquels nous avons également déterminé la porosité (Figure 42).

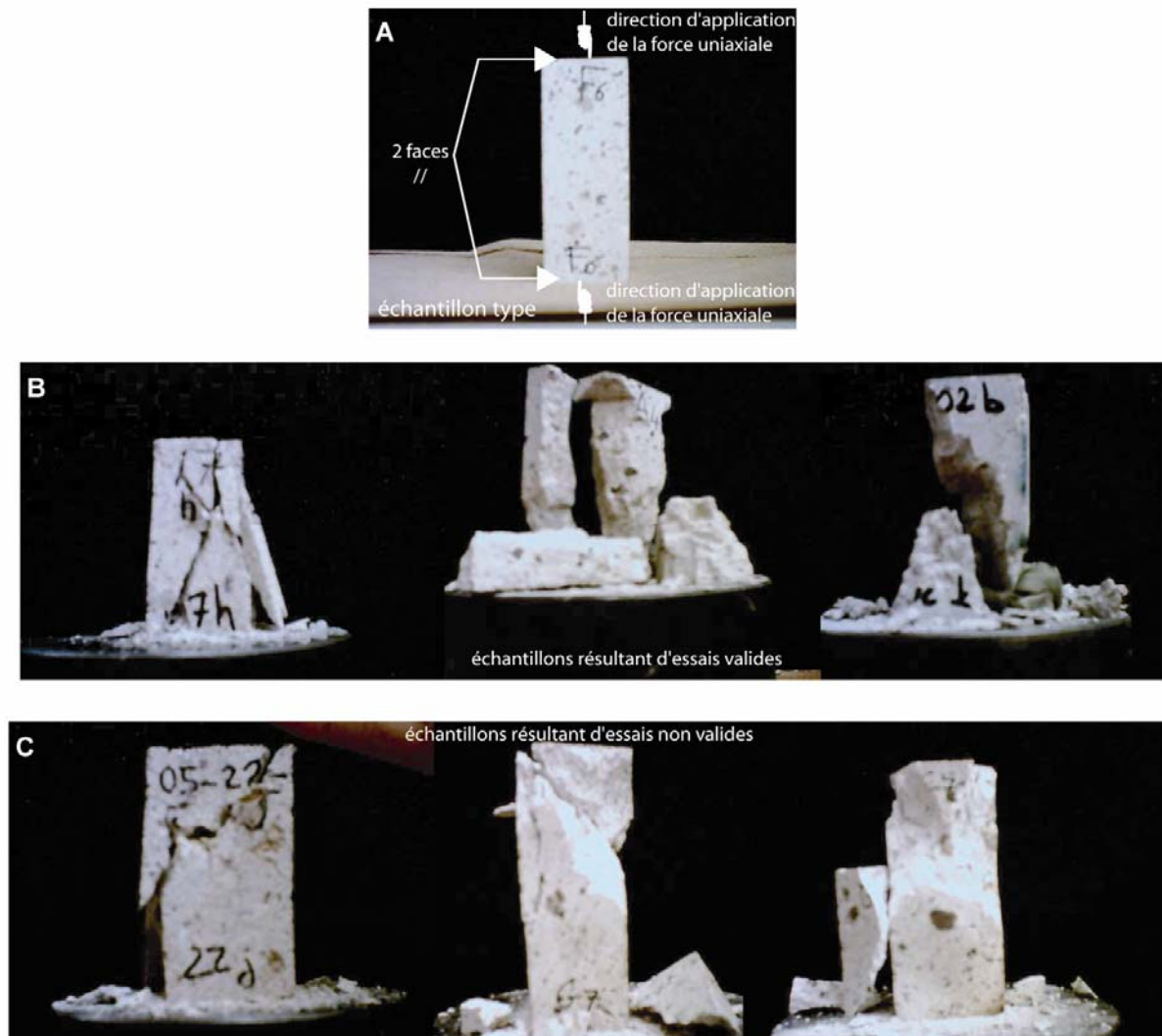


Figure 48 : A/ exemple d'échantillon d'ignimbrite utilisé pour les essais, caractérisé par ses deux faces parallèles et par un rapport $h > 2W$. B/ différents exemples d'échantillons résultant d'essais valides. Les fractures affectent les échantillons dans leur intégralité. C/ différents exemples d'échantillons résultant d'essais non valides. Les fractures n'affectent pas l'échantillon sur toute sa hauteur.

Lors de la préparation des échantillons, nous avons pris le plus grand soin à ce que les deux faces opposées, en contact avec les pistons, soient parallèles (Figure 48), afin que la force exercée soit uniformément répartie à la surface de l'échantillon. Les essais sont considérés comme valides lorsque la fracturation affecte l'échantillon dans son intégralité. Les essais pour lesquels seul un "écaillage" de l'échantillon à eu lieu, ou pour lesquels la fracturation n'affecte pas l'échantillon dans son intégralité, sont considérés comme non valides. Plusieurs exemples d'échantillons résultant d'essais valides et non valides sont présentés sur la Figure 48.

sample N°	épaisseur (m)	remarque	L (mm)	W1 (mm)	W2 (mm)	A (mm ²)	P (kN)	UCS (MPa)	De ² (mm ²)	De (mm)	F	UCS(50)
01A	0	Essai valide	64.49	32.22	20.69	666.63	16.7258	25.090	848.78	29.13	0.78	19.676
01B	1.5	Essai valide	68.99	32.55	24.83	808.22	22.75	28.148	1029.05	32.08	0.82	23.052
01C	3	Essai valide	82.13	32.12	24.14	775.38	18.6078	23.998	987.24	31.42	0.81	19.471
01F	7.5	Essai valide	70.57	28.36	27.40	777.06	14.8803	19.149	989.39	31.45	0.81	15.544
01G	9	petites fentes horizontales	75.41	31.60	26.31	831.40	11.3698	13.676	1058.57	32.54	0.82	11.271
01J	13.5	Essai valide	68.30	31.35	31.90	1000.07	12.8962	12.895	1273.32	35.68	0.86	11.079
01M	18	fragments lithiques	71.95	35.36	28.99	1025.09	13.4363	13.107	1305.18	36.13	0.86	11.324
01P	22.5	petites fentes à la base	72.70	29.10	28.05	816.26	9.339	11.441	1039.29	32.24	0.82	9.391
01S	27	base irrégulière	71.40	30.00	21.59	647.70	5.0306	7.767	824.68	28.72	0.78	6.052
01W	35	Essai valide	72.89	34.35	26.36	905.47	11.796	13.028	1152.88	33.95	0.84	10.945
01Z	41	ponces altérées	67.33	32.84	27.02	887.34	6.1848	6.970	1129.79	33.61	0.84	5.829
01Z2	44.3	grosses ponces	72.83	27.84	27.84	775.07	13.6381	17.596	986.84	31.41	0.81	14.275
09_01	0	explosive breack!	69.96	31.76	23.46	745.09	61.2975	82.269	948.68	30.80	0.80	66.153
09_02	2	explosive breack!	66.87	28.15	28.01	788.48	44.5184	56.461	1003.93	31.68	0.81	45.983
09_03	4	faces pas //	67.87	43.09	21.93	944.96	45.3996	48.044	1203.17	34.69	0.85	40.754
09_04	6	petites fentes	76.10	33.19	23.70	786.60	26.5367	33.736	1001.53	31.65	0.81	27.460
09_05	8	petites fentes au sommet	70.77	32.77	28.44	931.98	31.1078	33.378	1186.63	34.45	0.85	28.226
09_06	10	ponce altérée	66.43	31.34	23.02	721.45	44.5968	61.816	918.57	30.31	0.80	49.347
09_07	12	ponce altérée	65.91	30.78	26.61	819.06	22.2654	27.184	1042.85	32.29	0.82	22.330
09_08	14	Essai valide	65.59	33.87	27.87	943.96	15.8034	16.742	1201.88	34.67	0.85	14.198
09_09	16	grosses ponces altérées	71.01	26.43	26.19	692.20	9.2938	13.426	881.34	29.69	0.79	10.619
05_01	0	ponces nombreuses	55.90	34.17	20.47	699.46	10.6004	15.155	890.58	29.84	0.79	12.014
05_03	3	fragments lithiques	68.84	29.92	27.14	812.03	13.9502	17.179	1033.91	32.15	0.82	14.084
05_06	7.5	petit échantillon	60.81	24.31	23.51	571.53	11.9278	20.870	727.69	26.98	0.76	15.810
05_08	10.5	forme pas régulière	68.16	37.20	23.38	869.74	17.5585	20.188	1107.38	33.28	0.83	16.809
05_10	13.5	problème moteur manip	69.06	33.66	28.45	957.63	18.873	19.708	1219.29	34.92	0.85	16.768
05_13	23	Essai valide	60.47	27.71	22.52	624.03	13.403	21.478	794.54	28.19	0.77	16.595
05_15	27	Essai valide	66.15	31.88	24.35	776.28	16.199	20.868	988.39	31.44	0.81	16.935
05_17	31	Essai valide	61.85	25.45	22.99	585.10	12.9573	22.146	744.97	27.29	0.76	16.865
05_19	35	Essai valide	60.60	29.63	29.03	860.16	15.1214	17.580	1095.19	33.09	0.83	14.600
05_22	40.5	Essai valide	71.11	33.94	23.42	794.87	7.8429	9.867	1012.07	31.81	0.82	8.050

Tableau 4 : essais de résistance à la compression uniaxiale sur 31 échantillons des ignimbrites d'Arequipa. L, W1 et W2 sont les mesures de l'échantillon, A est l'aire de la surface de l'échantillon en contact avec le piston, P le poids de rupture, UCS la force associée à ce poids, De le diamètre du cylindre équivalent, F est le facteur de correction appliqué pour le calcul de UCS50.

Le pic de poids enregistré au moment de la rupture (P) et la valeur de force compressive uniaxiale correspondante (UCS) sont reportés dans le Tableau 4. Les valeurs de P mesurées pour les échantillons d'ignimbrites de la région d'Arequipa varie de 6.18 kN à 61.29 kN, ce

qui correspond à des valeurs de UCS de 6.97 à 82.26 Mpa. Cette gamme de variation des valeurs de UCS des ignimbrites de la région d'Arequipa est similaire aux données publiées pour différents tufs présentant des degrés de soudure variés (Tableau 5). Nous avons néanmoins observé des valeurs de UCS supérieures à celles proposées par Quane et Russell (2003) pour les dépôts les plus soudés (UCS > 50 Mpa), analogues aux données proposées par Greene (1973), pour les échantillons les plus soudés du Devine Canyon Tuff (Tableau 5). A titre de comparaison nous avons reporté dans le Tableau 5 les valeurs de UCS pour différents types de roches naturelles. Les plus faibles valeurs déterminées pour les ignimbrites d'Arequipa sont équivalentes à celles mesurées pour des échantillons de ponces. Les échantillons d'ignimbrite les plus soudés, dont les valeurs de résistance à la compression atteignent 82 Mpa, sont beaucoup moins résistants que des basaltes ou des granites (Tableau 5).

Les valeurs de UCS les plus élevées ont généralement été enregistrées pour les échantillons situés vers la base des profils (Figure 49). La correction de forme appliquée sur les données de UCS entraîne une diminution de la valeur calculée (UCS50), mais l'évolution verticale des valeurs corrigées (UCS50) est parallèle à celle des données non corrigées (UCS) (Figure 49).

roche et/ou ignimbrite	source	Ech. / remarque	UCS (Mpa)	1 σ
Bandelier tuff	Quane et Russell, 2005	Non soudé à soudé	2.07-12.41	
Devine canyon tuff	Greene, 1973	soudé	31.13-104.68	
Shevlin Park Tuff	Quane et Russell, 2003	soudé	20-23	1.7
ponces Mt. Meager	Quane et Russell, 2003	60% porosité	2.7-6.7	1.05
		40% porosité	16.6-13.7	2.4
Rhyolite	Matsukura et al., 2002	dôme lave, Japon	8-23	1.73-2.98
basalte	Quane et Russell, 2003	Cheakamus, B.C.	132-164	22.8
Grès	Quane et Russell, 2003	Berea	72-76	2.8
	Singh et Seshagiri, 2005		32-75	
Granite	Quane et Russell, 2003	Granite ls. B.C.	177-187	4.1
	Persson et Göransson, 2005		269	

Tableau 5 : mesures de la résistance à la compression uniaxiale pour différents types de roches et différentes ignimbrites.

Les valeurs de UCS les plus fortes ont été enregistrées le long de la section SPIG0409 dans l'ILJ (Figure 42, Figure 49 et Tableau 4), qui est aussi celle dont le faciès est le plus soudé avec des fiammes vers la base de la section, associées à de forte densités (jusqu' à 2.0) et à de faibles porosités (0.2 environ). Cette section présente une augmentation régulière de la valeur de UCS du sommet vers la base du dépôt avec une irrégularité observée aux alentours de 10 m, identique à celle que l'on peut observer le long du profil de compaction et du profil de variation de la porosité correspondants (Figure 45 et Figure 46). La présence d'un clast de

grande taille dans l'échantillon anomalique, expliquerait ce saut de densité associé à une perte de porosité et à une augmentation de la résistance à la compression.

La section SPIG0401 échantillonnée dans l'IAA (Figure 42) présente des valeurs relativement constantes de UCS le long du profil (10-15 MPa) avec une augmentation des valeurs seulement visible dans le tiers inférieur de la section (15 MPa à 30 MPa environ). Cette évolution est semblable à celle observée pour la densité et la porosité (Figure 45 et Figure 46). La section SPIG0405 échantillonnée dans l'IRC (Figure 42) est plus complète, comme le montre les profils de variation des valeurs UCS (Figure 49), présentant une augmentation des valeurs de UCS depuis le sommet jusqu'à une valeur qui reste constante sur plus de la moitié de la section, avant de diminuer à nouveau à la base.

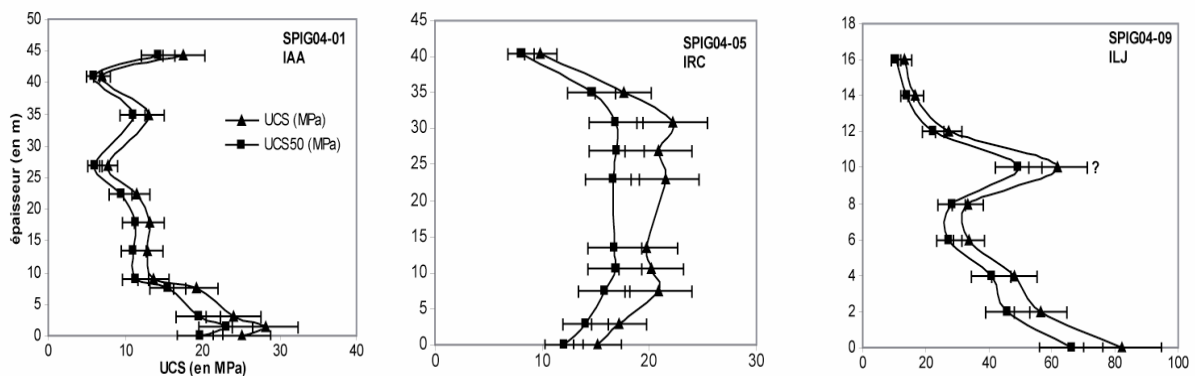


Figure 49 : profils verticaux de variation de la résistance à la compression uniaxiale, le long de trois sections réalisées dans les ignimbrites d'Arequipa (IAA, IRC et ILJ). Les sections et les échantillons choisis sont celles et ceux ayant servi au calcul de la porosité.

Les différentes propriétés physiques des ignimbrites d'Arequipa semblent évoluer de manière cohérente le long des profils verticaux. Quelles sont les relations qui relient ces différentes propriétés physiques ?

4. Co-variation des propriétés physiques

Nous nous proposons d'étudier les relations ou les co-variations entre les différentes propriétés physiques des ignimbrites visant à mesurer le degré de soudure des ignimbrites d'Arequipa. La densité totale (ρ_{tot}) est communément utilisée pour étudier la variation de la soudure des ignimbrites (Quane et Russell, 2005 ; Streck et Grunder, 1995 ; Sheridan et Ragan, 1976). Nous avons donc choisi la densité totale normalisée comme référence pour l'étude des co-variations avec la porosité et les valeurs de UCS. Nous avons comparé nos

résultats avec ceux acquis par différents auteurs sur des ignimbrites présentant différents degrés de soudure mais semblables à celles d'Arequipa (Quane et Russell, 2005 ; Greene, 1973 ; Tableau 6).

La co-variation entre chaque propriété physique est illustrée par les diagrammes des Figure 50 et Figure 51, représentant leur variation en fonction de la densité normalisée (ρ_n). Pour chaque diagramme nous avons représenté la meilleure régression possible, c'est-à-dire celle qui présente le plus grand coefficient de corrélation R^2 . L'équation de la régression est reportée dans chaque diagramme. La forme de ces relations entre propriétés physiques est purement descriptive.

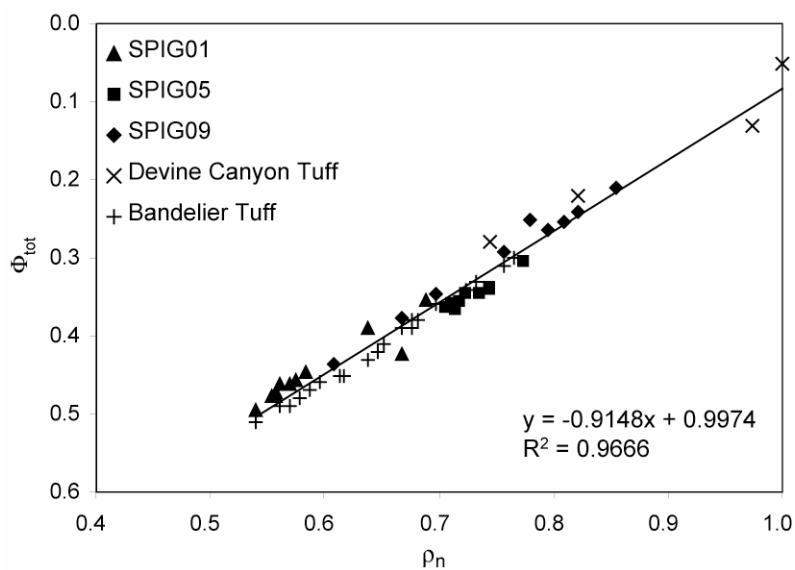


Figure 50 : variation de la porosité totale (Φ_{tot}) en fonction de la densité normalisée (ρ_n). Les données correspondantes aux ignimbrites "Devine Canyon Tuff et Bandelier Tuff" sont tirées de Quane et Russell (2005). La droite représente la meilleure régression répondant à l'équation reportée en bas du diagramme.

La porosité montre une excellente corrélation avec ρ_n ($R^2 = 0.96$, Figure 50), répondant à une équation polynomiale d'ordre 2 (de type $y = ax^2+bx+c$). Cette bonne corrélation confirme le fait que seule une très faible partie de la porosité n'est pas connectée dans les ignimbrites étudiées. Cette excellente corrélation nous permet aussi de montrer que la soudure dans les ignimbrites analysées dans ce diagramme correspond étroitement à la perte de porosité.

La corrélation entre la résistance à la compression uniaxiale (UCS) et la densité normalisée n'est pas linéaire (Figure 51) et présente un seuil à $\rho_n = 0.7$. Pour des valeurs de ρ_n inférieures à 0.70, la résistance des roches présente une augmentation modérée et quasi linéaire comme on peut le voir sur la Figure 51. Le coefficient de corrélation associé à cette régression est néanmoins assez médiocre ($R^2 < 0.7$). Pour les valeurs de $\rho_n > 0.7$, la résistance des roches à

la compression augmente très rapidement sur une faible gamme de variation de ρ_n (0.7-0.86) (Figure 51). La corrélation est meilleure ($R^2 > 0.7$) que pour les faibles valeurs de ρ_n et elle répond à une loi de puissance, présentée sur la Figure 51, en bas à droite. Pour les fortes valeurs de ρ_n (> 0.9), non mesurées dans les ignimbrites d'Arequipa, les données de UCS deviennent moins précises et inutilisables (Price et Bauer, 1985 ; Quane et Russell, 2003, 2005).

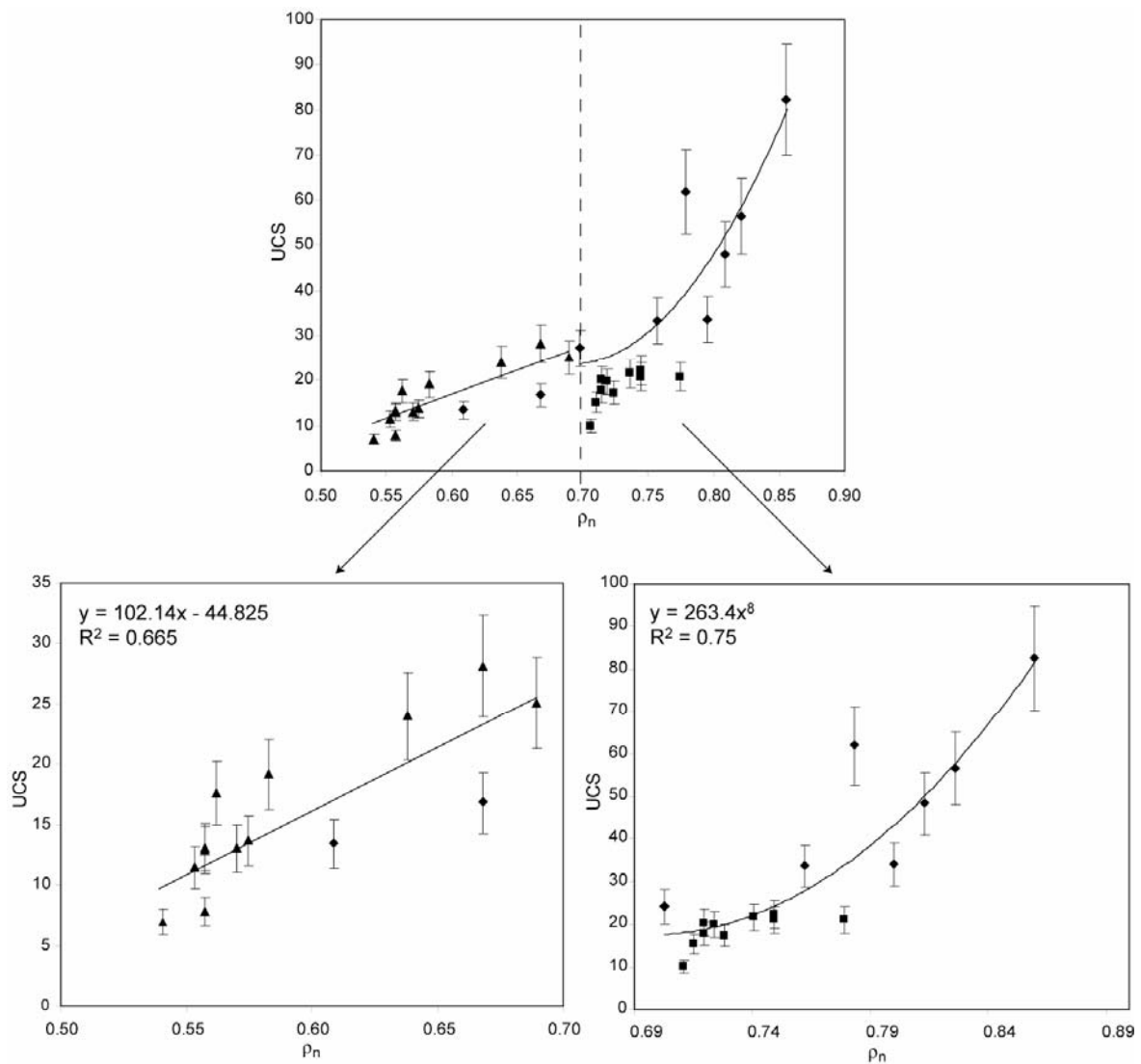


Figure 51 : variations des données d'UCS en fonction de la densité normalisée (ρ_n). En haut : diagramme présentant toute la gamme de variation de ρ_n . En bas : courbes de régressions et équations correspondantes pour $\rho_n < 0.70$ et $\rho_n > 0.70$.

Price et Bauer (1985) ont observé la même évolution non linéaire entre la porosité et la résistance de la roche pour les tufs de Yucca Mountain, sur une grande gamme de variation de la résistance et de la porosité, équivalente à une variation de ρ_n de 0.35 à 0.9 (selon Quane et Russell, 2005).

Unité et/ou ignimbrite	éch.	ρ	Pn (2.35)	Φ_{tot}	2σ	UCS (Mpa)
Unit4	SCC1-20	1.59	0.68	0.38	0.0050	
Tshirege member,	SCC1-19	1.6	0.68	0.38	0.0050	
Bandelier tuff	SCC1-18	1.72	0.73	0.33	0.0040	
Quane and Russell, 2005	SCC1-17	1.78	0.76	0.31	0.0040	12.41
	SCC1-16	1.8	0.77	0.3	0.0040	12.78
	SCC1-15	1.7	0.72	0.34	0.0040	
	SCC1-14	1.64	0.70	0.36	0.0040	6.74
	SCC1-13	1.59	0.68	0.39	0.0050	
	SCC1-12	1.57	0.67	0.39	0.0050	
	SCC1-11	1.53	0.65	0.41	0.0050	
	SCC1-10	1.52	0.65	0.42	0.0050	5.34
	SCC1-9	1.5	0.64	0.43	0.0050	4.26
	SCC1-8	1.45	0.62	0.45	0.0050	3.27
	SCC1-7	1.44	0.61	0.45	0.0050	2.38
	SCC1-6	1.4	0.60	0.46	0.0060	
	SCC1-5	1.38	0.59	0.47	0.0060	2.37
	SCC1-4	1.36	0.58	0.48	0.0060	2.44
	SCC1-3	1.34	0.57	0.49	0.0060	
	SCC1-2	1.32	0.56	0.49	0.0060	2.07
	SCC1-1	1.27	0.54	0.51	0.0060	
Devine canyon tuff	DVC 10-1	2.29	0.97	0.13	0.0020	71.75
Greene, 1973	DVC 10-2	2.35	1.00	0.05	0.0010	31.13
	DVC 10-4	1.75	0.74	0.28	0.0030	104.68
	DVC 8-5	1.93	0.82	0.22	0.0030	57.82
SPIG0401	01A	1.62	0.69	0.35	0.0020	25.09
Unité blanche IAA	01B	1.57	0.67	0.42	0.0164	28.15
	01C	1.50	0.64	0.39	0.0007	24.00
	01F	1.37	0.58	0.44	0.0016	19.15
	01G	1.35	0.57	0.46	0.0026	13.68
	01J	1.31	0.56	0.48	0.0029	12.90
	01M	1.31	0.56	0.47	0.0014	13.11
	01P	1.30	0.55	0.48	0.0014	11.44
	01S	1.31	0.56	0.47	0.0007	7.77
	01W	1.34	0.57	0.46	0.0010	13.03
	01Z	1.27	0.54	0.49	0.0001	6.97
	01Z2	1.32	0.56	0.46	0.0011	17.60
SPIG0405	05_01	1.67	0.71	0.36	0.0007	15.16
IRC	05_03	1.70	0.72	0.35	0.0015	17.18
	05_06	1.82	0.77	0.30	0.0004	20.87
	05_08	1.68	0.71	0.36	0.0012	20.19
	05_10	1.69	0.72	0.36	0.0008	19.71
	05_13	1.73	0.74	0.35	0.0006	21.48
	05_15	1.75	0.74	0.34	0.0009	20.87
	05_17	1.75	0.74	0.34	0.0010	22.15
	05_19	1.68	0.71	0.37	0.0014	17.58
	05_22	1.66	0.71	0.36	0.0026	9.87
SPIG0409	09_01	2.01	0.86	0.21	0.0010	82.27
ILJ	09_02	1.93	0.82	0.24	0.0005	56.46
	09_03	1.90	0.81	0.25	0.0004	48.04
	09_04	1.87	0.80	0.26	0.0012	33.74
	09_05	1.78	0.76	0.29	0.0002	33.38
	09_06	1.83	0.78	0.25	0.0007	61.82
	09_07	1.64	0.70	0.35	0.0010	27.18
	09_08	1.57	0.67	0.38	0.0019	16.74
	09_09	1.43	0.61	0.43	0.0010	13.43

Tableau 6 : résultats des propriétés physiques mesurées et/ou calculées pour les ignimbrites de la région d'Arequipa, ainsi que pour le Bandelier Tuff (Quane et Russell, 2005) et le Devine Canyon Tuff (Greene, 1973).

En-dessous du seuil ($\rho_n < 0.7$), la compaction du dépôt est principalement mécanique, associée à la rotation et à l'organisation des particules cendreuse jusqu'à l'obtention d'un agencement compact. L'agglomération des particules vitreuses reste limitée pendant cette compaction mécanique et la résistance mécanique du dépôt augmente donc régulièrement et proportionnellement à sa densification.

Au delà du seuil ($\rho_n > 0.7$), la résistance mécanique du dépôt augmente rapidement, alors que sa densité, ayant atteint ou approchant sa valeur maximale, se stabilise. Cette augmentation rapide de la résistance mécanique du dépôt au delà du seuil ($\rho_n = 0.7$) est due au processus de compaction par soudure, qui succède à la compaction mécanique, entraînant une déformation visqueuse du dépôt. La compaction par soudure est en effet associée à l'agglomération des particules vitreuses du dépôt (voir chapitre 2), qui produit une augmentation de la surface de contact entre les particules cendreuse, et améliore ainsi la résistance mécanique du dépôt, par son induration.

Les grandes gammes de variations déterminées pour les différentes propriétés physiques dans les ignimbrites étudiées, ainsi que leur bonne corrélation avec la densification du dépôt, nous autorisent à les utiliser, pour classer des différents degrés de soudure observés dans les dépôts. Cette classification est décrite dans le chapitre 2.

5. Profils de compaction : épaisseur des dépôts et températures de mise en place

Les profils de compaction réalisés dans les ignimbrites d'Arequipa permettent d'estimer les températures de mise en place ainsi que les épaisseurs initiales des dépôts, grâce à l'application du modèle numérique de compaction réalisé par Sheridan et Wang (2005).

5.1. Modèle numérique de compaction des dépôts de coulées de cendres et ponces

Sheridan et Wang (2005) ont développé un modèle numérique servant à mesurer l'une des propriétés (densité totale) liées au processus de soudure des ignimbrites rhyolitiques, en s'appuyant sur les modèles plus anciens de Riehle (1973), Miller (1990), et Wang (1995). Ce modèle permet de reproduire des profils de compaction (variation de la densité en fonction de l'épaisseur) pour des dépôts de coulées de cendres et ponces, à partir de la connaissance de leur température initiale et de l'épaisseur lors de leur mise en place. Inversement, il permet aussi d'estimer la température de mise en place ainsi que l'épaisseur initiale des dépôts dont nous connaissons le profil de compaction. Ce modèle numérique inclut les équations de

compaction pour simuler la déformation visqueuse des verres volcaniques. Ces équations de compaction sont dérivées d'un système d'équations de Navier-Stokes (écoulement de fluides) appliquées à un milieu compressible à deux phases, qui permettent de simuler le transport de masse, le moment et l'énergie d'un volatil de densité variable à travers un milieu poreux (ignimbrite).

5.2. Application du modèle numérique de compaction à l'étude des conditions de mise en place des ignimbrites.

Sheridan et Wang (2005) ont appliqué ce modèle numérique à la détermination de l'histoire du refroidissement de l'ignimbrite "Bishop Tuff". Le modèle numérique de compaction permet en effet d'obtenir des informations sur les températures de mise en place et sur les épaisseurs initiales des dépôts de coulées de cendres et ponces avant la compaction et la soudure. Nous avons suivi la méthodologie proposée par ces auteurs, afin de déterminer les températures et les épaisseurs initiales de plusieurs unités de refroidissement échantillonnées dans les ignimbrites de la région d'Arequipa, pour lesquelles nous avons réalisé les profils de compaction, localisés sur la Figure 42.

Dans un premier temps nous avons utilisé le tableau de référence calculés par Sheridan et Wang (2005), à partir du modèle numérique de compaction, simulant les données de densité maximum (ρ_{max}) d'une série de REPs ("*rapid emplaced packet*" ou paquet d'unités d'écoulement mises en place rapidement) couvrant la gamme de valeurs de température de mise en place et d'épaisseurs initiales suivante (Tableau 7) :

- gamme de températures de mise en place (T_e) : 550-700°C avec un pas de 50°C.
- gamme d'épaisseurs initiales (H_i) : 40-70 m avec un pas de 10 m.

	Te = 550°C	Te = 600°C	Te = 650°C	Te = 700°C
Hi = 10 m	<i>$\rho_{max} = 1.06$</i>	<i>$\rho_{max} = 1.20$</i>	<i>$\rho_{max} = 1.45$</i>	<i>$\rho_{max} = 1.74$</i>
Hi = 20 m	<i>$\rho_{max} = 1.13$</i>	<i>$\rho_{max} = 1.30$</i>	<i>$\rho_{max} = 1.56$</i>	<i>$\rho_{max} = 1.87$</i>
Hi = 30m	<i>$\rho_{max} = 1.20$</i>	<i>$\rho_{max} = 1.39$</i>	<i>$\rho_{max} = 1.66$</i>	<i>$\rho_{max} = 1.98$</i>
Hi = 40 m	$\rho_{max} = 1.26$	$\rho_{max} = 1.47$	$\rho_{max} = 1.74$	$\rho_{max} = 2.09$
Hi = 50 m	$\rho_{max} = 1.32$	$\rho_{max} = 1.54$	$\rho_{max} = 1.82$	$\rho_{max} = 2.18$
Hi = 60m	$\rho_{max} = 1.37$	$\rho_{max} = 1.60$	$\rho_{max} = 1.88$	$\rho_{max} = 2.25$
Hi = 70 m	$\rho_{max} = 1.42$	$\rho_{max} = 1.65$	$\rho_{max} = 1.94$	$\rho_{max} = 2.31$

Tableau 7 : effets des températures de mise en place (T_e) et épaisseurs initiales (H_i) sur la densité maximum. Les valeurs en italiques ont été extrapolées à partir des courbes d'évolution de la Figure 52 et de leurs équations.

Nous avons représenté graphiquement l'évolution des valeurs de ρ_{max} en fonction de H_i pour la gamme de température de mise en place (550-700°C) (Figure 52). Cela nous a permis d'extrapoler les courbes d'évolution de la densité maximum pour chaque valeur de T_e (Figure 52), afin d'obtenir les valeurs de ρ_{max} pour des valeurs de H_i de 30, 20 et 10 m, ce qui nous

permet de couvrir la gamme de variations attendues pour les profils de compaction étudiés. Les valeurs obtenues par extrapolation des courbes de variation de ρ_{max} ont été consignées en italique dans le Tableau 7.

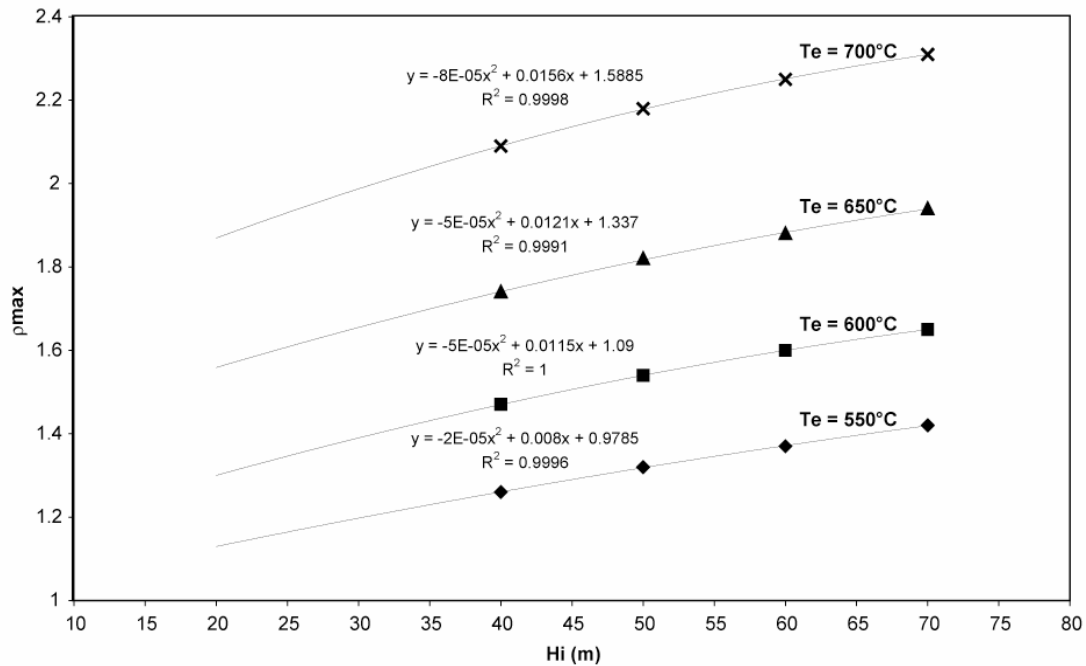


Figure 52 : ρ_{max} en fonction de H_i pour la gamme de températures de mise en place (T_e) 550-700°C. Les lignes noires représentent les courbes extrapolées à partir des données de Sheridan et Wang (2005). Les équations des courbes d'extrapolation et les coefficients de corrélation (R^2) sont écrits pour chaque température.

Les données reportées dans le Tableau 7 permettent d'obtenir les valeurs de T_e pour des unités de refroidissement simples ou des REPs dont l'épaisseur initiale varie de 10 à 70 m. La méthode que nous avons utilisée consiste à obtenir graphiquement la valeur de T_e , à partir des valeurs de H_i et ρ_{max} (Figure 53), avec une précision de $\pm 10^\circ\text{C}$.

L'épaisseur initiale (H_i) de l'unité de refroidissement ou du REP peut être calculée à partir de son profil de compaction en utilisant la relation suivante (Sheridan et Wang, 2005) :

$$(1) H_i = 1/K \sum_b^s \rho(z) \Delta z$$

où K est une constante égale à la valeur de la densité totale de l'ignimbrite non soudée, égale à 1, $\rho(z)$ est la fonction de la densité totale, s et b représentent respectivement le sommet et la base du profil, et Δz est la différence d'altitude entre deux points successifs du profil de compaction.

$$\text{Or } \sum_b^s \rho(z) \Delta z \approx \rho_{moy} \cdot H_{comp}$$

où ρ_{moy} est la densité totale moyenne calculée pour le REP ou l'unité de refroidissement simple et H_{comp} est l'épaisseur du REP ou de l'unité de refroidissement simple compactée. Du fait de l'incertitude existante sur la mesure sur le Δz , cette simplification n'aggrave pas l'erreur sur le calcul de H_i . Après simplification on obtient donc la relation suivante :

$$(2) H_i = \rho_{moy} \cdot H_{comp}$$

La plupart des unités de refroidissement simples ou composées ne sont pas représentées intégralement le long des profils de compaction étudiés, pour différentes raisons :

- la base enterrée n'est pas accessible pour un échantillonnage,
- le sommet de l'unité de refroidissement a été érodé,
- les parties basales et/ou sommitales sont trop meubles pour pouvoir être échantillonnées (ayant une densité généralement inférieure à 1.2).

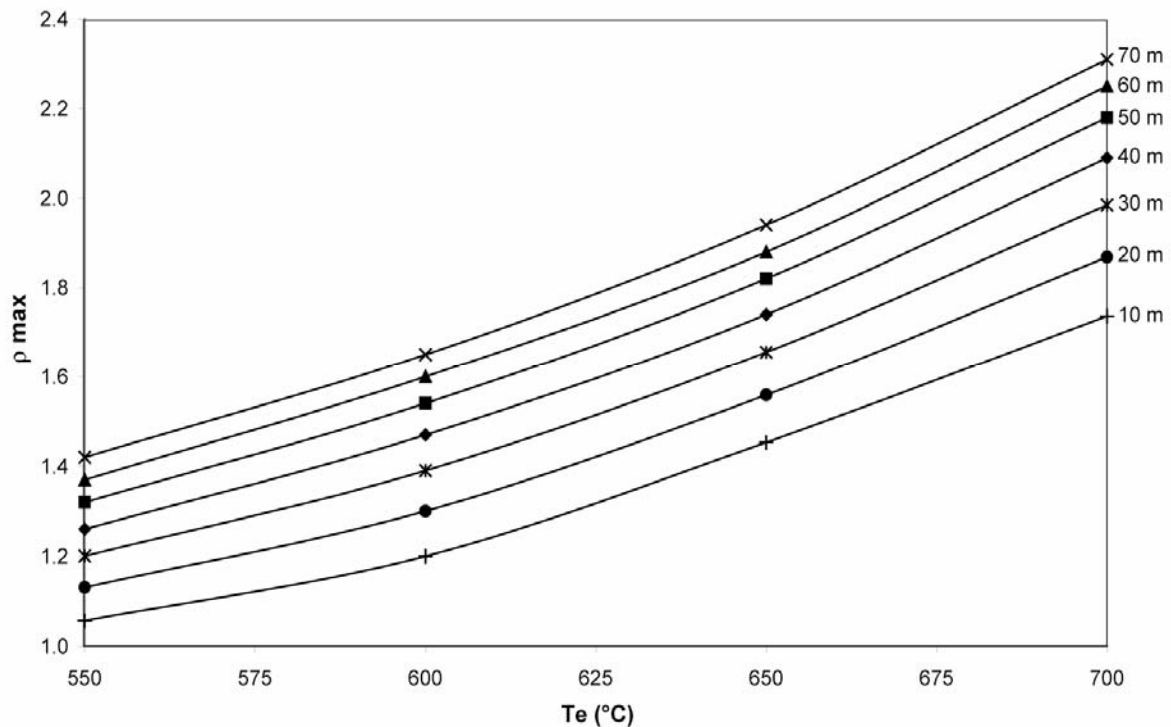


Figure 53 : diagramme de variation de ρ_{max} en fonction de T_e , pour la gamme d'épaisseurs initiales H_i de 10 à 70m.

Il est donc impossible d'estimer directement l'épaisseur compactée (H_{comp}) des REPs inférieurs et sommitaux. Une estimation directe de H_{comp} est en effet uniquement possible pour les REPs intermédiaires des profils de compaction.

Il est néanmoins possible d'estimer la valeur de H_{comp} des REPs incomplets, pour lesquels le maximum de densité (ρ_{max}) est enregistré sur le profil de compaction, en utilisant la relation selon laquelle le maximum de la densité (ρ_{max}) d'un profil de compaction se situe à $44.1\% \pm$

0.8 % de H_{comp} depuis la base de l'unité, quelle que soit sa température de mise en place (Sheridan et Wang, 2005).

Après avoir déterminé directement ou non la valeur de H_i , la température de mise en place (T_e) est estimée graphiquement à l'aide du graphique de la Figure 53.

5.3. Histoire du refroidissement des ignimbrites de région d'Arequipa.

Section	ρ_{max}	ρ_{moy}	H_{comp}	H_i	T_e
IAA SPIG0401 REP2	1.62	1.47	14m	21m	658°C
IAA SPIG0401 REP3	1.35	1.31	35m	46m	>565°C
IAA SPIG0402 REP 1	1.39	1.25	35m	44m	576°C
IAA SPIG0402 REP 2	1.34	1.24	10m	13m	624°C
IAA SPIG0402 REP 3	1.29	1.20	13m	16m	609°C
IAA SPIG0404 REP 1	1.71	1.67	29m	48m	635°C
IAA SPIG0404 REP 2	1.64	1.58	20m	32m	643°C
IAA SPIG0404 REP 3	1.45	1.41	15m	21m	627°C
ILJ SPIG0406 REP 1	1.96	1.84	18m	33m	688°C
ILJ SPIG0406 REP 2	1.74	1.72	10m	17m	680°C
ILJ SPIG0406 REP 3	1.87	1.80	20m	36m	675°C
ILJ SPIG0407	2.02	1.89	21m	40m	685°C
ILJ SPIG0408 REP 1	1.99	1.87	27m	50m	675°C
ILJ SPIG0408 REP 2	1.67	1.57	20m	31m	650°C
ILJ SPIG0409	2.01	1.61	32m	51m	675°C

Tableau 8 : valeurs de ρ_{max} , ρ_{moy} , H_{comp} , H_i mesurées ou calculées pour les différents REPs à partir des profils de compaction localisés sur la Figure 42. Pour chaque REP la température de mise en place T_e est déduite du digramme de la Figure 53.

Les épaisseurs initiales (H_i) calculées pour les différents REPs identifiés le long des profils de compaction ainsi que leur températures de mise en place (T_e) obtenues grâce à la Figure 53 sont reportées dans le Tableau 8.

Les REPs identifiés sur les profils de compaction de l'unité blanche de l'IAA (Figure 44, SPIG0401, SPIG0402, et SPIG0404), montrent des valeurs de T_e comprises entre 565°C et 658°C. Ces températures de mise en place sont inférieures à celles enregistrées par les REPs de l'ILJ (Figure 45, SPIG0406, SPIG0407, SPIG0408 et SPIG0409), comprises entre 650°C et 688°C, et offrent une plus grande gamme de variation.

Les profils de compaction réalisés dans l'IAA ont pu être arrangés spatialement dans le but de corréler entre eux les différents REPs identifiés (Figure 44). Le REP1 inférieur n'est représenté que sur les sections SPIG0402 et SPIG0404, respectivement situées à l'est et à l'ouest du bassin d'Arequipa (Figure 42). Des épaisseurs initiales (H_i) de $43 \pm 6.5m$ et 48 ± 3.5

m, respectivement, ont été calculées pour cette unité. Malgré une épaisseur initiale relativement constante le long de ces deux sections, la température de mise en place estimée pour la section occidentale (SPIG0404, Tableau 8 et Figure 42) est supérieure d'environ 50°C à celle estimée pour le même REP le long de la section orientale (SPIG0402, Tableau 8 et Figure 42). Cette différence de température de mise en place peut être expliquée par le fait que la section occidentale (SPIG0404) serait plus proche de la zone source (complexe volcanique du Chachani, Figure 42) du REP1. Les unités d'écoulement constituant ce REP1 ont par conséquent subi un refroidissement moins important lors du transport, dû à une distance parcourue moins importante, pour la section occidentale. Le REP2 représenté sur les trois profils montre un épaissement dans la direction est-ouest, depuis une valeur de H_i de $13\pm 2\text{m}$ jusqu'à une valeur de $32\pm 4.5\text{m}$. De plus, la température de mise en place estimée pour le REP2 le long de la section orientale (SPIG0402, Tableau 8 et Figure 42) est inférieure d'environ 30°C à celles estimées le long des deux autres sections pour cette unité. Ces observations des variations de H_i et T_e coïncident avec celles effectuées pour le REP1 et permettent ainsi de localiser la zone source des REP1 et REP2 dans une zone plus proche des sections SPIG0401 et SPIG0404 (Figure 42). La valeur de H_i calculée pour le REP3 est maximale au centre du bassin d'Arequipa où elle représente une épaisseur de $45.7\pm 11.5\text{m}$ et diminue en direction de l'est et de l'ouest pour atteindre des valeurs de $15\pm 1.5\text{m}$ et $21\pm 3\text{m}$ respectivement. A l'inverse de H_i , la valeur de la température de mise en place du REP3 augmente depuis une valeur minimale $>565^\circ\text{C}$ au centre du bassin (Section SPIG0401, Tableau 8 et Figure 42) jusqu'à des valeurs de 609°C et 627°C à l'est et l'ouest du bassin. Comme pour les REP1 et REP2, les variations de la température de mise en place du REP3 entre les trois sections est cohérente avec une source plus proche de la section occidentale (SPIG0404, Figure 42).

Les variations de H_i pour les différents REPs identifiés dans l'unité de refroidissement de l'IAA montrent des directions de mise en place variables entre les différentes unités d'écoulement dans cette ignimbrite, malgré une direction générale de mise en place du NNE vers le SSO. Celles-ci ont en effet pu emprunter des chemins différents lors de leur mise en place, influencés par la paléotopographie du bassin. La canalisation de l'écoulement dans une paléovallée peut par exemple expliquer la plus forte épaisseur du REP3 observée le long de la section centrale (SPIG0401, Figure 42).

Du fait de leur l'éloignement géographique et de la différence d'altitude importante entre chacun d'eux, il est impossible de corrélérer spatialement les différents REPs identifiés le long des différents profils de compaction réalisés dans l'ILJ. Chaque profil a donc été étudié

individuellement depuis le nord vers le sud du dépôt. Le profil de compaction incomplet de la section SPIG0409 (Figure 42) située sur l'Altiplano, au nord de la zone d'étude, dans la vallée du Río Sumbay ne comporte qu'un seul REP pour lequel nous avons calculé une valeur de H_i de 51.36 m en considérant que la densité de 2.02 mesurée à la base de la section est la densité maximale du REP ($\rho_{\max}=2.02$) et en utilisant la relation selon laquelle la densité maximale (ρ_{\max}) d'un REP se situe à 44% de l'épaisseur du dépôt compacté. La valeur de T_e ainsi obtenue pour ce REP est de 675°C.

Les sections SPIG0408 et SPIG0406 échantillonnées dans le canyon du Río Chili (Figure 42) montrent une histoire du refroidissement plus complexe avec plusieurs REPs successifs dont l'épaisseur initiale varie de 17±3m à 50±6m et dont les températures de mise en place relativement homogènes sont très élevées, comprises entre 650±10°C et 688±10°C. Enfin nous avons pu estimer à 40 m l'épaisseur initiale de l'unique REP de la section SPIG0407 dans la vallée du Río Chili (Figure 42), ce qui permet d'estimer sa température de mise en place à 685°C. Les températures de mise en place élevées, observées pour l'ILJ, sont cohérentes avec le plus fort degré de soudure mis en évidence dans cette ignimbrite. La constance de ces températures le long des différentes sections pourtant géographiquement éloignées (jusqu'à 30 km entre les sections SPIG0409 et SPIG0407), pourrait être expliquée par une mise en place des différents REPs de cette ignimbrite dans une paléovallée étroite. La proximité des parois de la vallée permet alors à l'ignimbrite de maintenir une température élevée tout au long de son parcours, limitant ainsi son refroidissement. L'absence d'une colonne éruptive haute, limiterait également la déperdition de chaleur lors du transport dans l'air.

Chapitre 2. La soudure dans les ignimbrites : mécanisme de compaction et classification de l'intensité de la soudure.

Introduction

La cartographie et la classification de la soudure dans les ignimbrites sont fondées sur les travaux classiques de Smith (1960). Plus récemment plusieurs auteurs ont tenté d'élaborer des classifications semi-quantitatives de la variation du degré de soudure des ignimbrites, basées sur la covariation de plusieurs propriétés géologiques et physiques (Streck et Grunder, 1995 ; Quane et Russell, 2005). Certaines ignimbrites de la région d'Arequipa exposent des variations latérales et verticales importantes de l'intensité de la soudure. Il nous a donc semblé utile de pouvoir classer semi-quantitativement ces variations, dans le but de pouvoir les comparer avec celles observées dans d'autres ignimbrites.

1. Mécanisme de compaction et soudure des ignimbrites

La compaction des coulées de cendres et ponces commence dès le moment où la coulée s'arrête. Le mécanisme de compaction et le degré de soudure d'un dépôt sont très dépendants de sa composition chimique. Les descriptions et les résultats présentés ici ne s'appliquent donc qu'aux ignimbrites de composition rhyolitique.

Le premier processus entraînant une densification et une perte de porosité du dépôt est la déflation de l'écoulement de cendres et ponces, liée au dégazage. La déflation est en effet contrôlée par le flux de volatils qui s'échappent pendant l'écoulement et le dépôt. Lorsque l'écoulement s'arrête, il peut continuer à se comporter comme un courant fluidisé, relativement dense (la densité maximale d'une coulée de cendres en mouvement est proche de 1). A la fin du processus de dégazage, la coulée entière se comporte comme un dépôt fixe entièrement supporté par l'assemblage compact des particules. La position relative des particules voisines n'est plus libre de changer à partir de ce moment.

Le deuxième processus entrant en jeu dans la densification du dépôt est sa compaction mécanique (Sheridan et Wang, 2005 ; Grunder et al., 2005). La compaction mécanique est la conséquence de l'agencement et de la rotation des particules qui ne changent pas de forme. Ce processus entraîne une grande diminution de la porosité et une forte densification du dépôt. Son effet sur la texture de la roche (orientation des grains, forme) est mineur selon Sheridan et

Wang (2005), alors que pour Grunder et al. (2005), la majorité de la rotation des échardes dans une foliation a lieu pendant cette compaction mécanique.

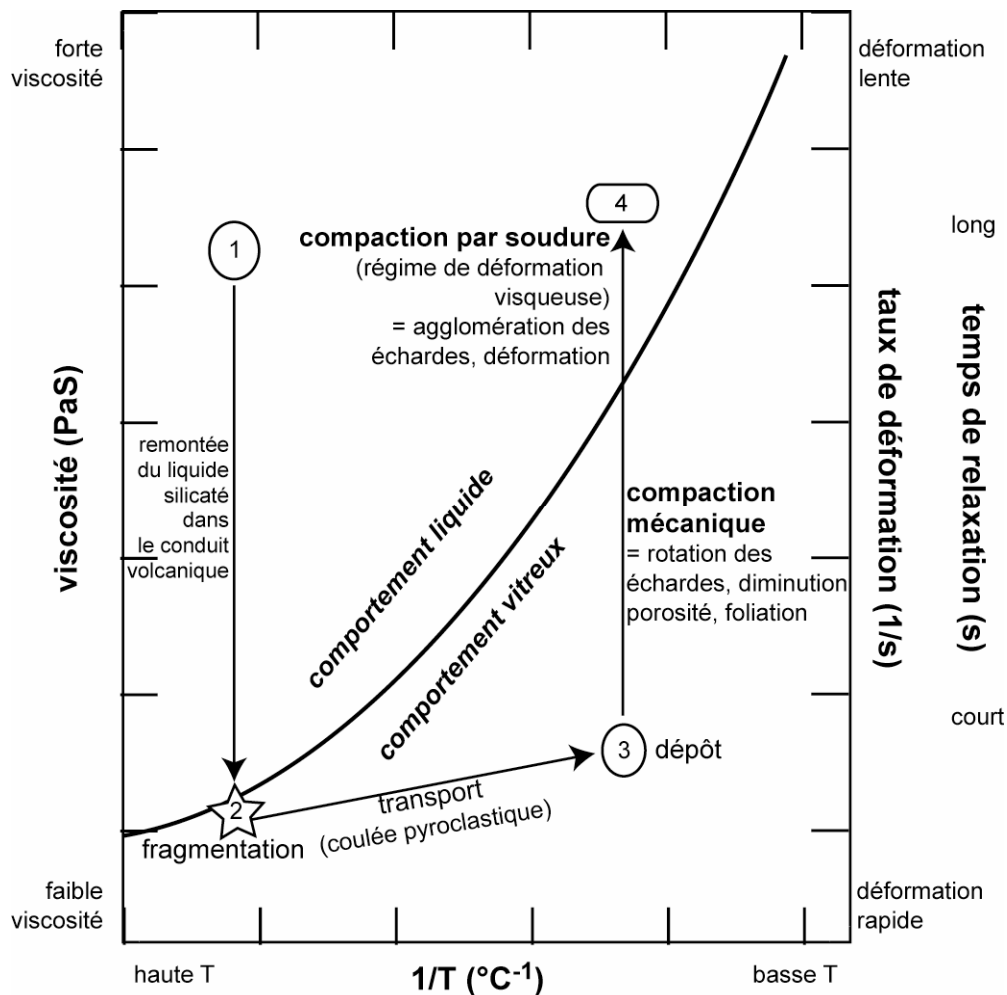


Figure 54 : schéma du comportement d'un liquide silicaté depuis le conduit volcanique jusqu'à la soudure du dépôt pyroclastique (ignimbrite), en fonction du temps de relaxation, du taux de déformation, de la viscosité et de la température (d'après Quane, 2004). La ligne noire représente la limite de transition du verre pour une composition donnée de liquide silicaté. En dessous de cette ligne le liquide se comporte comme un verre (déformation cassante) alors qu'au-dessus de la ligne le comportement est celui d'un liquide (déformation visqueuse). Les numéros correspondent à des points clés de la variation du taux de déformation au cours d'une éruption (voir texte).

Le stade critique pour la formation de textures de soudure dans un dépôt est la "compaction par soudure" (Sheridan et Wang, 2005) équivalent du "régime de déformation visqueuse" (Grunder et al., 2005). Cette compaction par soudure est le résultat de la déformation visqueuse des particules vitreuses associée à leur agglomération les unes aux autres à haute température et haute pression (Friedman et al., 1963 ; Quane et Russell, 2005 ; Grunder et al., 2005).

Le principal facteur contrôlant ce processus est le temps de résidence à une température supérieure au seuil permettant la soudure (Figure 54), qui est celle de transition du verre (T_g). Cette température de transition est dépendante de la composition chimique du verre : c'est pourquoi les résultats présentés dans cette étude sont uniquement applicables aux ignimbrites rhyolithiques, comme celles d'Arequipa.

Dans les liquides silicatés, cette transition du verre est une limite cinétique entre le comportement liquide et vitreux, qui est représentée par la courbe de variation de la viscosité d'un liquide en fonction de la température (Dingwell et Webb, 1990 ; Figure 54). Nous pouvons diviser ce diagramme en deux domaines : un domaine de comportement dit "liquide", dans lequel la déformation est ductile, et un domaine de comportement dit "vitreux", dans lequel la déformation est fragile. Si l'on fixe une température, un système peut donc se déformer de façon visqueuse (écoulement) ou cassante (fragments) selon la durée de la déformation (taux de déformation faible ou élevé) et ce temps de relaxation (court ou long) du liquide silicaté. Par exemple, avant une éruption, les températures sont généralement élevées et le taux de déformation généralement faible dans un conduit volcanique, ce qui permet au liquide silicaté de se comporter comme un liquide (étape 1, Figure 54). Pendant des épisodes de taux de déformation élevé (exsolution rapide des gaz, vésiculation), le liquide silicaté traverse la courbe limite et son comportement devient vitreux (déformation fragile), entraînant la fragmentation du magma (étape 2, Figure 54). Le matériel fragmenté est ensuite transporté et refroidi avant de se déposer (étape 3, Figure 54). Après le dépôt, le matériel refroidi devient plus compact sous l'effet du poids lithostatique, par compaction mécanique (entre étapes 3 et 4, Figure 54). Les taux de déformation plus faibles associés à cette compaction permettent au matériel de se relaxer, entraînant ainsi une augmentation de la déformation visqueuse (écoulement) associée à la compaction par soudure (étape 4, Figure 54). La transition entre la compaction mécanique et le régime de déformation visqueuse est brutale. De nombreuses valeurs de T_g sont disponibles dans la littérature, mais comme le processus de soudure est graduel, il est difficile d'en donner une valeur exacte. Riehle (1973) propose une gamme de températures-seuils de 575 à 625°C. Les calculs de Sheridan et Wang (2005) leur permettent de conclure que la déformation des particules vitreuses est négligeable pour des températures inférieures à 500°C et que le taux de déformation augmente très rapidement au-dessus de cette température. Giordano et al. (2005) mettent en évidence que la température de transition, dépendante de la vitesse de refroidissement du dépôt, diminue fortement avec l'augmentation de la teneur en eau, qui entraîne une diminution de la viscosité du liquide. Ces mêmes auteurs, après avoir calculé les viscosités des liquides à T_g en

déduisent des durées de soudure de l'ordre de dizaines de secondes à dizaines de minutes seulement, à T_g . Les résultats du modèle de soudure des ignimbrites proposé par Bierwirth (1982) indiquent que la soudure intense d'une ignimbrite mise en place à 850°C doit avoir lieu en une semaine maximum. Les récentes expériences menées par Grunder et al. (2005), sur des cendres non soudées des tufs de Rattlesnake (Oregon), permettent d'obtenir des textures et densités similaires aux échantillons naturels en soumettant les cendres ayant une teneur en H₂O de 0.4 poids% à une pression de 5 Mpa et une température de 600°C pendant 2h à 2 semaines pour les échantillons les plus soudés. Ces auteurs ont pu observer que l'agglomération des échardes de verre est de plus en plus importante avec des durées d'expériences croissantes, des températures et des pressions plus élevées. Pendant les expériences menées avec de fortes concentrations en eau, Grunder et al. (2005) ont observé peu ou pas d'agglomération des échardes de verre, qui adhèrent les unes aux autres principalement grâce à la précipitation de phases "sublimées" dans les pores de la roche (cristallisation de phases vapeur) qui interfèrent avec l'agglomération et la fusion des échardes.

2. Classifications du degré de soudure des ignimbrites

Des classifications de la soudure des ignimbrites existent dans la littérature depuis les travaux de Smith (1960). La classification proposée par cet auteur, fondée sur les seules observations de la pétrofabrique, comporte six classes de soudure. Smith et Bailey (1966) proposent une classification reposant sur l'estimation de la porosité, qui comporte elle aussi six zones de soudure. La classification proposée par Sheridan et Ragan (1976) utilise les mesures de densité totale et les rapports d'aplatissement des ponces pour identifier trois zones de soudures dans le Bishop Tuff. Streck et Grunder (1995) et Wilson et Hildreth (2003) proposent une classification plus complète, permettant de distinguer cinq zones de soudure dans le Rattlesnake Tuff et le Bishop Tuff, respectivement, grâce à la mesure des variations de densité et de la pétrofabrique des dépôts. La classification proposée par Quane et Russell (2005) est la plus complète et la seule prenant en compte à la fois des observations de texture et pétrofabrique, ainsi que des mesures de propriétés physiques incluant la densité, la porosité et la résistance à la compression uniaxiale et ponctuelle. Cette classification a été appliquée sur plus de 100 échantillons appartenant au Bandelier Tuff. Quane et Russell (2005) sont les premiers à inclure des mesures de résistance à la compression comme paramètre de classification du degré de soudure. Cette classification semi-quantitative permet de comparer

la soudure de différents dépôts de manière systématique, et de pouvoir en déduire les conditions de mise en place (température, épaisseur). Elle comporte six classes de soudure depuis un dépôt non induré (classe I) jusqu'à un vitrophyre semblable à de l'obsidienne (classe VI). Le Tableau 9 (d'après Quane et Russell, 2005) comprend une description des observations de texture et pétrofabrique, ainsi que les gammes de variations des propriétés physiques pour chacune des six classes.

Nous avons choisi d'utiliser cette dernière classification pour quantifier et classer la soudure des ignimbrites d'Arequipa, et la comparer à celle d'autres dépôts pyroclastiques. La classification du degré de soudure des ignimbrites d'Arequipa se fonde principalement sur les mesures et calculs de différentes propriétés physiques (densité totale, densité normalisée, porosité totale, UCS), ainsi que sur des observations de texture et de petrofabrique.

Classe	Faciès du dépôt	Caractéristiques pétrographiques	ρ_{tot}	ρ_n	Φ_{tot}	UCS
I	meuble	Dépôt non consolidé, absence ou très faible adhésion des particules vitreuses de la matrice (cendres). Ponces non déformées et non orientées.	<1.45	<0.6	>0.45	<4.4
II	peu soudé	Dépôt consolidé, adhésion des cendres, mais pas d'agglomération. Ponces pas ou très peu orientées et déformées.	1.3-1.65	0.49-0.67	0.5-0.34	1.8-9.8
III	partielle-ment soudé	Dépôt induré, avec agglomération des cendres. Les bulles sont déformées. Le dépôt reste poreux et friable. Ponces aplaties, apparaissent un peu orientées.	1.65-1.85	0.67-0.76	0.34-0.25	9.8-21.4
IV		Dépôt très induré, avec agglomération forte et augmentation de la surface de contact entre les cendres. La déformation des cendres, ponces (présence de fiammes) et bulles est importante.	1.85-2.15	0.76-0.88	0.25-0.13	21.4-53.2
V	très soudé	Forte induration de la roche liée à l'agglomération importante entre les cendres. Foliation importante. Les ponces sont très déformées, écrasées et présentent des structures en fiammes.	2.15-2.3	0.88-0.94	0.13-0.07	53.2-80.2
VI		Vitrophyre : la structure des échardes et ponces a disparu ou presque, et la roche ressemble à une lave de type obsidienne.	>2.3	>0.94	<0.07	>80.2

Tableau 9 : classification du degré de soudure des ignimbrites (Quane et Russell, 2005). Observation des textures et pétrofabriques et gammes de variation des différentes propriétés physiques pour les six classes de la classification.

La classe I consiste en des fragments de ponces non déformés et noyés dans une matrice non compactée, non consolidée. Cette classe est généralement décrite par le terme "non soudé" (Smith, 1960...). Il correspond à des valeurs de $p_n < 0.6$ (Tableau 9). Dans la classe II, les fragments de ponces sont non déformés, mais un début d'adhésion entre les fragments vitreux est visible et donne une certaine cohésion au dépôt. La gamme de variation de p_n (0.49-0.67) se superpose partiellement à celle de la classe I. Cette classe II correspond au terme "soudure naissante". La classe III correspond à l'apparition de la déformation des fragments de ponces et échardes de verre. Les valeurs de p_n sont comprises entre 0.67 et 0.76. Cette classe III décrit les dépôts communément connus sous le terme partiellement soudé (Smith, 1960) ou partiellement soudé avec ponces (Streck et Grunder, 1995). La classe IV montre une texture clairement eutaxitique, avec à la fois présence de ponces modérément déformées et complètement écrasées en fiammes. Les dépôts présentant une soudure de classe IV ont une valeur de p_n comprise entre 0.76 et 0.88 et appartiennent en partie au domaine décrit sous le terme modérément soudé et/ou partiellement soudé à fiammes (Streck et Grunder, 1995). La classe V comprend les dépôts dans lesquels les ponces totalement écrasées sous forme de fiammes sont noyées dans une matrice cendreuse très foliée. Cette classe V est une subdivision du faciès partiellement soudé avec fiammes (Streck et Grunder, 1995), et correspond en grande partie au domaine densément soudé (Smith, 1960). La gamme de variation de p_n pour ce domaine est 0.88-0.94. Enfin les échantillons les plus densément soudés, pour lesquels la texture eutaxitique est difficilement détectable, se rangent dans la classe VI. Il s'agit de vitrophyres semblables à de la lave obsidienne, dans lesquels les échardes de verre sont totalement agglomérées entre elles. La classe 6 est l'équivalent du faciès densément soudé (Strenk et Grunder, 1995).

3. Classification de la soudure des ignimbrites d'Arequipa

Les ignimbrites d'Arequipa exhibent des degrés de soudure allant de la classe I à V de la classification décrite ci-dessus. Nous allons décrire dans ce paragraphe la soudure dans chacune des trois principales ignimbrites de la région d'Arequipa, ainsi que le faciès particulier associé à la recristallisation de phases vapeurs.

3.1. Ignimbrite du Río Chili : classes II à IV

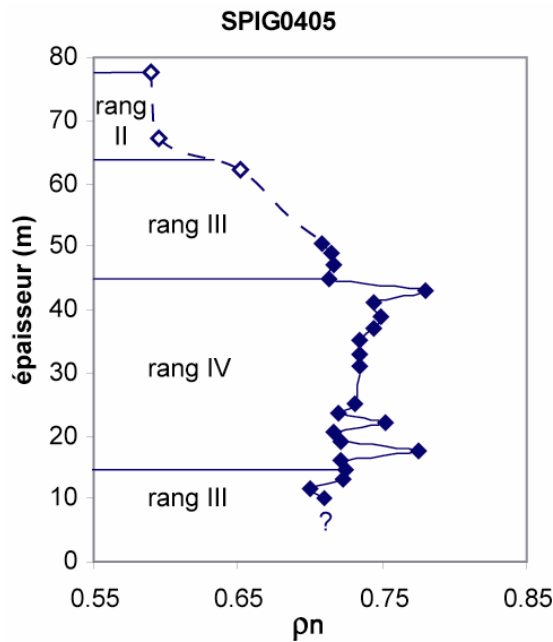


Figure 55 : application de la classification de la soudure (d'après Quane et Russell, 2005) à l'ignimbrite du Río Chili dans la vallée du Rio Chili. Les classes de soudure sont fondées sur les données de densité normalisée (ρ_n). Les valeurs ρ_n étant identiques, la distinction entre les classes I et II est associée au caractère induré (classe II) ou non induré (classe I) des dépôts. La coupe est localisée sur la Figure 42.

L'IRC présente un degré de soudure variant de la classe II à IV le long de la section verticale présentée sur la Figure 55, basée sur les variations de ρ_n . Cette ignimbrite atteint son degré de soudure maximum au tiers de l'épaisseur du dépôt. Dans la zone la plus soudée, le dépôt se compose de ponces aplaties comprises dans une matrice cendreuse dans laquelle les échardes de verres sont partiellement agglomérées et déformées (présence d'une foliation). Comme la déformation des ponces n'est pas assez importante pour atteindre un faciès à fiammes, on se situe plutôt à la limite entre les classes III et IV. Malgré sa forte épaisseur (dépôt > 70 m), le degré de soudure de l'IRC reste relativement faible, ce qui suppose une mise en place à des températures relativement faibles, ou un refroidissement rapide après une mise en place inhibant la forte soudure ou la déformation visqueuse du dépôt.

3.2. Ignimbrite de La Joya : classes I à V

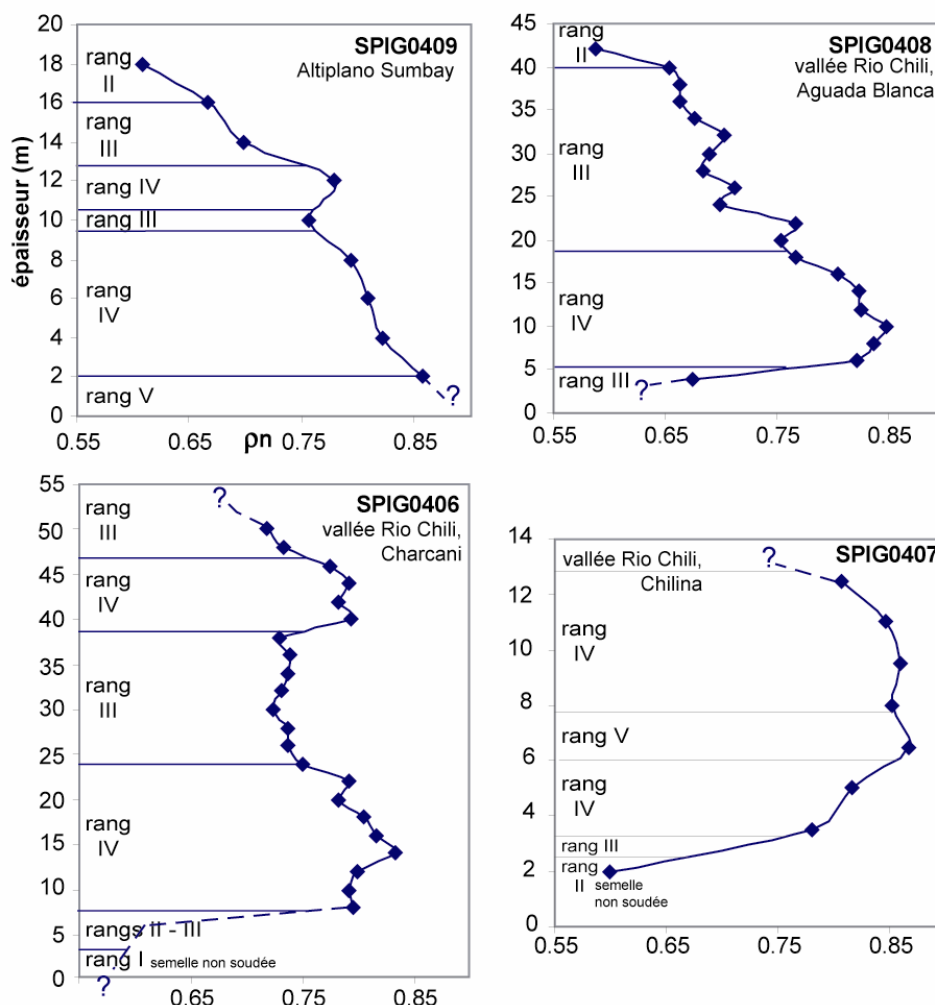


Figure 56 : application de classification de la soudure (d'après Quane et Russell, 2005) à l'ignimbrite de la Joya (ILJ). Les classes de soudure sont fondées sur les données de densité normalisée (pn). Les valeurs pn étant identiques entre les classes I et II, leur distinction entre est donc associée au caractère induré (classe II) ou non induré (classe I) des dépôts. Les coupes sont localisées sur la Figure 42.

L'ILJ expose les plus forts de degrés de soudure des ignimbrites de la région d'Arequipa. Dans les vallées des Río Chili et Río Sumbay, L'ILJ présente en effet des degrés de soudure allant jusqu'à la classe V (Figure 42 et Figure 56, SPIG0407, 0408, 0409). Comme pour l'IRC, les faciès les plus soudés se rencontrent au tiers inférieur du dépôt (Figure 56), sauf pour la section SPIG0409 incomplète, dont la base est enterrée. Les dépôts atteignant la classe V exhibent exclusivement un faciès à fiammes. La partie sommitale des sections verticales réalisées dans l'ILJ étant indurée, elle correspond donc à une soudure de classe II. Seules les semelles observées à plusieurs reprises à la base des dépôts ont un faciès non soudé et non induré associé à la classe I. Dans les zones plus distales, c'est-à-dire sur le Batholite

d'Arequipa, où elle n'a plus que quelques mètres d'épaisseur, le faciès de l'ILJ, non soudé, appartient à la classe I ou II.

L'ILJ est à la fois l'ignimbrite montrant la soudure la plus forte et la plus grande variété de degrés de soudure des ignimbrites étudiées. La soudure importante (classe IV-V) observée dans les dépôts affleurant dans les vallées des Río Chili et Sumbay est associée à une température de mise en place élevée et/ou à un refroidissement assez lent pour permettre une importante déformation ductile des fragments vitreux (ponces et échardes). Il semble raisonnable d'envisager des températures de mise en place plus élevées pour l'ILJ que pour l'IRC. Les faciès les plus soudés de l'ILJ (classes III, IV et V) exhibent une dévitrification répandue. Malgré cette forte dévitrification, la structure des échardes aplaties est préservée.

3.3. Ignimbrite de l'Aéroport d'Arequipa : classes I à III et cristallisation de phases vapeur

Malgré son épaisseur dépassant parfois 50 m, l'IAA n'est que très faiblement soudée, et atteint seulement la classe III de la classification (Figure 57). Les échantillons appartenant à cette classe III se différencient des autres par une faible déformation des ponces, qui est inexistante dans les parties moins soudées. La plupart des dépôts ont un degré de soudure correspondant à la classe II de la classification (Figure 57). Ces dépôts se caractérisent néanmoins par une très forte induration, malgré l'absence de déformation ou de rotation des ponces et échardes de verre. L'induration observée n'est donc pas associée aux mécanismes de compaction mécanique et compaction par soudure, ou seulement de façon mineure. Cette induration est en effet due à la recristallisation de phases vapeur dans les pores, produisant une cimentation du dépôt (Figure 58). Cette recristallisation entraîne une diminution de la porosité du dépôt en comblant ses pores (Figure 58). La texture vitroclastique est néanmoins préservée dans la plupart des échantillons. Quane et Russell (2005), et Wilson et Hildreth (2003), ont observé qu'un faible effet de cette cristallisation secondaire sur les propriétés physiques du dépôt. Dans le cas de l'IAA cette recristallisation entraîne la formation d'un dépôt fortement induré, de densité relativement constante ($\rho_{\text{tot}} \sim 1.4$, $\rho_n \sim 0.55$) et légèrement supérieure à la densité attendue pour une soudure de classe II ($\sim 1.2-1.3$). La densité augmente davantage vers la base des sections SPIG0401 et 0402 (Figure 42), où les ponces deviennent déformées (Figure 57) et la dévitrification plus importante. Les données de porosité sont faussées par l'obstruction des pores du dépôt par les phases sublimées et ne peuvent donc pas être utilisées pour la classification de la soudure. De même la résistance à la compression est modifiée par ces recristallisations. Dans le cas de l'IAA, la classification de Quane et Russell (2005) est

donc peu utile, et seule la pétrofabrique et les observations de faciès peuvent être utilisées pour évaluer le degré de soudure du dépôt.

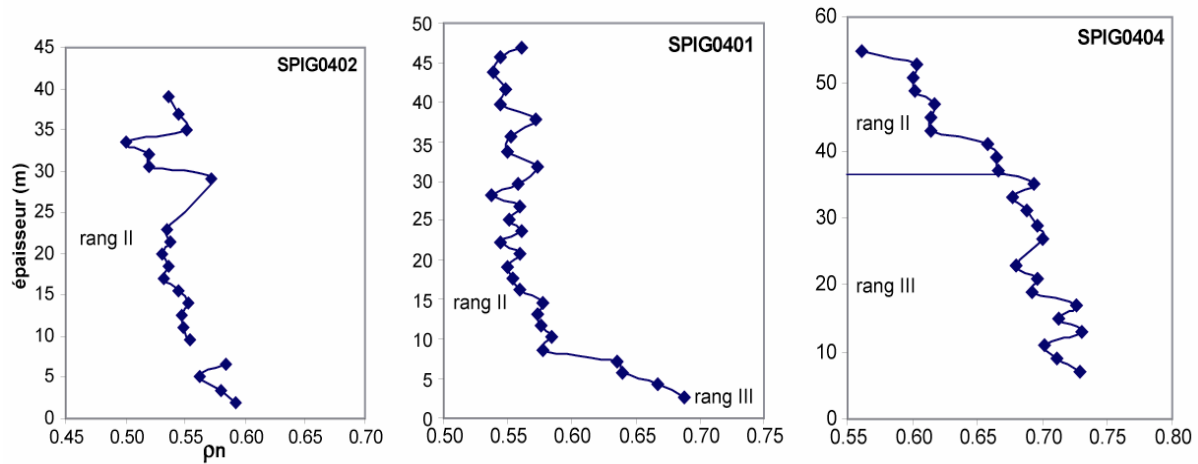


Figure 57 : application de classification de la soudure (d'après Quane et Russell, 2005) à l'ignimbrite de l'Aéroport d'Arequipa. Les classes de soudure sont fondées sur les données de densité normalisée (ρ_n). Les valeurs ρ_n étant identiques, la distinction entre les classes I et II est associée au caractère induré (classe II) ou non induré (classe I) des dépôts. L'unité rose sommitale, qui n'est pas représentée sur ces sections, apparaît sous la forme d'un dépôt non soudée et non induré de classe I. Les sections sont localisées sur la Figure 42.

Streck et Grunder (1995) ont mis en évidence quatre zones de cristallisation dans le Rattlesnake Tuff, associées au processus de dévitrification, qui a lieu pendant le refroidissement du dépôt. Par ordre croissant de dévitrification ces quatre zones sont : la zone à phases vapeur, celle à dévitrification répandue, puis à sphérulites et enfin à lithophases.

La zone à phases vapeur se développe plus précisément dans la partie supérieure de l'ignimbrite Rattlesnake Tuff, dans les zones correspondant à une soudure de classe II et III (faiblement à partiellement soudé), voire dans la partie sommitale non soudée de classe I. La zone à phases vapeur comprend les zones où le dépôt est dévitrifié et poreux, avec pas ou peu de minéraux précipités, jusqu'à des zones marquées par une forte précipitation de minéraux dans les pores. En s'appuyant sur la taille des cristaux, Streck et Grunder (1995) distinguent deux sous-zones dans celle à phases vapeur. Dans la zone à phases vapeur cryptocristallines, tout le matériel vitreux est finement cristallisé avec une structure axiolitique (cristaux de cristobalite $< 1\mu\text{m}$ de largeur), mais la texture originelle est préservée. Dans la zone à phases vapeur microcristallines, les structures axiolitiques sont plus grossières avec des cristaux de trydimite de 5 à 150 μm de largeur. La transition entre ces deux sous-zones est difficile à distinguer. On rencontre la zone à dévitrification répandue dans les dépôts présentant une soudure plus importante (classes III à V, dépôts partiellement à densément soudés). Cette

zone se différencie de la zone à phases vapeur microcristallines par l'aspect plus dense du dépôt, lié à une compaction plus importante à ce stade de la soudure.

La cristallisation de phases sublimées (phases vapeur) dans les pores du dépôt entraîne une adhésion entre les fragments du dépôt et donc l'induration du dépôt, mais s'oppose à l'agglomération des fragments vitreux associée au processus normal de compaction par soudure. Les résultats expérimentaux de Grunder et al. (2005) permettent de mettre en évidence que des quantités d'eau importantes ($> 4\%$) s'opposent à la soudure (compaction par soudure, agglomération) des verres rhyolitiques (teneurs > 0.8 %poids H_2O) pour deux raisons différentes. Premièrement, l'augmentation de la teneur en eau entraîne la précipitation de cristaux à la surface des fragments, que l'on appelle sublimats de surface. Ces sublimats de surface interfèrent avec le mécanisme d'agglomération des fragments vitreux, en diminuant la surface de contact entre ceux-ci. Deuxièmement, l'agglomération et la cristallisation de phases vapeurs (sublimats) entraînent une diminution de la perméabilité du dépôt. Cette baisse de perméabilité permet le piégeage de l'eau et autres fluides dans le dépôt. La pression des fluides augmente donc dans les pores en s'opposant au poids lithostatique, empêchant ainsi la compaction par soudure.

Les travaux expérimentaux menés par Grunder et al. (2005) mettent en évidence que la cristallisation de phases vapeurs, ou sublimats de surface, augmente avec la teneur en eau et dans une moindre mesure avec la durée des expériences. Ainsi les expériences menées avec des échantillons contenant plus de 0.8 %poids d' H_2O montrent le développement d'un encroûtement (cristallisation de phases vapeur ou sublimats de surface) épais ($> 1\mu m$) et continu à la surface des grains, ainsi qu'une absence totale de contacts agglomérés entre les fragments vitreux. L'épaisseur et la continuité de cet encroûtement diminuent avec la décroissance de la teneur en eau. Les expériences conduites sur des temps longs (plusieurs jours) montrent la précipitation de cristaux aux faces bien développées, alors que pour des expériences plus courtes, des amas de grains aux faces peu développées ont été observés à la surface des fragments. Lors de leurs expériences, Grunder et al (2005) n'ont pas observé de dévitrification des échardes de verre, contrairement à ce que nous avons pu voir pour l'IAA (Figure 58).

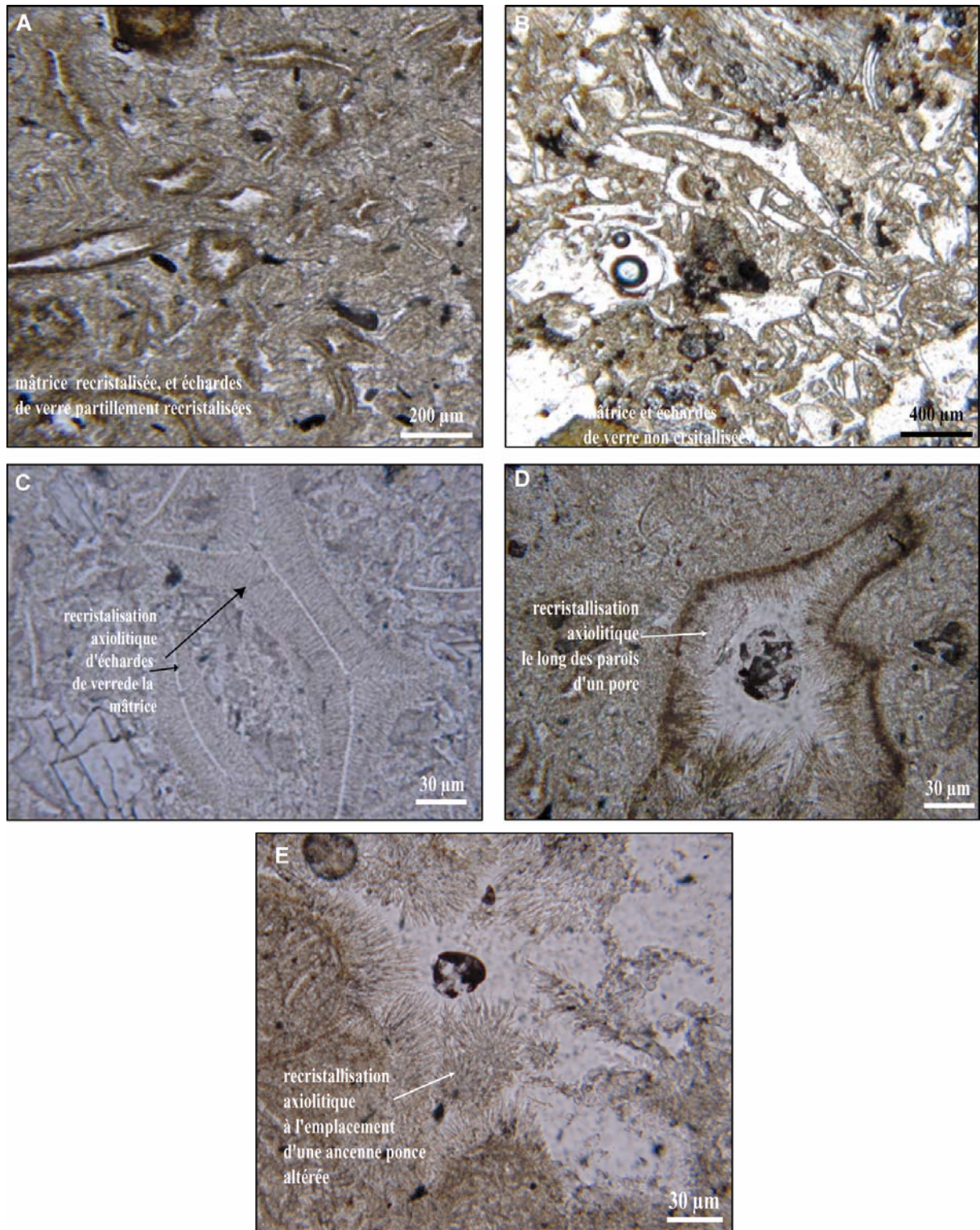


Figure 58 : illustration du faciès à recristallisation de phases vapeur dans l'IAA. A/ et B/ matrice recristallisée (unité blanche) et non recristallisée (unité rose). A/ Dans la matrice recristallisée, la structure des écharde de verres est préservée, mais celles-ci exhibent une cristallisation plus ou moins importante à partir des parois (zones marron), qui n'apparaît pas dans les écharde de la matrice non cristallisée du B/. Le verre non cristallisé apparaît en blanc. C/ Echarde de verre totalement cristallisées, mais dont la structure est parfaitement préservée. D/ et E/ Recristallisation axiolitique à partir des parois des pores du dépôt, les comblant en partie.

CONCLUSION

Dans cette quatrième partie nous avons tout d'abord montré l'utilité de la mesure des propriétés physiques des ignimbrites pour étudier et quantifier les variations de la soudure au sein des unités de refroidissement. Les ignimbrites étudiées exhibent des degrés de soudure variables depuis des faciès non soudé de classe I, jusqu'à des faciès densément soudés de classe V, à partir de la classification de Quane et Russell (2005), qui en comporte six au total. L'ILJ exhibe les faciès les plus soudés des ignimbrites étudiées. L'IRC, malgré son épaisseur pouvant atteindre 80 m, n'est que faiblement soudée, probablement à cause de températures de mise en place plus faibles que celles de l'ILJ.

L'étude des profils de variation verticale de la densité (ou profils de compaction) permet également de clarifier l'histoire de la mise en place des unités de refroidissement, en distinguant les différentes unités d'écoulement qui les composent, alors qu'elles ne sont pas discernables sur le terrain.

Le modèle numérique de compaction de Sheridan et Wang (2005) est employé pour estimer les températures de mise en place et les épaisseurs initiales des dépôts (avant compaction), à partir de la mesure des maxima de densité et de l'épaisseur compactée le long des profils de compaction. Les températures de mise en place ainsi estimées ont une grande incertitude ($\pm 10^\circ\text{C}$) et ne sont donc que des estimations des véritables températures de mise en place. Elles révèlent néanmoins des valeurs élevées ($> 600^\circ\text{C}$) pour la plupart des unités de refroidissement et plus particulièrement pour celles, soudées, de l'ILJ ($\sim 680^\circ\text{C}$). L'IAA montre des températures de mise en place variant de 565°C pour les sections éloignées à 658°C pour les sections plus proches de la source. Ces températures élevées, ainsi que les épaisseurs relativement importantes (> 40 m) s'opposent à la faible compaction mesurée et observée dans le chapitre 2. La compaction de l'IAA est en effet inhibée par la cristallisation des phases vapeurs dans les pores du dépôt, qui empêchent l'agglomération des particules vitreuses. Nous verrons dans la dernière partie que ces estimations des températures de mise en place élevées sont cohérentes avec celles calculées à partir des propriétés magnétiques des dépôts.

**PARTIE 5. PROPRIETES MAGNETIQUES ET
ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE :
MINERALOGIES MAGNETIQUES, LOCALISATION DES
SOURCES ET MISE EN PLACE DES IGNIMBRITES.**

Chapitre 1. Méthodes : paléomagnétisme et Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) des ignimbrites.

1. L'aimantation des roches : l'aimantation rémanente naturelle

Le premier objectif du paléomagnétisme est d'obtenir un enregistrement de la configuration passée du champ géomagnétique. Dans ce paragraphe, nous définissons d'abord quelques termes et équations communément utilisés en paléomagnétisme. Puis nous présenterons le champ géomagnétique et les caractéristiques de l'aimantation des roches. Les principes du paléomagnétisme sont décrits et expliqués avec précision dans l'ouvrage de Butler (1998).

1.1. Définitions

Le moment magnétique

Noté M , il se réfère à une paire de charges magnétiques. Il est défini par la relation : $M = m \cdot i$, où m est la magnitude de la charge et i la distance infinitésimale entre les poles + et -.

Le champ magnétique

Noté H , il est défini dans une région donnée comme la force ressentie par une unité de charge magnétique positive placée dans cette région.

L'aimantation

Notée J , elle correspond au moment magnétique d'un dipôle par unité de volume.

1.2. Les différents types d'aimantation

L'aimantation induite

Quand un matériel est exposé à un champ magnétique H , il acquiert une aimantation induite notée J_i . L'intensité de cette aimantation est relative au champ magnétique et à la susceptibilité magnétique du matériau, notée K : $J_i = K \cdot H$

La susceptibilité magnétique (K) représente la capacité d'un matériau à s'aimanter. Certains matériaux montrent une anisotropie magnétique (J_i n'est pas parallèle à H). Pour un matériau anisotrope un champ H appliqué dans la direction x n'induit pas seulement une aimantation dans cette direction mais également dans les directions y et z . Pour ces matériaux anisotropes, la susceptibilité magnétique est exprimée sous la forme d'un tenseur K , requérant une matrice 3×3 .

L'aimantation rémanente

En plus de l'aimantation induite résultant de l'action du champ magnétique actuel, un matériau peut posséder une aimantation rémanente, notée J_r . Celle-ci est un enregistrement des champs magnétiques passés qui ont agi sur ce matériau. Par la suite nous nous intéresserons principalement à l'aimantation rémanente et à la manière dont une roche peut acquérir et retenir cette dernière, et enregistrer ainsi la direction du paléo-champ géomagnétique.

1.3. Le champ géomagnétique (H)

En paléomagnétisme, le vecteur de champ magnétique (H) est défini par deux angles: l'inclinaison (I) et la déclinaison (D) (Figure 59).

L'inclinaison est l'angle, noté I, que forme le vecteur champ magnétique (H) avec l'horizontale. Cet angle variant de -90° à $+90^\circ$ est défini comme positif vers le bas. La déclinaison est l'angle, noté D, entre le vecteur H et le nord géographique. Il varie de 0° à 360° et est défini comme positif dans le sens horaire. La détermination de D et I décrit complètement l'orientation du champ géomagnétique. La composante verticale du champ géomagnétique, notée H_v , est donnée par l'équation : $H_v = H \cdot \sin I$. La composante horizontale, notée H_h , équivaut à : $H_h = H \cdot \cos I$.

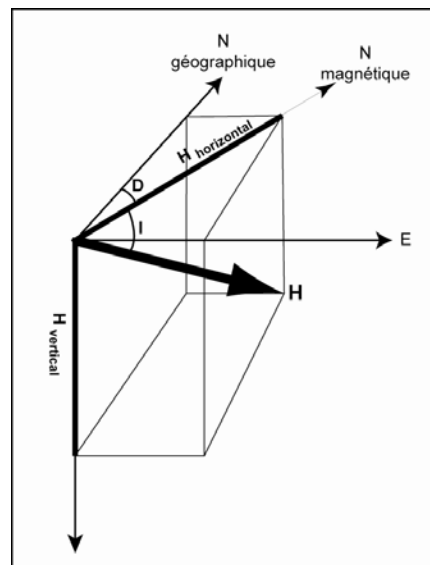


Figure 59 : orientation du champ géomagnétique (H). H est divisé en deux composantes : H vertical et H horizontal.

La direction et l'intensité du champ géomagnétique changent avec le temps (Figure 60). Les variations de période comprise entre 1 an et 10^4 ans constituent la variation séculaire du champ géomagnétique. Celle-ci est due aux changements de courte période de la composante

non dipolaire du champ géomagnétique et aux changements de plus longue période de la composante dipolaire.

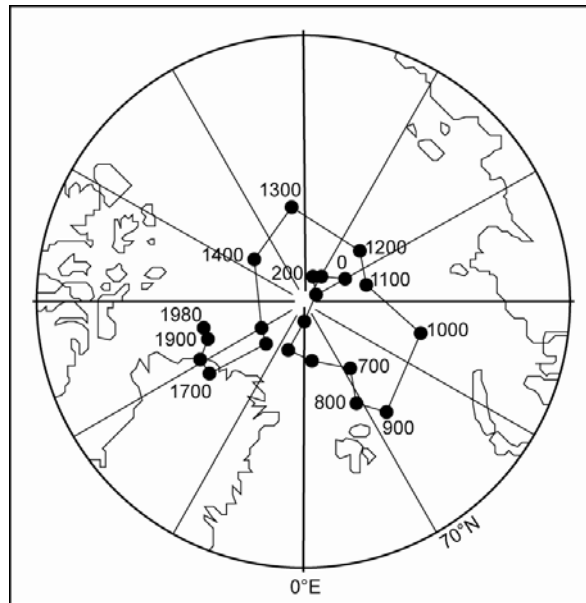


Figure 60 : variation séculaire de la localisation du nord magnétique terrestre entre les années 0 et 1980.

1.4. L'acquisition d'une aimantation rémanente

Les roches sont un assemblage de grains ferromagnétiques dispersés dans une matrice de grains diamagnétiques et paramagnétiques. Nous nous intéressons à l'aimantation des grains ferromagnétiques, mais nous devons garder à l'esprit l'aimantation de la roche dans son ensemble.

1.4.1. Notion de domaines

Un grain ferromagnétique avec une aimantation uniforme est appelé grain "monodomaine" (SD) (Figure 61, a, b et c) et son énergie magnétostatique (e_m), est maximale. En effet la formation de domaines entraîne une baisse de l'énergie magnétostatique du grain, dit "multi-domaine" (MD), car le pourcentage de la surface couverte par les charges magnétiques est réduit et les charges de signes opposés voisines s'annulent plus facilement (Figure 61 d). L'aimantation de chaque domaine est représentée par un vecteur j_s , mais le grain dans son ensemble a une aimantation notée j , et $j \ll j_s$. Le nombre de domaines diminue avec la taille du grain. Il n'existe pas de frontière nette entre les gros grains SD et les petits grains MD, mais plutôt un intervalle de tailles intermédiaires de grains, appelés grains à "pseudo-monodomaine" (PSD).

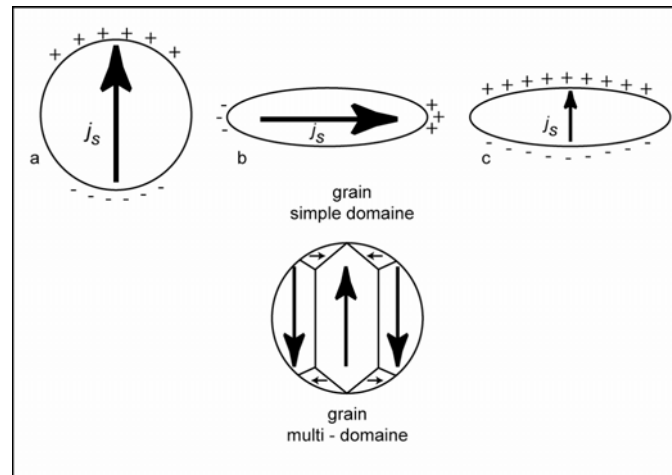


Figure 61 : grains monodomaine et multi-domaine. a : grain monodomaine symétrique. Les signes + et – à la surface des grains représentent la charge magnétostatique des grains (plus il y a de signes, plus la charge est importante). b : grain monodomaine présentant une anisotropie de forme, dans une configuration minimisant son énergie magnétostatique. c : grain monodomaine anisotrope dans une configuration maximisant son énergie magnétostatique. d : grain multi-domaine. Les vecteurs J_s représentent l'aimantation de saturation de chaque domaine.

1.4.2. L'anisotropie

L'application d'un champ magnétique sur les grains SD ne peut pas changer l'intensité de leur aimantation ($j=j_s$), mais peut faire tourner j_s dans la direction du champ appliqué. Les grains SD sont donc des porteurs très efficaces de l'aimantation rémanente. Il existe néanmoins des résistances à la rotation de j_s , que l'on appelle anisotropies et qui entraînent la formation d'une direction énergiquement préférée pour j_s (Figure 61). Les anisotropies dominantes sont de deux types : de forme et magnétocristalline.

L'anisotropie de forme

Un grain allongé a une énergie magnétostatique minimisée s'il est aimanté parallèlement à son grand axe (Figure 61 b et c). La différence d'énergie magnétostatique entre le grand axe et le petit axe d'un grain est un frein à la rotation de j_s . En l'absence d'autres facteurs, j_s est orienté le long du grand axe (Figure 61 b). L'intensité du champ magnétique (H_c) nécessaire pour forcer j_s au delà de la barrière d'énergie du grain est appelé force coercive. Plus le grain SD est allongé, plus cette force coercive est importante.

L'anisotropie magnétocristalline

Pour des grains SD présentant une faible anisotropie de forme, la force coercive est dominée par l'anisotropie magnétocristalline, créée par les directions privilégiées d'aimantation du grain SD (plans cristallographiques pour lesquelles l'énergie magnétocristalline est minimum).

1.4.3. Hystérésis

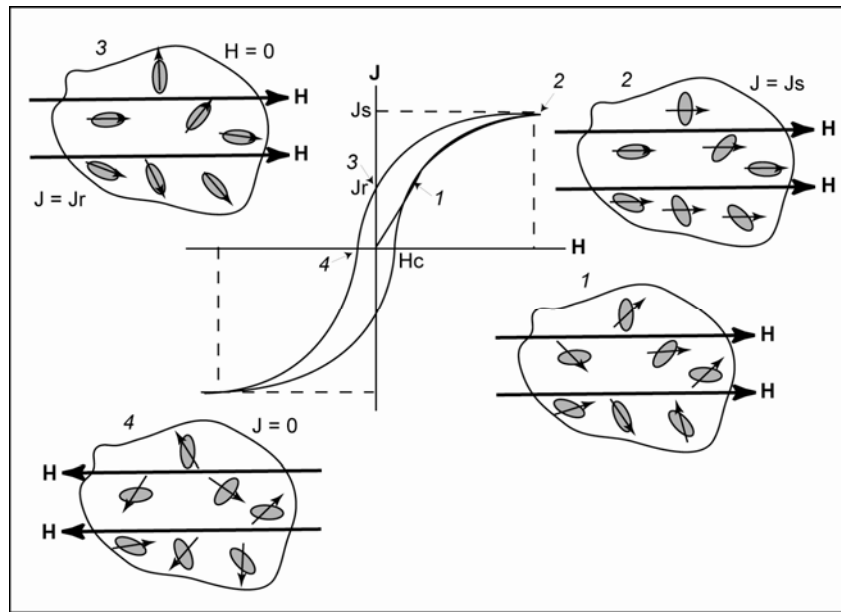


Figure 62 : boucle d'hystérésis d'un échantillon constitué de grains SD dans une matrice diamagnétique. Les schémas 1, 2, 3 et 4 montrent la configuration des vecteurs aimantation (J) à différentes étapes de la boucle.

Soit un échantillon constitué de grains SD emballés dans une matrice diamagnétique : l'échantillon n'ayant jamais été exposé à un champ magnétique auparavant, il est donc non aimanté ($J=0$), et les vecteurs d'aimantation des grains, j_s , sont orientés au hasard (Figure 62, origine du diagramme, $H=0$ et $J=0$).

L'application d'un champ magnétique initial, arbitrairement positif, sur cet échantillon entraîne l'acquisition d'une aimantation parallèle à ce champ en suivant le chemin $0 \rightarrow 1 \rightarrow 2$ (Figure 62-1). Si on augmente l'intensité du champ appliqué jusqu'à un niveau suffisant, tous les grains auront leur vecteur j_s parallèle au champ H (Figure 62-2). L'échantillon atteint alors son aimantation de saturation (J_s). Si on annule le champ magnétique appliqué, J diminue en suivant le trajet $2 \rightarrow 3$ (Figure 62). Pendant ce trajet, le vecteur j_s de chaque grain ferromagnétique tourne pour retrouver la direction lui permettant de minimiser son énergie magnétostatique. Mais après l'annulation totale du champ, les vecteurs j_s ne reviennent pas dans leur position originelle et une aimantation rémanente, notée J_r , persiste. Le rapport J_r/J_s indique la capacité d'un échantillon à acquérir une aimantation rémanente. Pour forcer J à s'annuler totalement, un champ négatif doit être appliqué. J diminue alors en suivant le trajet $3 \rightarrow 4$ (Figure 62). Le champ nécessaire pour que $J = 0$ est appelé force coercive totale et noté H_c . Cette force coercive totale dépend de la nature des grains et elle est indépendante de leur concentration. La boucle d'hystérésis est complétée en menant l'échantillon à saturation dans

un champ négatif. Cet exemple montre de quelle manière un assemblage de grains SD est efficace pour acquérir une aimantation rémanente résistant à la désaimantation, ces propriétés étant importantes pour les études paléomagnétiques.

L'application d'un champ magnétique à un grain MD entraîne une croissance privilégiée des domaines ayant une aimantation parallèle au champ. Si le champ appliqué est suffisamment fort, les murs des domaines sont détruits et le grain atteint son aimantation de saturation j_s . Quand on annule le champ, les domaines se reforment et le grain revient à son état d'énergie de départ. Néanmoins, à cause des imperfections et lacunes, le grain ne revient jamais à sa configuration de départ, et il n'atteint donc pas l'état d'énergie minimum. Une faible aimantation rémanente est alors enregistrée (j_r), qu'un faible champ de direction opposée suffit à annuler. La coercivité d'un grain ferromagnétique MD est donc plus faible que celle d'un grain SD. De plus cette aimantation rémanente n'est pas stable avec le temps et les grains MD sont donc de moins bons enregistreurs du paléomagnétisme.

La distribution de la taille des grains ferromagnétiques de nombreuses roches ignées montre qu'une majorité des grains de magnétite appartiennent au PSD, plutôt qu'aux vrais SD et MD, ce qui est le cas pour les ignimbrites étudiées. Pour la magnétite, l'intervalle de taille des grains dans le PSD est 1-10 μm . Dans ce domaine les grains présentent une assez forte coercivité et une aimantation rémanente relativement stable avec le temps.

1.4.4. La relaxation magnétique

L'aimantation rémanente d'un grain n'est pas stable et tend à diminuer au cours du temps de manière exponentielle, en particulier sous l'effet d'une activation thermique (Figure 63) ; c'est ce que l'on appelle la relaxation magnétique. Le temps de relaxation est contrôlé par le rapport entre la coercivité du grain et l'énergie thermique. Les temps de relaxation peuvent donc varier de plusieurs ordres de grandeur.

Par définition, un grain superparamagnétique est celui dont l'aimantation rémanente se relaxe très rapidement (Figure 63). Le temps de relaxation critique (τ_s) entre un grain superparamagnétique et stable a été fixé à 100s. Les porteurs utilisés en paléomagnétisme doivent, pour être efficaces, avoir des temps de relaxation assez longs, de l'ordre des périodes géologiques.

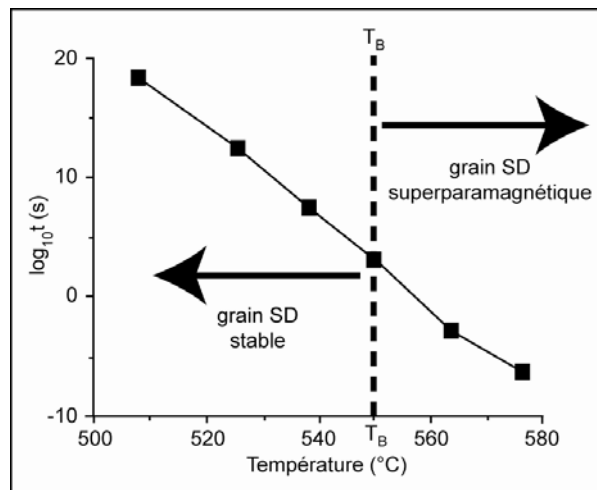


Figure 63 : variation du temps de relaxation de l'aimantation rémanente d'un grain SD en fonction de la température. La limite entre un grain "stable" et un grain superparamagnétique correspond à un temps de relaxation de 100 s. T_B est la température de blocage au-delà de laquelle le grain SD devient superparamagnétique et perd rapidement son aimantation.

La température de blocage d'un grain (T_B) est décrite comme celle à laquelle le grain passe du comportement superparamagnétique à un comportement stable. Au delà de T_B le grain est ferromagnétique, mais l'aimantation rémanente du grain diminue très rapidement. En deçà de T_B le temps de relaxation τ excède τ_s et augmente rapidement pendant le refroidissement. Une aimantation rémanente formée à ou au-dessous de T_B peut donc être très stable, spécialement si la température diminue.

1.5. L'aimantation rémanente naturelle (ARN) des roches

L'aimantation d'une roche naturelle in situ est la somme de deux composantes : $J = J_i + J_r$.

J_i est l'aimantation induite due au champ géomagnétique local actuel (H) ; J_r est l'aimantation rémanente, qui nous intéresse pour le paléomagnétisme.

L'aimantation rémanente naturelle (ARN) est celle de la roche avant son traitement au laboratoire. Elle dépend du champ géomagnétique et des processus géologiques qui ont eu lieu pendant et après la formation de la roche. Une ARN est typiquement composée de plusieurs composantes ; celles acquises pendant la formation de la roche sont appelées ARN primaires, qui nous intéressent en paléomagnétisme. Cependant, une roche peut acquérir une ARN secondaire plus ou moins longtemps après sa formation, qui vient altérer l'ARN primaire. L'ARN totale d'un échantillon est donc la somme de ces deux composantes.

Les deux formes d'ARN primaires les plus courantes dans les roches volcaniques sont : (1) l'aimantation thermorémanente, acquise pendant le refroidissement de la roche depuis une température supérieure à T_B ; (2) l'aimantation rémanente chimique, acquise lors de la

formation de grains ferromagnétiques en deçà de la température de blocage. L'ARN primaire peut enregistrer et maintenir enregistré le champ géomagnétique contemporain de la formation de la roche (sous des conditions favorables).

Les ARN secondaires peuvent résulter de changements affectant les grains ferromagnétiques, de l'exposition aux éclairs (aimantation rémanente isothermale, ARI), ou de l'exposition à long terme au champ géomagnétique après la formation de la roche (aimantation rémanente visqueuse, ARV). Une désaimantation partielle peut préférentiellement effacer ces ARN secondaires, permettant d'isoler l'ARN primaire et ces différentes composantes (cf chapitre 2).

1.5.1. L'aimantation thermorémanente (ATR)

L'ATR est la forme d'ARN la plus couramment rencontrée dans les roches magmatiques. Le champ magnétique (même faible) appliqué à la température de blocage (T_b) est enregistré par la roche. A la température de surface de la Terre, cette rémanence peut être stable au-delà des temps géologiques et peut résister aux effets du champ magnétique appliqué après le refroidissement originel de la roche.

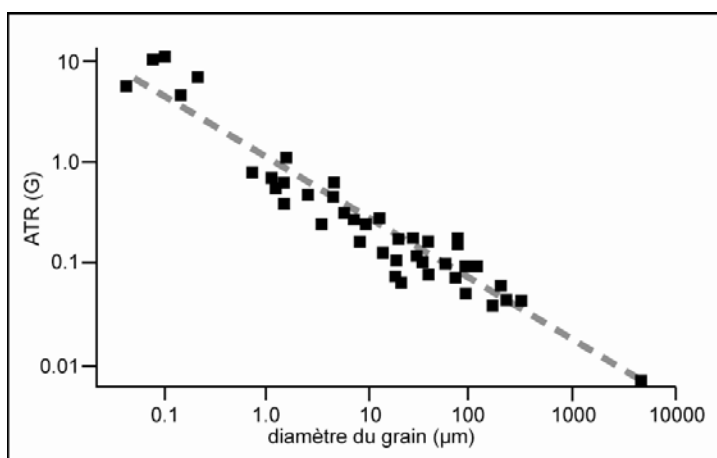


Figure 64 : ATR acquise par un grain en fonction de sa taille.

L'efficacité d'un grain à acquérir une ATR dépend de sa taille (Figure 64). En effet, pour un grain de magnétite PSD, l'ATR enregistrée diminue rapidement de 1 à 10 μm . Pour des grains $> 10 \mu\text{m}$, l'acquisition d'une ATR est inefficace. Les grains SD et PSD sont donc les porteurs efficaces de l'ATR, alors que les grains MD sont plus aptes à enregistrer des composants de l'aimantation acquises longtemps après le refroidissement initial de la roche. Les roches volcaniques, dont la taille des grains ferromagnétiques est généralement comprise dans les SD et PSD, enregistrent généralement des ATR fortes et stables.

1.5.2. L'aimantation rémanente chimique (ARC)

L'ARC est due aux changements chimiques qui entraînent la formation ou la transformation de grains ferromagnétiques en dessous de leur température de blocage dans un champ magnétique. Ces réactions chimiques sont l'altération de minéraux préexistants en minéraux ferromagnétiques et la précipitation de grains ferromagnétiques depuis une solution. Ce type d'aimantation rémanente primaire se rencontre principalement dans les roches sédimentaires.

1.5.3. L'aimantation rémanente visqueuse (ARV)

Cette aimantation est progressivement acquise pendant l'exposition d'une roche à un champ magnétique faible. Il s'agit donc d'une aimantation secondaire. Son acquisition est d'autant plus importante que la température est élevée. Les grains possédant une température de blocage faible sont donc plus aptes à enregistrer une ARV. Cette ARV produit un bruit généralement indésirable pour une étude paléomagnétique, mais il est possible de l'annuler par une désaimantation partielle de l'échantillon.

1.5.4. L'aimantation rémanente isothermale (ARI)

Il s'agit d'une aimantation rémanente secondaire acquise lors de l'exposition à un champ magnétique fort, de courte durée et à température constante. Dans la nature, l'ARI est associée à l'exposition de la roche au champ magnétique des éclairs, qui produisent localement des champs magnétiques très forts pouvant atteindre des valeurs de 10 – 100 mT. Une ARI due à la foudre peut être progressivement annulée en laboratoire par une désaimantation par champs alternatifs.

1.6. Conclusion

La composante de l'aimantation des roches utilisée pour les études paléomagnétiques est l'aimantation rémanente naturelle (ARN). Nous nous intéresserons plus particulièrement à la composante primaire de cette ARN, qui enregistre la direction du champ géomagnétique contemporain de la mise en place des ignimbrites étudiées. Nous chercherons donc à isoler cette composante primaire lorsqu'elle aura été altérée par des aimantations secondaires. L'inclinaison (I) et la déclinaison (D) de l'ARN, sont la signature de l'orientation du champ géomagnétique contemporain de la mise en place de l'ignimbrite. Ces angles restent constants au sein d'une même ignimbrite. Si l'intensité, mais surtout les directions de l'ARN varient radicalement pour une même ignimbrite, on peut suspecter une aimantation rémanente secondaire parasite, due à un effet de foudre par exemple (Nagata, 1961).

Au contraire, deux ignimbrites dont la mise en place est séparée par un laps de temps assez long (> 100 ans) n'ont qu'une très faible probabilité d'enregistrer la même direction du champ géomagnétique, du fait de la variation séculaire du champ géomagnétique. C'est sur ce principe que nous nous sommes fondés pour corrélérer les ignimbrites à l'aide des directions de l'ARN.

2. L'anisotropie de susceptibilité magnétique des ignimbrites : principes et interprétation

L'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) a déjà fait l'objet d'un ouvrage de synthèse (Tarling et Hrouda, 1993) et d'un certain nombre d'articles (par ex. Le Pennec et al, 1998 ; Ellwood, 1982 ; Palmer et MacDonald, 1999).

2.1. Principe

Une roche plongée dans un champ magnétique acquiert une aimantation : $J_i = K \cdot H$, où H est le vecteur champ magnétique inducteur, J_i est le vecteur d'aimantation induite, K est la susceptibilité magnétique de l'échantillon (nombre sans dimension) qui caractérise l'aptitude de la roche à s'aimanter (voir paragraphe 1). Dans la plupart des roches la valeur de K dépend de la direction dans laquelle elle est mesurée, à cause de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM). En champ faible, K prend alors la forme d'un tenseur symétrique de rang deux. Les variations de la susceptibilité peuvent être représentées dans l'espace par un ellipsoïde triaxial dont les axes principaux sont notés K_{max} (susceptibilité maximale), K_{int} (intermédiaire) et K_{min} (minimale) (Figure 65).

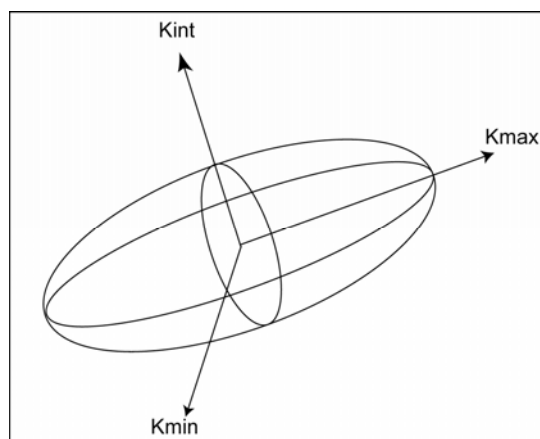


Figure 65 : ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique avec ses axes principaux : K_{max} pour la susceptibilité maximale, $\perp K_{min}$ pour la susceptibilité minimale et $\perp K_{int}$ pour la susceptibilité intermédiaire.

L'ASM, décrite dans notre étude, est déterminée par la mesure de la susceptibilité magnétique des échantillons dans un champ magnétique faible (≤ 1 mT). L'intensité de l'ASM dépend à la fois de facteurs intrinsèques et extrinsèques de la roche. En effet l'intensité de l'anisotropie dépend à la fois de l'anisotropie de chaque grain magnétique, mais également du degré d'alignement de ces grains dans la roche.

L'anisotropie des grains comprend elle-même deux composantes, microcristalline et de forme décrite dans le paragraphe précédent. La magnétite est caractérisée par une anisotropie microcristalline très faible et une anisotropie de forme dominante, alors que l'inverse est observée pour l'hématite.

Les paramètres les plus utilisés pour décrire et comparer les fabriques magnétiques des roches sont :

$$\text{la susceptibilité moyenne : } K = \frac{(K_{\max} + K_{\text{int}} + K_{\min})}{3}$$

$$\text{la foliation magnétique : } F = \frac{K_{\text{int}}}{K_{\min}}$$

$$\text{la linéation magnétique : } L = \frac{K_{\max}}{K_{\text{int}}}$$

$$\text{le degré d'anisotropie : } P = \frac{K_{\max}}{K_{\min}}$$

$$\text{l'anisotropie totale : } T = \frac{(K_{\max} - K_{\min})}{K}$$

$$\text{et le paramètre de Flinn : } q = \frac{\left(\frac{K_{\max}}{K_{\text{int}}}\right) - 1}{\left(\frac{K_{\text{int}}}{K_{\min}}\right) - 1}$$

2.2. L'ASM en volcanologie

L'utilisation de l'ASM pour la détermination de la fabrique des roches sédimentaires, métamorphiques ou magmatiques date des années 1950. Cependant ce n'est qu'au cours des vingt-cinq dernières années que l'ASM a connu son véritable essor et qu'elle a été appliquée aux roches pyroclastiques. Ellwood (1982) et Incoronato (1983) sont les premiers à avoir montré que la fabrique magnétique (ou ASM) des ignimbrites et déferlantes est qualitativement semblable à la fabrique observée dans les roches sédimentaires détritiques non tectonisées. Ces auteurs concluent que la direction de K_{\max} peut être considérée comme équivalente à la direction d'écoulement des coulées pyroclastiques. Ellwood (1982) montra

alors la possibilité d'utiliser cette technique pour localiser les zones sources de certaines ignimbrites du Nevada (USA).

A la suite de ces deux études, les applications de l'ASM aux ignimbrites se sont multipliées (Knight et al., 1986 ; McDonald et Palmer, 1990, 1999 ; Seaman et al., 1991 ; Hillhouse et Wells, 1991 ; Ort, 1993 ; Baer et al., 1997 ; Cagnoli et Tarling, 1997 ; Le Pennec et al., 1998 ; Le Pennec, 2000 ; Wang et al., 2001 ; Ort et al., 2003 ; Porreca et al., 2003 ; Alva-Valdivia et al., 2005). Ces travaux ont montré que l'ASM est souvent très appréciée pour l'étude de la fabrique dans les ignimbrites : elle permet d'étudier non seulement les directions d'écoulement mais aussi les conditions de transport et de mise en place de ces dépôts (Baer et al., 1997 ; Ort et al., 2003 ; Porreca et al., 2003). De plus l'ASM permet de détecter des fabriques très faibles et imperceptibles sur le terrain, ce qui en fait donc une méthode idéale pour examiner les fabriques dans des ignimbrites apparemment isotropes (Baer et al. 1997). Certains auteurs (Seaman et al, 1991) mettent en évidence quelques problèmes pouvant apparaître lors de l'interprétation de la fabrique magnétique dans les ignimbrites et suggèrent de prendre certaines précautions pour évaluer les capacités réelles de cette méthode à refléter les conditions de mise en place et les directions d'écoulement des ignimbrites.

2.3. Échantillonnage et préparation des échantillons

L'échantillonnage a été effectué sur 50 sites lors de deux missions de terrain, en collaboration avec Pierrick Roperch de l'IRD (cf. chapitre 2). Cet échantillonnage a été autant que possible réparti de façon homogène dans la région et sur les différentes ignimbrites. Néanmoins, les ILJ et IAA, plus volumineuses et affleurant mieux, représentent la majorité de l'échantillonnage, et nous intéresserons donc principalement à ces deux ignimbrites pour l'étude de l'ASM.

La technique d'échantillonnage utilisée est la même pour les études paléomagnétiques et pour l'ASM. Nous prélevons sur le terrain des carottes de roche à l'aide d'une foreuse à essence (moteur de tronçonneuse équipé d'un adaptateur pour fixer un foret en acier, donc la couronne est incrustée de diamants). Le forage se fait sous un flux d'eau pour permettre le refroidissement du foret et l'évacuation des débris de forage. Le diamètre des cylindres de roche forés est de 2.4 cm, mais la longueur varie d'un échantillon à l'autre selon la dureté de la roche. Un total de 5 à 40 carottes de roches est prélevé dans chaque site sur une surface très variable, pouvant aller d'une dizaine de m² à un échantillonnage le long d'une section verticale de plus de 50 m d'épaisseur, selon l'objectif recherché.

L'orientation précise des échantillons, à $\pm 1^\circ$, est une condition nécessaire pour toute étude concernant les propriétés directionnelles. Deux mesures sont nécessaires pour orienter

complètement un échantillon : l'angle de pendage et la direction de pendage de l'échantillon. Ces mesures sont faites in situ avant le prélèvement des échantillons forés. Le pendage est simplement mesuré avec un inclinomètre et correspond toujours à l'angle maximum de pendage. La mesure de la direction de pendage est plus compliquée que la mesure de son pendage. Idéalement, cette mesure est réalisée à l'aide d'un compas solaire. Cet appareil permet de mesurer l'angle entre la direction de pendage de la carotte de roche et l'ombre d'une aiguille verticale produite par le soleil sur un plan horizontal. La position du soleil et donc l'orientation de son ombre sont ensuite calculées grâce à un programme informatique reprenant les données du calendrier solaire. En complément de cette orientation solaire ou lorsque cette mesure était impossible, nous avons aussi utilisé une boussole magnétique. Malgré la précision de la lecture sur ce type de boussole ($< \pm 0.5^\circ$), la mesure peut être affectée par une anomalie magnétique locale et une grande attention doit donc être portée à cette mesure. Une fois l'échantillon orienté, il est possible de déterminer l'orientation des axes de l'ASM par rapport au nord géographique actuel. Il apparaît que les erreurs les plus importantes liées à l'interprétation des directions d'ASM sont associées la plupart du temps à une mauvaise prise en compte, lors de l'échantillonnage, des structures pouvant influencer la direction de ces fabriques, comme des failles, basculements de blocs..., plutôt qu'à des erreurs d'orientation des échantillons. Il est donc très important de noter l'orientation de ces structures, qui peuvent influencer l'orientation des échantillons prélevés. Les carottes sont ensuite soigneusement enveloppées pour chaque site pour éviter toute cassure pendant le transport.

La plupart des instruments utilisés pour déterminer les propriétés magnétiques ou l'anisotropie magnétique sont calibrés pour des échantillons de taille et de forme spécifique. Les instruments de mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique sont plus sensibles à la forme de l'échantillon que les instruments utilisés en paléomagnétisme. Idéalement, les échantillons utilisés pour l'anisotropie devraient avoir la forme de sphères parfaites, mais comme il est très difficile d'obtenir et d'orienter des échantillons de roche de cette forme, nous avons donc utilisé des cylindres de roche. Pour réduire les effets liés à la forme de l'échantillon nous avons utilisé des cylindres de roche dont la hauteur est égale à 85-90% du diamètre. Au laboratoire les cylindres de roche ont donc été recoupés en spécimens de longueur constante égale à 2.1 cm. Un à quatre spécimens ont pu être coupés par carotte de roche.

2.4. Mesure de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans un champ faible

Les mesures de l'ASM et de la susceptibilité globale ont été réalisées à l'aide du kappabridge KLY3S spinner de la marque Agico (Figure 66), au laboratoire de paléomagnétisme de l'université du Chili, à Santiago, Chili.



Figure 66 : kappabridge KLY3S spinner de la marque Agico.

La première mesure effectuée sur les échantillons consiste à évaluer leur susceptibilité magnétique moyenne. Une fois cette susceptibilité volumique mesurée, la mesure de l'ASM est effectuée dans le magnétomètre en plaçant successivement l'échantillon dans trois positions orthogonales. Un programme informatique permet ensuite de combiner les mesures dans les trois plans perpendiculaires ainsi que la mesure de susceptibilité globale pour réaliser un tenseur de susceptibilité complet pour chaque échantillon mesuré. Nous avons mesuré l'anisotropie d'un ou deux spécimens par carotte, ce qui représente un total de 1095 spécimens mesurés. La valeur moyenne du tenseur a ensuite été déterminée grâce à la méthode statistique de Jelinek (1978). L'orientation des axes de l'ellipsoïde d'anisotropie a été rapportée au nord géographique en utilisant les données d'orientation de chaque échantillon, et ces directions ont été reportées sur des stéréogrammes en suivant une projection sur l'hémisphère inférieur (Figure 67). Cette représentation stéréographique des axes principaux d'anisotropie facilite la lecture des résultats. Chaque stéréogramme correspond aux données d'un site.

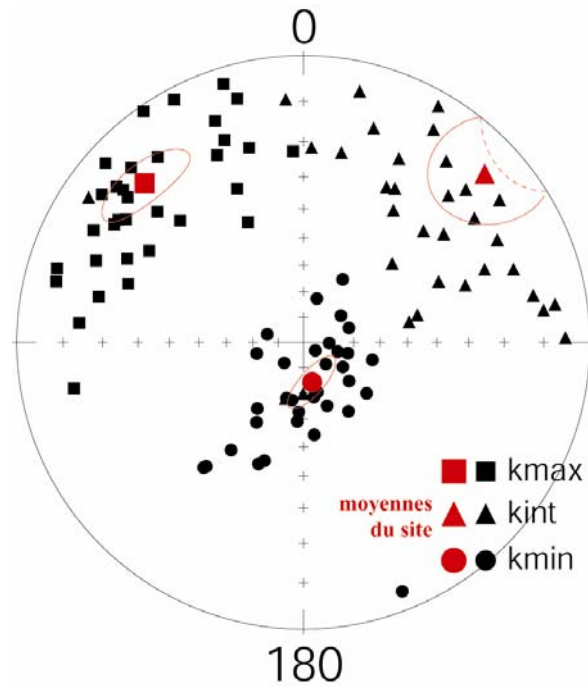


Figure 67 : exemple de stéréogramme présentant les données d'ASM d'un site. Les moyennes de chaque axe ainsi que leur angle de confiance sont aussi représentés.

Dans ces stéréogrammes Kmax représente la direction de la linéation magnétique et Kmin le pôle du plan de foliation magnétique. L'intégralité des stéréogrammes calculés pour les ignimbrites d'Arequipa est reportée dans l'annexe 7. S'il n'y a pas de basculement tectonique au niveau du site, la linéation se situe la plupart du temps dans la direction de pendage maximum du plan de foliation. Cela implique que la direction de pendage des plans de foliation plus ou moins inclinés reflète une imbrication des grains magnétiques et peut donc être utilisée pour déterminer des directions d'écoulement.

Chapitre 2. Propriétés magnétiques, et anisotropie de susceptibilité magnétique des ignimbrites de la région d'Arequipa : minéralogies magnétiques, localisation des sources et mise en place

1. Introduction

Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article accepté au Bulletin of Volcanology :

Paleomagnetism, magnetic fabric, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, of Neogene ignimbrites in the Arequipa area, Southern Peru.

Perrine Paquereau-Lebti, Michel Fornari, Pierrick Roperch, Jean-Claude Thouret, Orlando Macedo

Les propriétés paléomagnétiques et l'ASM mesurées pour 44 sites échantillonnés dans les ILJ et IAA sont présentées et discutées dans cet article. Du fait de leur plus faible extension et/ou de leurs mauvaises conditions d'affleurement, seuls 6 sites ont été échantillonnés dans les TY et l'IRC. Ces deux unités ont un intérêt moindre pour cette étude, et nous avons donc choisi de ne pas discuter leurs résultats dans l'article. Les quelques données obtenues sur les directions d'ASM des sites situés dans les TY et dans l'IRC seront néanmoins présentées et discutées à la suite de l'article (p. 247). L'intégralité des stéréogrammes d'ASM calculés est reportée dans l'annexe 7.

Les directions d'aimantation rémanente naturelle (ARN) enregistrées par l'ILJ et IAA ne permettent pas de les séparer, car elles sont statistiquement identiques, malgré une différence d'âge de plus de 3 Ma. Seuls les TY et l'IRC ont enregistré des directions d'aimantation différentes. Nous pouvons donc en conclure que les directions ARN enregistrées par les dépôts pyroclastiques ne doivent être utilisées comme critère de corrélation qu'en complément d'autres méthodes, comme des datations, des données géochimiques, qui permettent de valider les résultats.

Les propriétés magnétiques (valeur de la susceptibilité magnétique (K), température de blocage de l'aimantation rémanente naturelle (Tb), température de Curie (Tc), aimantation rémanente instantanée (ARI), température de blocage des ARI orthogonales) mesurées dans

les ILJ et AAI, montrent la présence deux phases magnétiques différentes : la titanomagnétite, caractérisée par une forte susceptibilité magnétique, une faible coercivité et des T_b et T_c comprises entre 525 et 570 °C; et la titanohématite, caractérisée par une faible susceptibilité, une forte coercivité et des T_b et T_c comprises entre 610 et 640°C. La signature magnétique de l'ILJ est cohérente avec la titanomagnétite comme porteur principal de l'aimantation rémanente. Dans l'IAA, les propriétés magnétiques varient verticalement depuis l'unité rose supérieure jusqu'à la base de l'unité blanche inférieure. L'unité rose a la même signature magnétique que l'ILJ, caractérisant une minéralogie magnétique dominée par la titanomagnétite, alors que les propriétés magnétiques déterminées pour l'unité blanche, à l'exception de sa base, révèlent que la titanohématite est le porteur de l'aimantation. Enfin à la base de l'unité blanche, la signature magnétique de la titanohématite est en partie masquée par des teneurs importantes en titanomagnétite, plus ou moins oxydée en maghémite.

L'ILJ et l'unité rose de l'IAA se signalent par de faibles degrés d'anisotropie (1.05 max.), alors que l'unité blanche de l'IAA est caractérisée par une anisotropie pouvant atteindre 1.147. Les faibles anisotropies de l'ILJ et de l'unité rose de IAA sont en partie associées à leur minéralogie magnétique dominée par la titanomagnétite, qui est moins anisotrope que la titanohématite. Néanmoins, les différences de minéralogies magnétiques ne permettent pas d'expliquer à elles seules les différentes fabriques magnétiques observées dans ces deux ignimbrites.

La faible anisotropie dans l'ILJ est associée à une faible définition de l'orientation de la fabrique magnétique dans l'ILJ, caractérisée par des directions de linéation très variables sur des plans de foliations sub-horizontaux. Cette faible définition de l'ASM pourrait être la conséquence d'une mise en place de coulées pyroclastiques faiblement concentrées dans un régime d'écoulement turbulent de haute énergie, empêchant une bonne orientation des grains de titanomagnétite dans la direction de l'écoulement. Cette hypothèse va dans le sens des observations effectuées sur le terrain, à savoir que l'ILJ est caractérisée par un faible rapport de forme et qu'elle a surmonté l'obstacle haut de 350 m, formé par l'escarpement nord du batholite d'Arequipa. Les plans de foliation sub-horizontaux observés dans l'ILJ sont probablement contrôlés par la compaction post-sédimentaire.

Malgré les faibles degrés d'anisotropie révélés dans l'unité rose supérieure, l'IAA a une fabrique magnétique très bien définie depuis sa base, jusqu'à son sommet, caractérisée par un pendage important des plans d'imbrication de la foliation, dont la valeur moyenne est de 20°. Cette bonne définition de la fabrique magnétique "contrôlée" par la paléotopographie, ainsi

que le fort rapport de forme de l'IAA et le fait qu'elle n'aurait pas surmonté le batholite, laissent supposer un transport sous la forme d'un écoulement granulaire fortement concentré sur une pente douce ($\sim 2^\circ$). La contrainte cisailante responsable de l'imbrication augmente depuis le sommet vers la base de ce type d'écoulement, en produisant un accroissement de l'anisotropie.

Les directions d'écoulement déduites des ellipsoïdes d'ASM de l'IAA, ainsi qu'une carte de pseudo-isoplètes des fragments lithiques de l'unité rose de l'IAA, sont compatibles avec une source située sous l'actuel complexe volcanique du Nevado Chachani.

2. Paléomagnétisme, fabrique magnétique et datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, des ignimbrites néogènes de la région d'Arequipa, sud du Pérou.

Paleomagnetism, magnetic fabric, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Neogene ignimbrites in the Arequipa area, Southern Peru.

Perrine Paquereau-Lebti (1), Michel Fornari (2), Pierrick Roperch (3), Jean-Claude Thouret (1), Orlando Macedo (4)

(1) Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, CNRS, OPGC et IRD, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, cedex France (P.Paquereau@opgc.univ-bpclermont.fr, tel : +33 4 73 34 67 21, fax : +33 4 73 34 67 44)

(2) IRD, UMR Géosciences Azur, Université de Nice-Sophia Antipolis, Parc Valrose, 06108 Nice cedex 2, France.

(3) IRD, UR154, Géosciences Rennes, 35042 Rennes cedex, France (pierrick.roperch@ird.fr).

(4) Instituto Geofísico del Perú, Oficina Regional de Arequipa, Cayma, Arequipa, Peru.

Abstract

Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and characteristic remanence have been measured in 52 sites in Neogene ignimbrites of the Arequipa region, southern Peru. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages show that two main ignimbrite sheets were deposited at $4.85\pm 0.14\text{Ma}$ (La Joya Ignimbrite: LJI) and at $1.64\pm 0.14\text{Ma}$ (Arequipa Airport Ignimbrite: AAI). Remanent magnetizations are highly stable and well grouped. The AAI is a 20 - 100 m-thick ignimbrite that fills the Arequipa depression to the west of the city of Arequipa is made up of two cooling units. The underlying white unit and the overlying weakly consolidated pink unit record the same well-defined paleomagnetic direction (16 sites in the white unit of AAI: Dec=173.7; Inc=31.2; $a_{95}=0.7$; $k=2749$; and 10 sites in the pink unit of AAI; Dec=173.6; Inc=30.3; $a_{95}=1.2$; $k=1634$), showing that both units belong to the same AAI sheet. Thermal demagnetization indicates two principal iron oxide phases in the AAI: one, observed in the upper pink unit and at the base of the white unit, is low-Ti titanomagnetite with maximum unblocking temperature of 525-570°C and the other, especially well developed in the white unit, is low-Ti titanohematite with unblocking temperature in the range 610-640°C. At the base of the white unit, the titanomagnetite signature is superimposed on titanohematite and maghemite signatures. The LJI shows only low-Ti titanomagnetite signature.

Total anisotropy is 1.05 max in the LJI and in the pink unit of the AAI, but it reaches up to 1.147 in the white unit of the AAI. AMS ellipsoids are oblate at most sites. For the AAI, the dips of the foliation plane imbrication are steep, around 20°. The magnetic lineations and the directions of imbrication determined from the dip directions of the magnetic foliations point to a location of the AAI's vent beneath the Nevado Chachani volcanic complex located on the northern edge of the Arequipa depression. The good correlation between AMS pattern of the AAI and the paleotopography suggests an emplacement of a high-concentration granular mass flow on a gentle slope. In contrast, magnetic foliations are subhorizontal in the LJI, which is a low-aspect ratio ignimbrite covering a larger area than the AAI, from within the Altiplano above 4200 m in elevation down to less than 1500 m west and south of the Arequipa Batholith. In this case, the subhorizontal AMS fabrics are probably controlled by post-sedimentation compaction and welding of the deposit rather than transport mechanisms.

Keywords: ignimbrite, paleomagnetism, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age, AMS, magnetic mineralogy, emplacement mechanisms.

Introduction

A paleomagnetic study of ignimbrites can be useful for correlating distinct flow and cooling units. The record of two statistically distinct Characteristic Remanent Magnetizations (ChRM) directions by two volcanic units usually indicates a significant time interval (> 100 years) between the units due to geomagnetic secular variation. Nevertheless, the probability to record the same paleomagnetic direction at different times is not null, especially when the recorded direction is close to the expected dipole field. Thus, paleomagnetism as a tool to correlate separated sites in pyroclastic rocks should be used with additional information such as radiogenic dating, and geological and petrological evidence.

Magnetic mineralogy and the remanent magnetization may be used to constrain emplacement temperatures and oxygen fugacity during the cooling process (Saito et al. 2003). Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) is commonly used to evaluate flow directions in pyroclastic-flow deposits since the work of Ellwood (1982), and it is also useful to estimate transport and deposition conditions (Baer et al. 1997; Ort et al. 2003; Porreca et al. 2003). Pyroclastic density currents encompass a wide spectrum of flows dynamics. One hypothesis of how pyroclastic density currents move is as expanded pyroclastic flows, which are dominantly expanded, low-density gas-particle flows (Branney and Kokkelaar 1992; Valentine 1987; Baer et al. 1997; Dade 2003); a second hypothesis is that they are high concentration pyroclastic flows, which are primarily non-turbulent (Sparks 1976; Sparks et al. 1978; Carey 1991; Baer et al. 1997; Ort et al. 2003). The examination of flow directions, using the AMS method and field observations, can be used to test these hypotheses. Where AMS is used to infer paleoflow direction, it is important to note that it probably records only the last increment of movement (Branney and Kokkelaar, 2002). Porreca et al. (2003) also show that AMS results of ignimbrites can be mostly controlled by depositional systems.

In the present paper, paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology are used to study voluminous Neogene and Quaternary ignimbrites, which are located in the Arequipa province of Southern Peru (Central Volcanic Zone of the Andes). These ignimbrites mantle an area of roughly 800 km² around the Quaternary stratovolcanoes of Nevado Chachani and El Misti. They fill part of the depression of Arequipa with a thickness in the range of 10 m to 150 m. To the south they flowed beyond the Arequipa Batholith barrier, approximately 300 m high, south-southwest of Arequipa. A preliminary description of the stratigraphy, geology, and geochemistry of these pyroclastic rocks is given in Paquereau-Lebti et al. (2006). In the present paper, ChRM directions and a detailed new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology are used as criteria

to correlate the ignimbrite sheets. Magnetic properties and microscopic observations allow us to distinguish magnetic carriers and their origins and consequences. Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) is used to evaluate the flow directions of pyroclastic density currents and provide significant insight in source vents location and emplacement mechanisms of different ignimbrites.

Geological Setting of Ignimbrites in the Arequipa Area

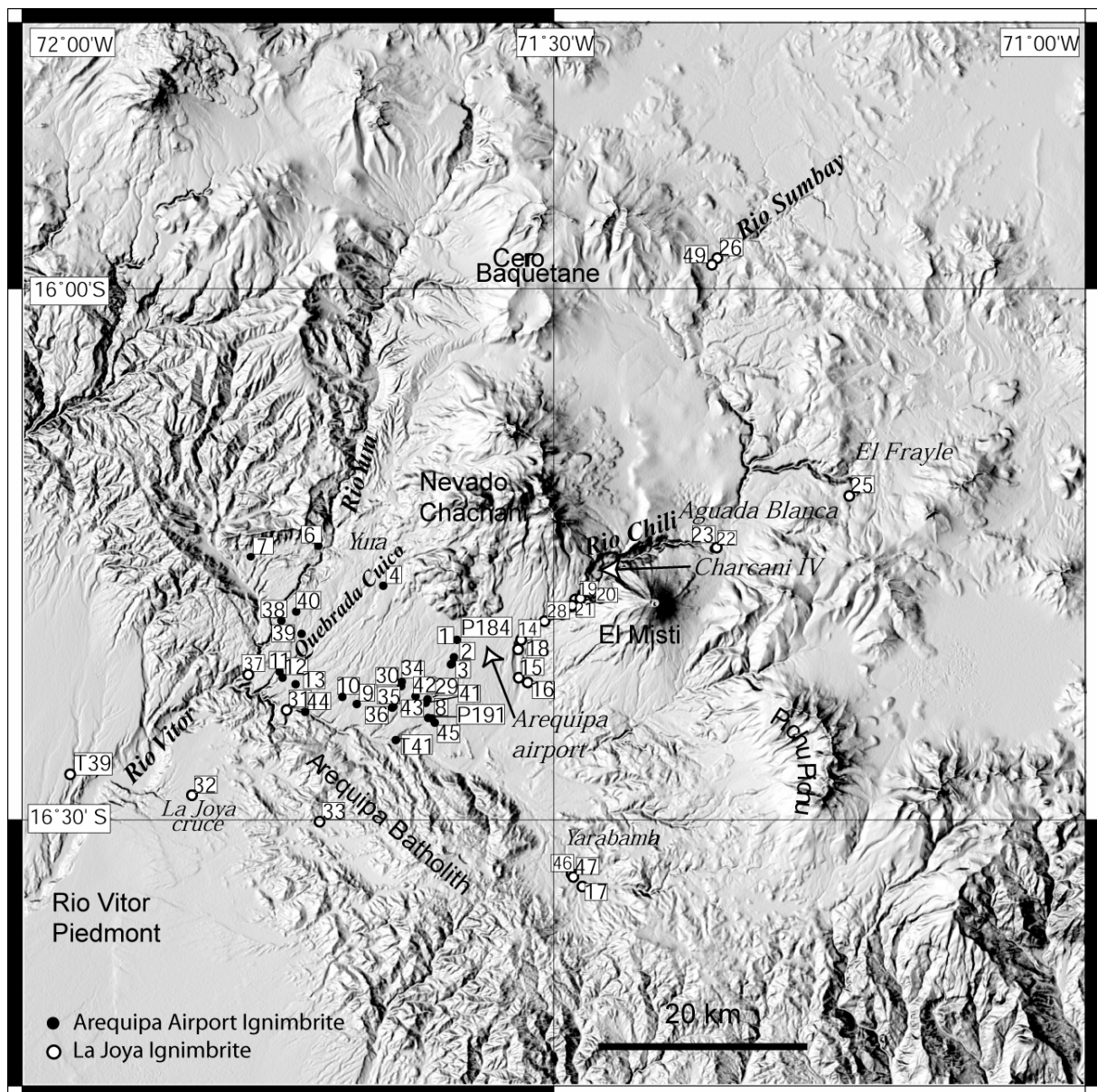


Figure 1: paleomagnetic sites numbers in the LJI (white circles) and AAI (black circles) on top of the SRTM digital elevation model of topography.

Paquereau-Lebti et al. (2006) described two main Neogene ignimbrites, on the basis of their stratigraphic work, petrological correlations (Figs. 1 and 2), and previous studies (Fenner, 1948; Guevara, 1969; Jenks and Goldish, 1956; Vargas, 1970; Vatin-Perignon et al. 1996). Along the Río Chili valley an ignimbrite termed La Joya Ignimbrite (LJI) overlies an older ignimbrite (middle Miocene RCI) or lies directly the basement (Fig. 2). This ignimbrite covers a large area, and crops out on the western Altiplano, Río Chili, Yura and Vitor valleys, as well as overlapping the Arequipa Batholith near La Joya. It was also found intercalated in coarse conglomerates on sediments in the Rio Vitor piedmont and SE of the depression near the town of Yarabamba (Fig. 1). In the Río Chili and Sumbay valleys the ignimbrite is partially welded with fiamme, showing the most welded facies among the Arequipa ignimbrites (Fig. 2). In the Arequipa depression a white and pink ignimbrite, termed Arequipa Airport Ignimbrite (AAI) is separated from the LJI by several meters of thick detrital sediments. The underlying white unit forms a continuous massive sheet in the Arequipa depression with a thickness up to 100 m when observed in dry canyons, which cut the depression from North to South. It shows well-indurated facies due to vapor-phase crystallization as a result of hot gas percolation throughout the deposit during the cooling process (Streck and Grunder 1995; Barker 1996), but deformed pumice clasts by welding were only observed near the base (Fig. 2). A non-welded pink unit overlies the white unit and neither sediment nor soil is intercalated between the white and the pink units (Fig. 2). The pink unit is only a few meters to a few tens of meters thick. This unit has undergone less recrystallisation than the white ignimbrite.

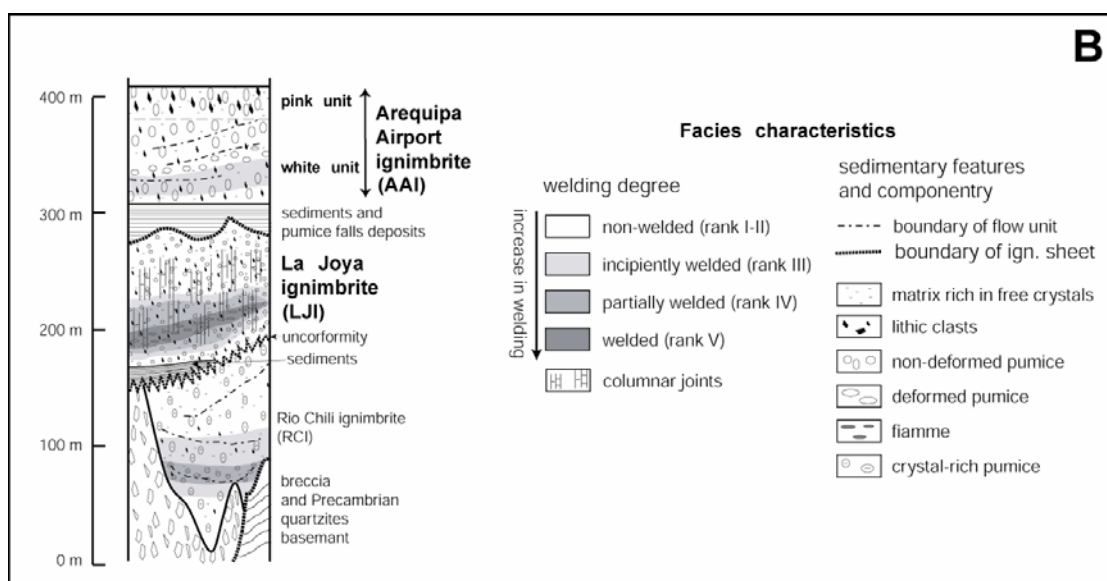


Figure 2: composite stratigraphic log showing the position of the ignimbrite sheets identified in this study.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Chronology of the Arequipa Ignimbrites

As the AAI and LJI recorded a similar paleomagnetic direction, numerous $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates were necessary to secure the identification of these two units in the field. A few ages on these two ignimbrites have been already published (Thouret et al., 2001; Paquereau-Lebti et al. 2006). Most of the new dated samples were taken at paleomagnetic sites (Table 1 and Fig. 1). Samples preparation, dating method and analytic data set are described in appendix 1.

The LJI exhibits a similar early Pliocene age at several sites (Table 1, fig. 1) from the Altiplano in the Río Sumbay valley (Site P26, elevation 4100 m), to the ignimbrite unit covering the batholith (Site P32; 1500 m) and intercalated in the coastal piedmont to the west of the batholith (Site T49) at an elevation of 1400 m. The weighted mean age calculated on single crystals from ten different sites is 4.85 ± 0.14 Ma (2σ) (Fig. 3).

The white unit of the AAI, which suffered strong vapor phase recrystallization, has altered pumices and does not furnish pristine sanidine, so dating was performed on biotite crystals with high (up to 80%) atmospheric contamination. Four $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ measurements on single biotite grains yielded a weighted mean age of 1.65 ± 0.16 Ma (2σ) (Table 1, Fig. 3). Two biotites from the overlying pink unit exhibit an age of 1.62 ± 0.08 Ma (Table 1, Fig. 3). Ages from the pink and white units are statistically indistinguishable, in agreement with field evidence and with the paleomagnetic results that indicate no geological time gap between the white and the pink units of the AAI. Nevertheless, Vatin-Perignon et al. (1996) published a fission track age of 2.42 ± 0.2 Ma on obsidians from the white unit of AAI, which is notably older than the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ date. This older age may be the consequence of the accidental origin of dated obsidian clasts.

Sample No	Site Pmag	latitude	longitude	Lab N°	Plateau Age \pm 2s Ma	$^{39}\text{Ar}\%$	Steps	Total Gas Age
<i>Arequipa Airport Ignimbrite white unit (AAI white unit)</i>								
011107-1 Biotite	P01	-16,3469	-71,5935	G605	1.57 \pm 0.12	92%	4_8/8	1.63 \pm 0.13
PIG22 Biotite	P01/P02	-16,3500	-71,5900	G718	1.64 \pm 0.07	95%	6_8/8	1.57 \pm 0.11
C11 Biotite	P11	-16,3605	-71,7577	H136	1.63 \pm 0.14	88%	2_5/6	1.64 \pm 0.24
C11 Biotite	P11	-16,3605	-71,7577	H180	1.77 \pm 0.15	100%	03-mars	1.77 \pm 0.15
C11 Biotite	P11	-16,3605	-71,7577	H181	1.75 \pm 0.26*	94%	02-mars	1.74 \pm 0.31
<i>Arequipa Airport Ignimbrite pink unit (AAI pink unit)</i>								
011107-3 Biotite	P08	-16,4044	-71,6147	G607	1.59 \pm 0.06	96%	3_6/6	1.58 \pm 0.07
PIG-00-42 Biotite	P03/T41	-16,3900	-71,6200	G729	1.65 \pm 0.04	85%	7_13/14	1.61 \pm 0.05
<i>La Joya Ignimbrite (LJI)</i>								
PIG00-19 Sanidine	P22	-16,2443	-71,3492	G716	4.77 \pm 0.20	86%	3_5/5	4.74 \pm 0.22
PIG21 Sanidine	P16	-16,3708	-71,5241	H132	4.83 \pm 0.03	96%	1_4/5	4.83 \pm 0.03
C16 Sanidine	P16	-16,3708	-71,5241	H130	4.82 \pm 0.03	94%	2_4/4	4.82 \pm 0.02
C26 Sanidine	P26	-15,9711	-71,3456	H131	4.84 \pm 0.03	90%	2_6/6	4.84 \pm 0.03
PIG02-62 Sanidine	P26	-15,9711	-71,3456	H135	4.97 \pm 0.03	100%	1_3/3	4.97 \pm 0.03
C17 (PIG02-51)	P17	-16,5625	-71,4729	H134	4.94 \pm 0.04	97%	2_4/4	4.93 \pm 0.05
C32 Sanidine	P32	-16,4768	-71,8402	H128	4.88 \pm 0.05	96%	2_7/7	4.88 \pm 0.05
PIG34 Sanidine	P32	-16,4768	-71,8402	G538	4.86 \pm 0.02	94%	3_11/11	4.86 \pm 0.02
011106-4P	T39	-16,4572	-71,9546	G733	4.80 \pm 0.05	100%	2_6/6	4.80 \pm 0.06
PIG02-66 Sanidine	P31	-16,3965	-71,7513	H129	4.77 \pm 0.09	100%	1_3/3	4.77 \pm 0.09
C31 Biotite	P31	-16,3965	-71,7513	H158	4.61 \pm 0.51 **	100%	1_4/4	4.61 \pm 0.51
C31 Biotite	P31	-16,3965	-71,7513	H341	4.83 \pm 0.29 **	75%	2_5/5	4.61 \pm 0.28

Table 1: summary of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the ignimbrites of the Arequipa ignimbrites. (Complete analytic data set is presented in the appendix). Samples with letter heading "C" were directly extracted from the paleomagnetic core. Lab N° = laboratory experiment number. $^{39}\text{Ar}\%$ = percentage of total ^{39}Ar included in the plateau age. Steps = temperature steps included in the plateau age versus total number of steps. * only 2 steps, no plateau age. ** Biotite with high atmospheric contamination.

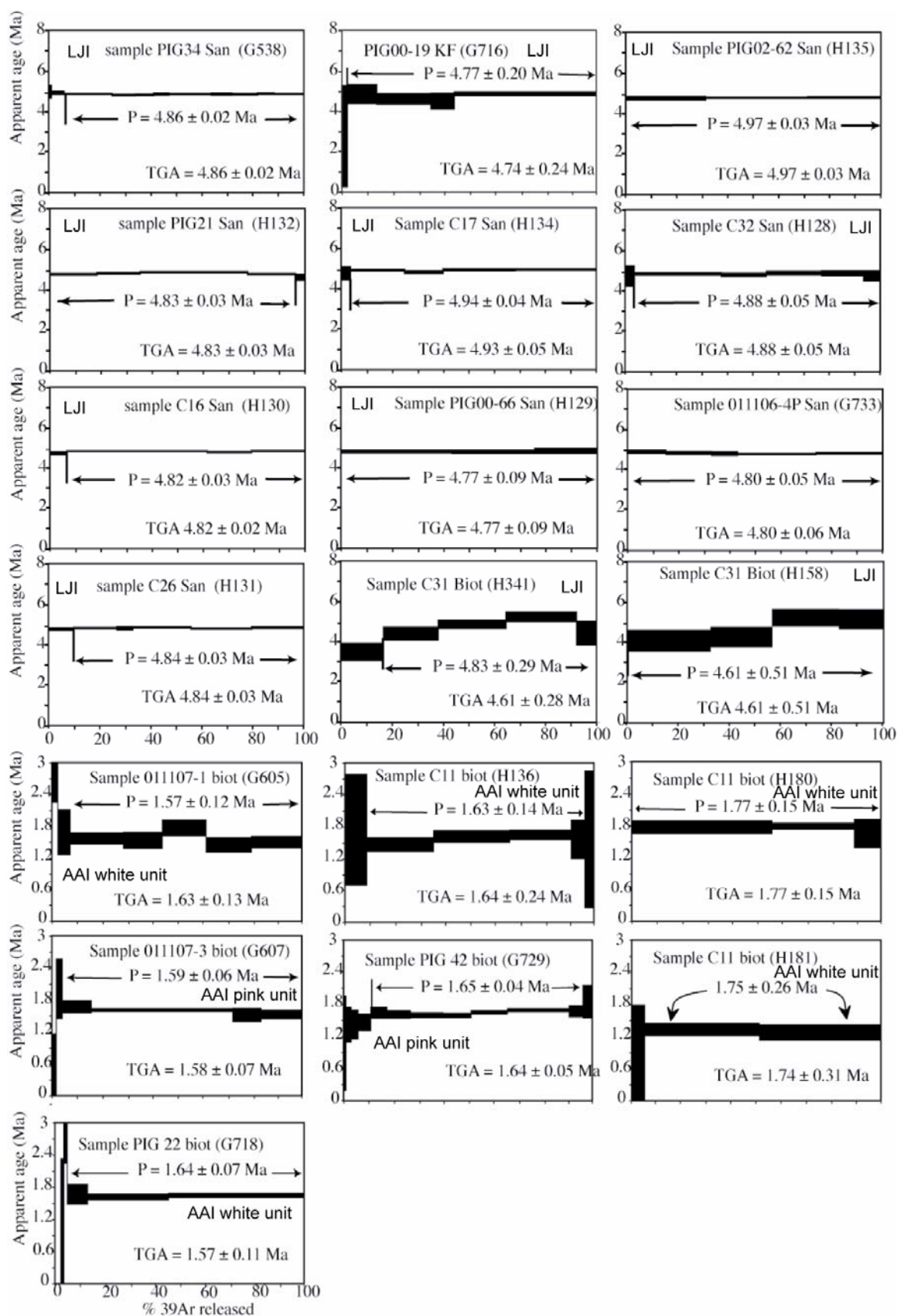


Figure 3: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental-heating apparent age spectra. The thickness of the boxes corresponds to 1 σ uncertainties on the individual ages; P indicates plateau age and uncertainties on the plateau age are indicated at the 2 σ level.

Paleomagnetism

Paleomagnetic sampling

A detailed paleomagnetic sampling has been carried out. 655 oriented cores were drilled at 48 sites distributed in the LJI and AAI (Fig. 1). At each site, the sampling was distributed spatially along vertical and/or horizontal profiles from a minimum area of several tens square meters, using a gasoline-powered portable drill; the cores were oriented with a magnetic and solar (whenever possible) compass. Five to forty-three cores were sampled at each site and two to four standard cylindrical specimens were cut from each core.

Site	Latitude	Longitude	JNRM	K	n	D	I	α_{95}	k	
<i>AAI white unit</i>										
P01	-16.3469	-71.5935	0.142	11.7	17	174.2	32.7	1.2	842	
P02	-16.3534	-71.5959	0.212	14.4	19	172.7	31.9	1.1	947	
P08	-16.4044	-71.6147	0.209	10.6	20	173.9	30.8	1.1	830	
P09	-16.3909	-71.6852	0.222	46.0	16	174.4	31.9	1.9	362	
P10	-16.3843	-71.6986	0.123	18.1	26	174.5	31.7	0.8	1274	
P11	-16.3605	-71.7577	2.690	456.0	18	173.4	30.0	1.3	742	
P29	-16.3862	-71.6183	0.205	13.5	16	172.6	29.2	1.4	731	
P34	-16.3741	-71.6432	0.314	34.7	40	171.7	31.9	0.9	632	
P35	-16.3943	-71.6516	0.182	25.8	15	174.4	31.9	1.0	1602	
P36	-16.3934	-71.6506	0.301	39.3	13	174.2	30.0	0.7	3974	
P40	-16.3040	-71.7422	0.197	41.9	10	175.6	32.6	1.0	2389	
P41	-16.3897	-71.6203	0.206	33.5	9	173.1	30.4	1.2	1758	
P42	-16.3839	-71.6298	0.315	23.0	13	174.9	32.6	1.3	979	
P43	-16.3839	-71.6298	0.363	35.4	11	174.0	31.9	1.4	1019	
PE184	-16.3308	-71.5906	n.d	n.d	9	173.0	31.1	1.8	812	
PE191	-16.4042	-71.6178	n.d	n.d	11	173.0	28.3	1.3	1527	
					Mean:	16	173.7	31.2	0.7	2749
<i>AAI pink unit</i>										
P03	-16.3537	-71.5962	0.194	25.5	14	173.0	29.0	1.7	522	
P04	-16.2799	-71.6600	1.440	193.0	16	172.8	29.3	1.4	666	
P06	-16.2414	-71.7211	0.098	355.0	7	175.5	29.5	3.2	360	
P07	-16.2520	-71.7850	0.030	156.0						
P12	-16.3661	-71.7549	1.260	344.0	10	172.9	28.3	2.0	587	
P13	-16.3726	-71.7427	0.585	215.0	10	172.2	30.0	1.5	99	
P30	-16.3702	-71.6429	0.274	54.1	19	172.3	32.2	1.4	543	
P38	-16.3128	-71.7560	0.259	50.6						
P39	-16.3249	-71.7369	0.585	89.3	13	175.1	32.2	1.3	1019	
P44	-16.3985	-71.7335	0.666	201.0	8	174.0	30.1	1.8	989	
P45	-16.4085	-71.6118	0.271	53.2	9	173.0	29.0	1.6	975	
T41	-16.4249	-71.6483	0.341	71.4	11	175.1	33.4	2.6		
					Mean:	10	173.6	30.3	1.2	1634

Table 2: paleomagnetic results. JNRM: Intensity of NRM in Am^{-1} ; K: magnetic susceptibility in 10^{-5} SI; n: number of samples in mean calculation; D: declination; I: inclination; α_{95} : semi angle of confidence; k: Fisher parameter (Fisher, 1953).

Site	Latitude	Longitude	JNRM	K	n	D	I	α_{95}	k
<i>LJI</i>									
P14	-16.3304	-71.5304	0.264	142.0	15	170.5	29.2	1.9	404
P15	-16.3663	-71.5328	0.219	58.8	13	170.6	33.3	1.5	718
P16	-16.3708	-71.5241	0.366	182.0	16	168.9	33.5	1.4	673
P17	-16.5625	-71.4729	0.135	181.0	18	167.7	32.6	1.6	492
P18	-16.3398	-71.5332	0.231	85.4	13	174.0	34.7	1.5	779
P19	-16.2926	-71.4797	0.011	144.0		-			
P20	-16.2984	-71.4823	0.762	277.0	13	169.6	32.2	1.6	647
P21	-16.3025	-71.4896	0.350	327.0	13	170.5	28.1	1.6	664
P22	-16.2443	-71.3492	0.306	116.0	10	171.2	32.2	1.5	1167
P23	-16.2429	-71.3462	0.190	120.0	13	171.5	37.1	1.6	642
P25	-16.1945	-71.2219	0.209	n.d	8	166.3	33.8	2.5	573
P26	-15.9711	-71.3456	0.304	81.0	12	171.7	33.0	1.0	1892
P28	-16.3131	-71.5085	0.737	369.0	7	172.0	29.8	2.4	619
P31	-16.3965	-71.7513	0.253	244.0	11	172.0	33.4	1.7	708
P32	-16.4768	-71.8402	0.093	35.6	17	169.2	33.2	1.0	1294
P33	-16.5016	-71.7201	0.217	14.1	9	168.0	31.5	1.2	1811
P37	-16.3633	-71.7871	0.166	386.0					
P46	-16.5506	-71.4829	0.875	194.0	8	172.9	35.8	1.3	1706
P47	-16.5536	-71.4812	0.091	156.0	12	165.5	33.2	2.4	334
P49	-15.9772	-71.3512	0.047	11.3	9	169.6	31.1	1.7	930
T39	-16.4572	-71.9546	0.015	132.0	9	169.9	29.6	3.7	
				Mean:	19	170.1	32.5	1.2	782

Table 2: (continued)

Twenty-six sites were drilled in the AAI sheet in the Arequipa depression to the west of the city of Arequipa in small North-South-trending valleys. Samples were taken in different levels of the deposit from the base of the lower white unit (site P11 in the Quebrada Cuico) to the top of the upper pink unit (13 sites) of the ignimbrite sheet. Site P30 together with the underlying site P34 make a 50 m thick section in the pink and white units in which sixty-three cores were sampled to describe changes in magnetic properties within the deposit.

The LJI was drilled principally in the Río Chili canyon near Arequipa up to the Aguada Blanca dam (8 sites), where facies are most welded and deposits are thickest. One site was drilled in the Río Yura valley (site P37). The LJI was also sampled on the Altiplano (sites P25, P26 and P49). In the southern part of the studied area we drilled the distal facies of the LJI nearby the town of Yarabamba (sites P17, P46 and 47), in the southern part of the depression (site P31), overlapping the Arequipa Batholith S and SW of the Arequipa basin

(site P32 and P33) and on the coastal piedmont (site TA 39) near the Río Vitor road tunnel. Paleomagnetic methods used were described in appendix 2.

Characteristic directions

During thermal or alternative field (AF) demagnetization, Natural Remanent Magnetization (NRM) was found to be mostly univectorial (Fig. 4). Only a few sites exhibit secondary components due to lightning strikes, which are easily removed by AF demagnetization in order to isolate a characteristic magnetization. During thermal demagnetization, the same paleomagnetic direction is observed over the whole unblocking temperature spectrum. According to isotopic ages, field observations and paleomagnetic data, site-mean results were grouped and averaged to yield the average ChRM from each ignimbrite (Table 2).

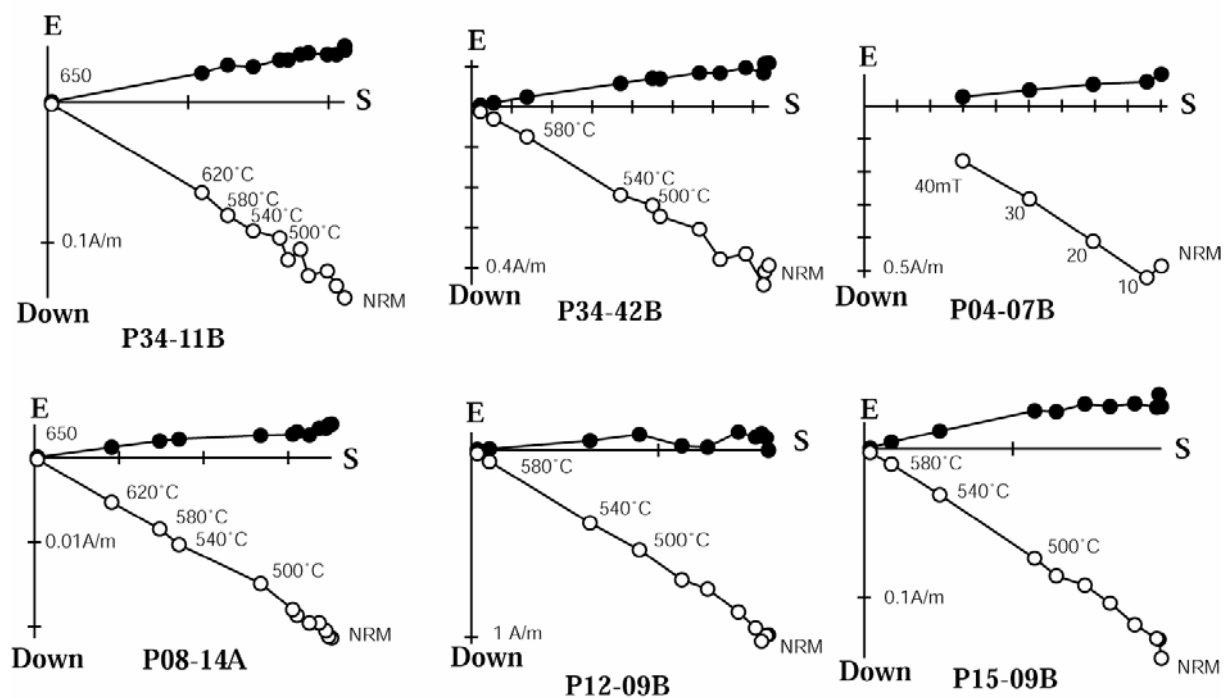


Figure 4: examples of orthogonal projection plots of thermal or AF (sample P0407b) demagnetizations of representative samples. In all cases, the magnetization is univectorial. Open (filled) symbols correspond to projection onto the vertical (horizontal) plane. Temperatures in °C, AF demagnetization in mT. Intensity of the magnetization in A/m.

Arequipa Airport Ignimbrite: characteristic directions were obtained at sixteen sites in the white facies of the AAI (Fig. 5 a,b). The mean characteristic direction is D (declination) = 73.7, I (inclination) = 31.2 and $a_{95} = 0.7$. The Fisher parameter k (Fisher, 1953) is very high (2749) demonstrating the excellent record of the paleomagnetic field. The very good grouping

of the paleomagnetic results demonstrates the lack of deformation or compaction during cooling below 680°C.

Twelve sites were taken in the overlying pink AAI unit. The mean direction ($D=173.6$, $I=30.3$, $a95=1.2$) for the ten sites in the pink unit is indistinguishable from the direction of the white facies. If we combine the sixteen sites in the white unit with the ten sites in the pink unit, the mean direction is: $D = 173.7$, $I = 30.8$, $a95=0.6$ and $k=2136$. The 26 site-mean directions are within an angular cone of less than 3° around the mean direction.

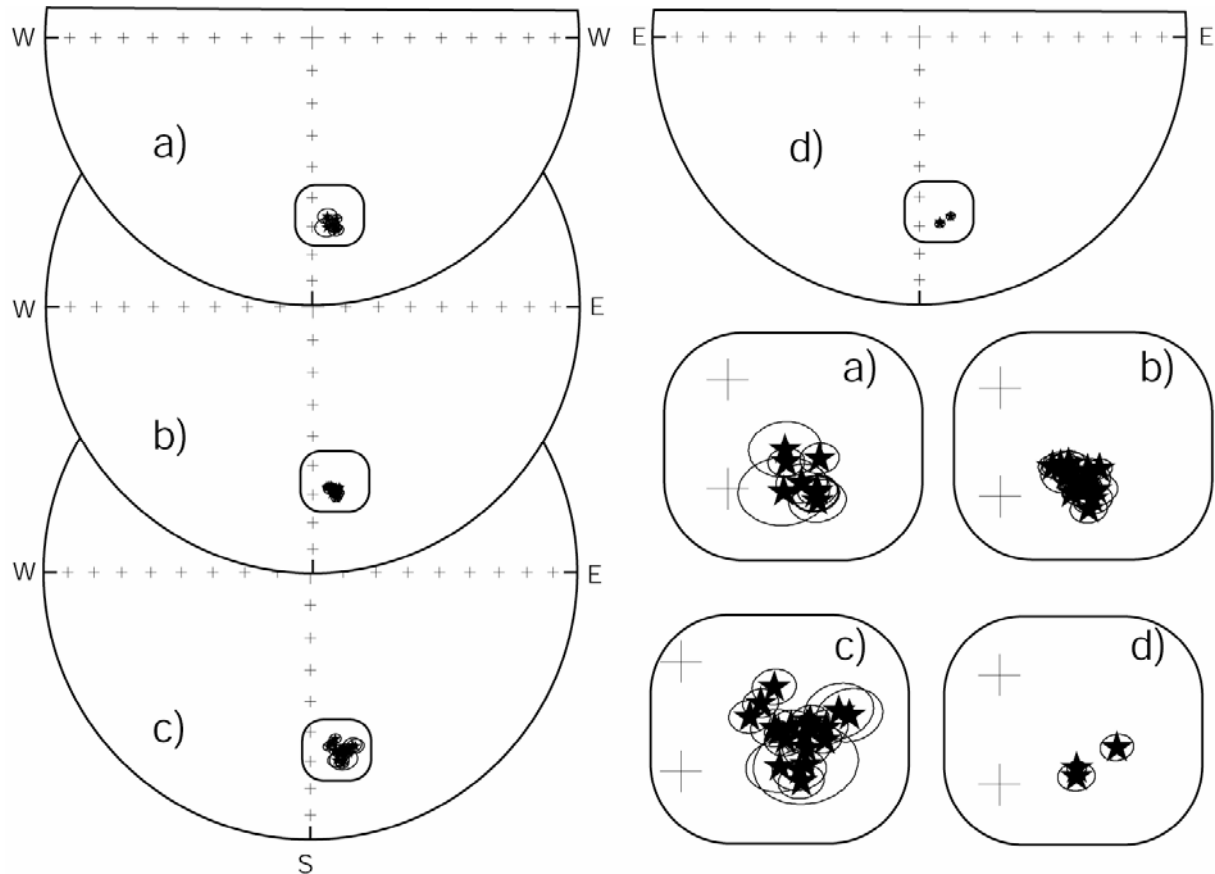


Figure 5: equal area plots of site-mean characteristic directions with confidence angle at 95%. Filled (open) symbols correspond to positive (negative) inclinations. a) sites within the upper AAI pink unit of the AAI; b) sites in the lower AAI white unit; c) sites in the LJI; d) mean-site values for the three groups shown in a, b, and c. Taking into account the very low amount of dispersion, data are enlarged in (square boxes).

La Joya Ignimbrite: all sites in the LJI record a statistically indistinguishable paleomagnetic direction. In most cases the magnetization was univectorial (Fig. 4) and only a few samples taken in natural outcrops near the surface were affected by lightning. Paleomagnetic results were obtained at nineteen sites out of twenty-one studied (Fig. 5c). It was not possible to define ChRMs for samples from site P37 affected by low-temperature alteration, weathering

and tilting. The Fisher parameter k is slightly lower than for the AAI. This is likely due to the difference in outcrop stability. The calculated mean direction for the 19 sites is: $D = 170.1$, $I = 32.5$, $a_{95} = 1.2$, and $k = 782$. The 19 sites mean directions are within an angular cone of less than 5° around the mean.

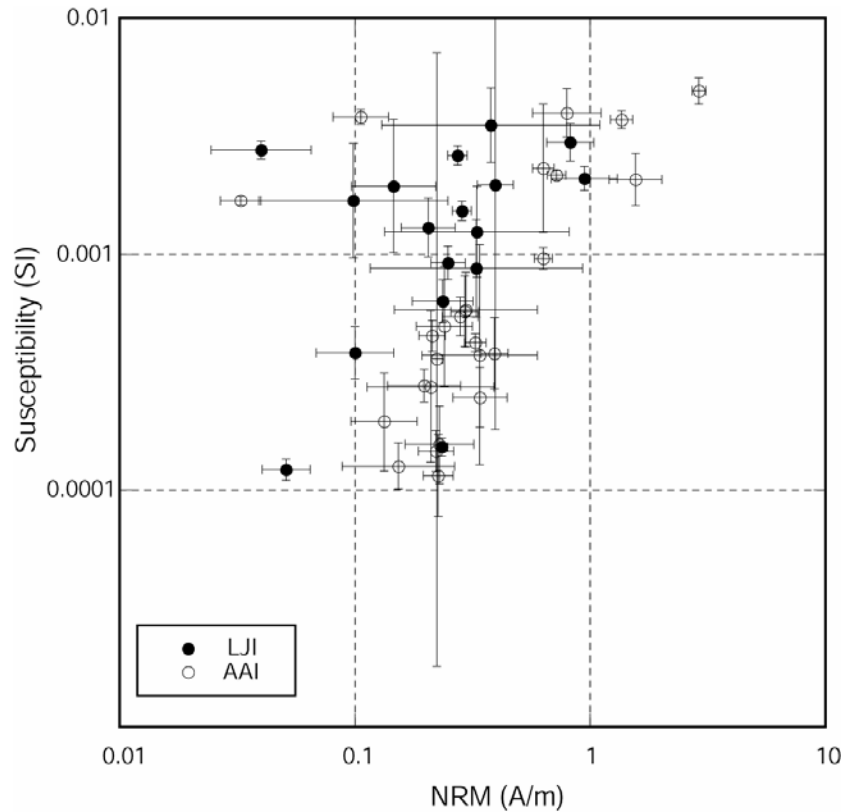


Figure 6: geometric mean intensities of NRM versus magnetic susceptibility for sites belonging to LJI and AAI. The AAI is characterized by a level of low magnetic susceptibilities and relatively strong NRM.

Magnetic properties and magnetic mineralogy

The most important ferromagnetic grains in extrusive igneous rocks are usually titanomagnetites, which form complete solid solution only at high temperature. During cooling such grains undergo sub-solidus exsolutions and further high-temperature oxidation produces ilmenite and Ti-poor magnetite. Thus the magnetic mineralogy provides information to decipher the physical and chemical conditions during the emplacement of the ignimbrites.

The highest magnetic susceptibilities are observed in the LJI, at the base of the AAI white unit, and in the pink unit of the AAI. Sites in the upper part of the AAI white unit exhibit magnetic susceptibility < 0.0002 SI associated with a relatively strong NRM > 0.1 A/m (Fig.

6). In fact, large variation in magnetic susceptibility is observed along the vertical 50 m-thick section within the AAI at site P34-P30 (Fig. 7). The pink non-welded top unit of the sheet is characterized by high values of magnetic susceptibility. The transition between the pink and the white lower unit is marked by a sharp decrease in susceptibility. Then the susceptibility slowly increases downward in the white unit to reach its highest values at the base of the section. NRM is almost constant along the section, showing a significant increase only near the base of the AAI white unit. The very high stability of the NRM (intensities between 0.1-1 A/m) and the lack of secondary magnetizations allow us to discard the hypothesis that susceptibility decreases are due to post-emplacment weathering. Unblocking temperatures observed during thermal demagnetizations (525-570°C) reflect that magnetizations are carried mainly by Ti-poor titanomagnetite for most of the sites (Fig. 4). Magnetic susceptibility versus temperature experiments (Fig. 8) also show a susceptibility decrease between 520 and 550°C, a typical value for Ti-poor titanomagnetite. Samples with orthogonal IRM were progressively thermally demagnetized up to 650°C (Fig. 9) in order to confirm Ti-poor titanomagnetite as paleomagnetism carrier. In most samples, the soft-coercivity fraction (< 200 mT) carries most of the IRM for most samples and is thermally demagnetized at 550°C (Fig. 9), indicating low-Ti-titanomagnetite signature.

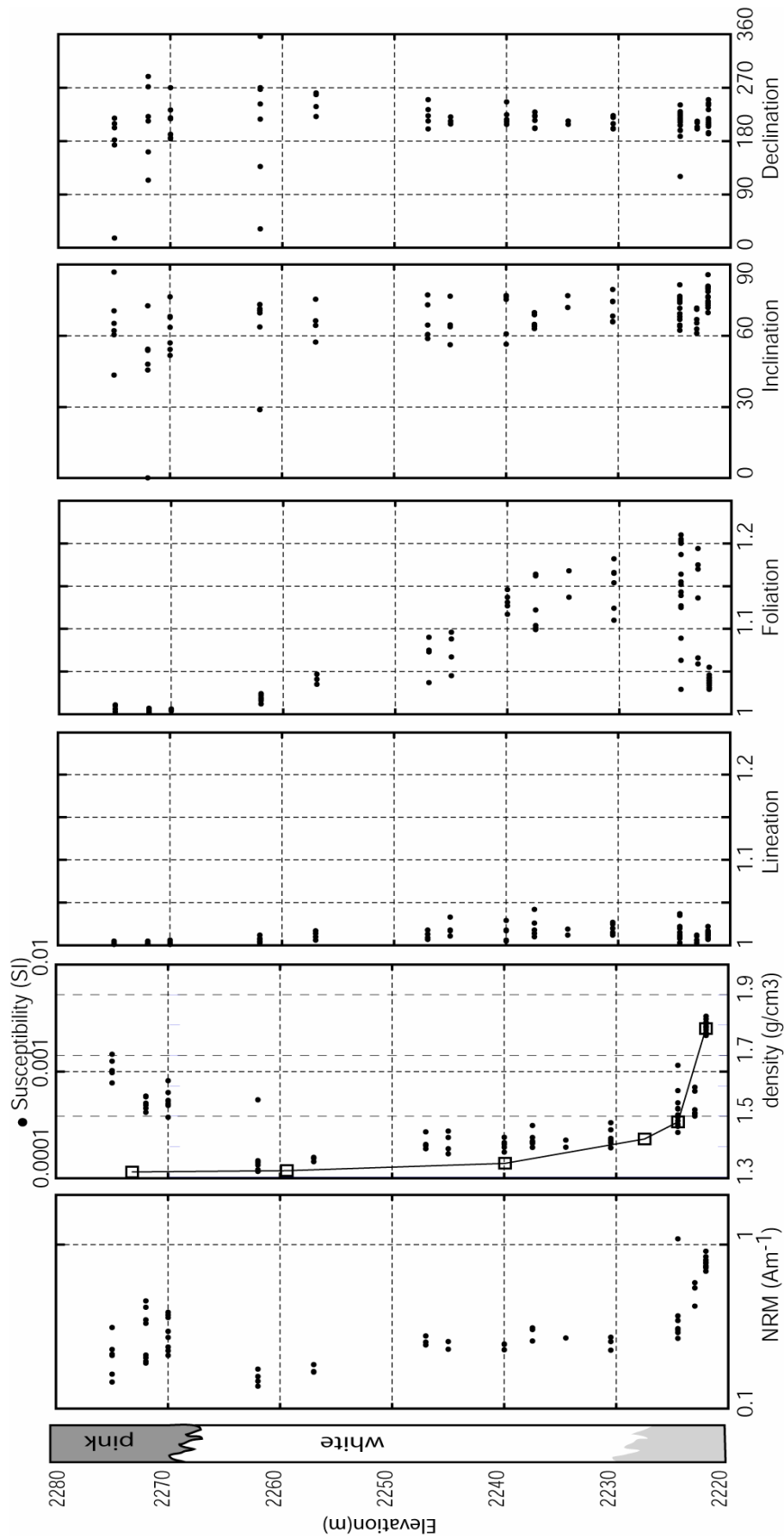


Figure 7: vertical profile of variations of magnetic susceptibilities, NRM, bulk density and AMS parameters for AAI at sites P30 (pink unit) and P34 (white unit), which display a continuous exposure.

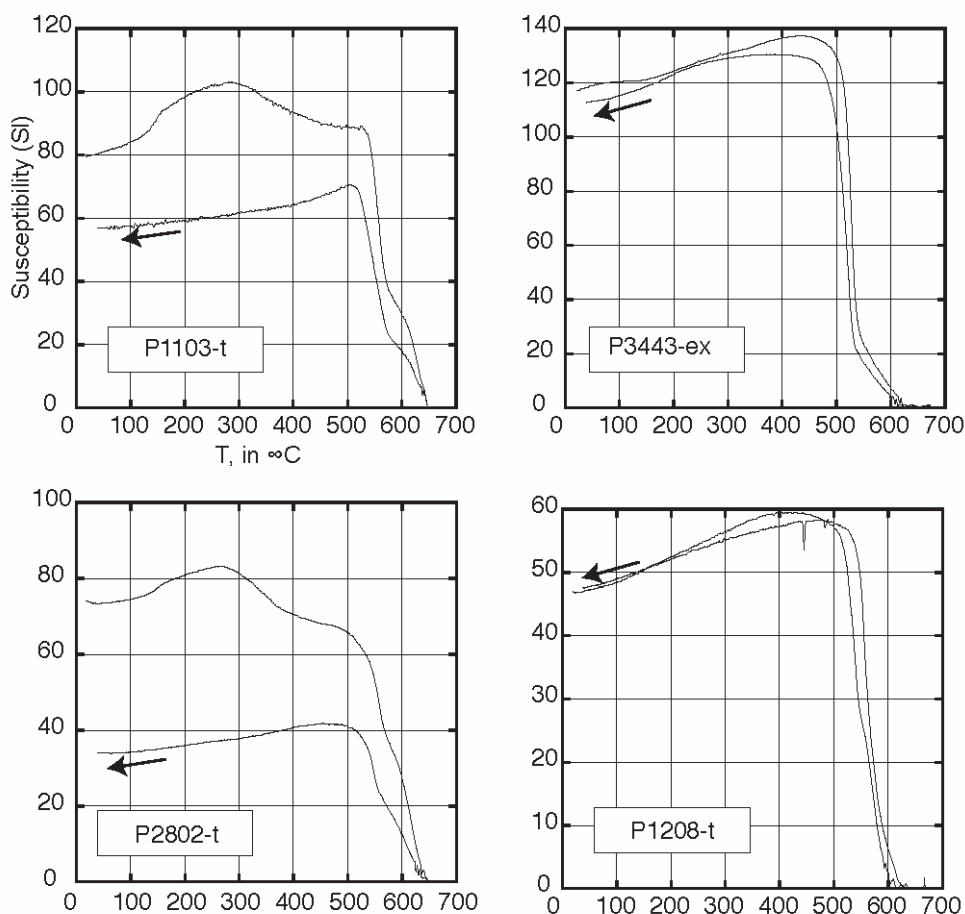


Figure 8: examples of low-field magnetic susceptibility (arbitrary units not normalized to volume or weight) versus temperature. Arrows indicate cooling curves. Most samples show two principal magnetic phases. The decrease in magnetic susceptibility between 500° and 570° likely correspond to Ti low titanomagnetites. Several samples (e.g. sample P1103-t) show a gradual decrease in magnetic susceptibility with Curie temperatures between 580 and 650°. This behavior is interpreted as evidence for low-Ti titanohematites. Large increases in magnetic susceptibility during heating are observed for samples from sites P46 and P05. Thermal demagnetizations of orthogonal IRMs indicate that this atypical magnetic behavior is due to Ti-rich titanohematites.

Nevertheless, samples with the lowest magnetic susceptibility in the white AAI unit (Fig. 7) yield unblocking temperatures above the magnetite Curie point (610-640°C, Fig. 6) and they have medium destructive fields (MDF) above 100mT. These samples also show a significant fraction of the susceptibility remaining above 580°C up to 600-620°C (Fig. 8). IRM acquisition for these samples with elevated unblocking temperatures and high MDFs shows evidence for minerals with high coercivity (Fig. 10). Hematite, a high coercivity phase, is a common product of oxidation of the magnetite. However, unblocking temperatures of the NRM observed for these samples are always significantly lower than the Curie point of pure hematite. The same unblocking temperatures about 50 to 60° below the maximum unblocking temperatures of hematite were observed during the demagnetization of NRM and IRM (Figs.

4 and 9), demonstrating that these unblocking temperatures of NRM 50 to 60° below the hematite Curie point do not reflect a possible low temperature of emplacement. In fact, progressive thermal demagnetization (up to 650°C) of samples with orthogonal IRM (Fig. 9) confirm the presence of a high medium and hard-coercivity component, completely demagnetized by 650°C heating and indicating a predominant Ti-poor titanohematite signature.

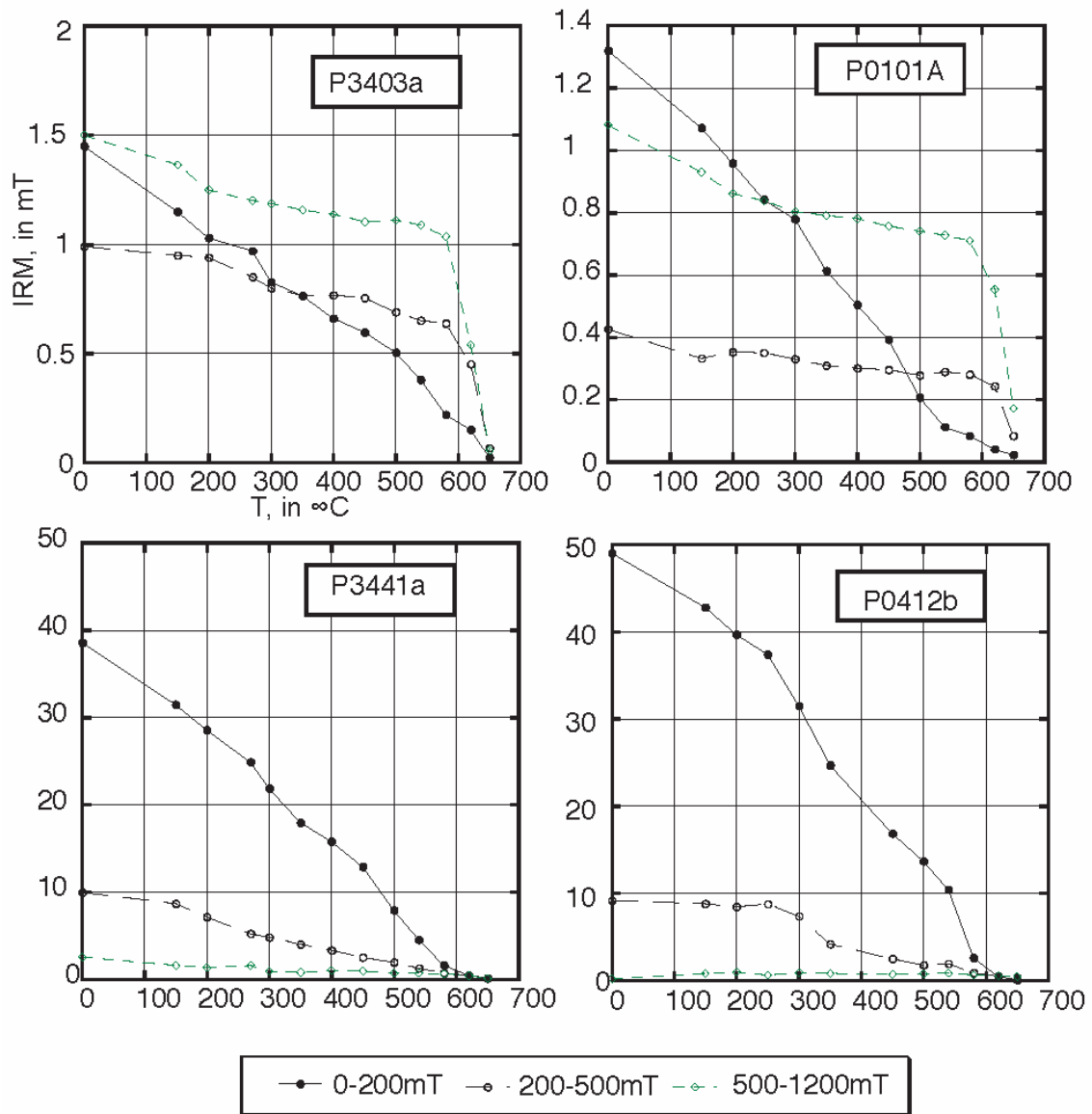


Figure 9: characteristic examples of thermal demagnetization of orthogonal IRM. The samples were first magnetized at 1.2T along the Z axis, then at 0.5T along the Y axis and at 0.2T along the X axis.

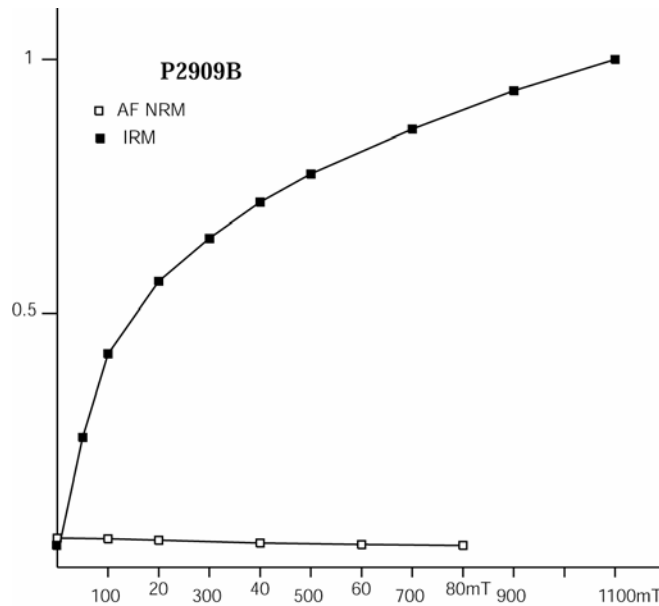


Figure 10: AF demagnetization (open squares) and acquisition of IRM (filled squares) for one sample of the AAI white unit. The lack of saturation is due to a high coercivity magnetic phase, likely titanohematite. The NRM intensity is roughly 10% of the intensity of the IRM acquired at 1.2T.

Anisotropy of Magnetic Susceptibility results

The Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) is used to infer the conditions of ignimbrite emplacement and particularly the flow directions and the location of source vents (Ellwood 1982; Hillhouse and Wells 1991; Palmer and MacDonald 1999; Le Pennec et al. 1998; Wang et al. 2001; Piper et al. 2002; Baer et al. 1997). AMS can detect fabrics that are too subtle to be seen or measured in the field, therefore proving to be an appropriate method to examine fabrics in visually massive or apparently nonlineated ignimbrites (Baer et al. 1997). AMS studies use several parameters to compare magnetic fabrics of samples (Tarling and Hrouda 1993). The most used parameters are: mean susceptibility (K), magnetic foliation: $F = k_{int}/k_{min}$, magnetic lineation: $L = k_{max}/k_{int}$, and anisotropy intensity: $P = k_{max}/k_{min}$ (Table 3). Hence k_{max} orientation represents the magnetic lineation and k_{min} direction indicates the pole of the magnetic foliation plane. If there is no tectonic tilt at the site, the lineation (k_{max} direction) parallels the direction of maximum dip of the foliation plane (k_{min} direction). This implies that the slightly inclined foliation plane reflects imbrication and therefore the direction of maximum dip of the foliation plane can be used to determine flow directions. At several sites, up to two specimens per core were measured amounting to a total of 1095 specimens. Site-mean tensors were calculated following the Jelinek's method (1978) and tensorial means are listed in Table 3 and illustrated in Fig. 11.

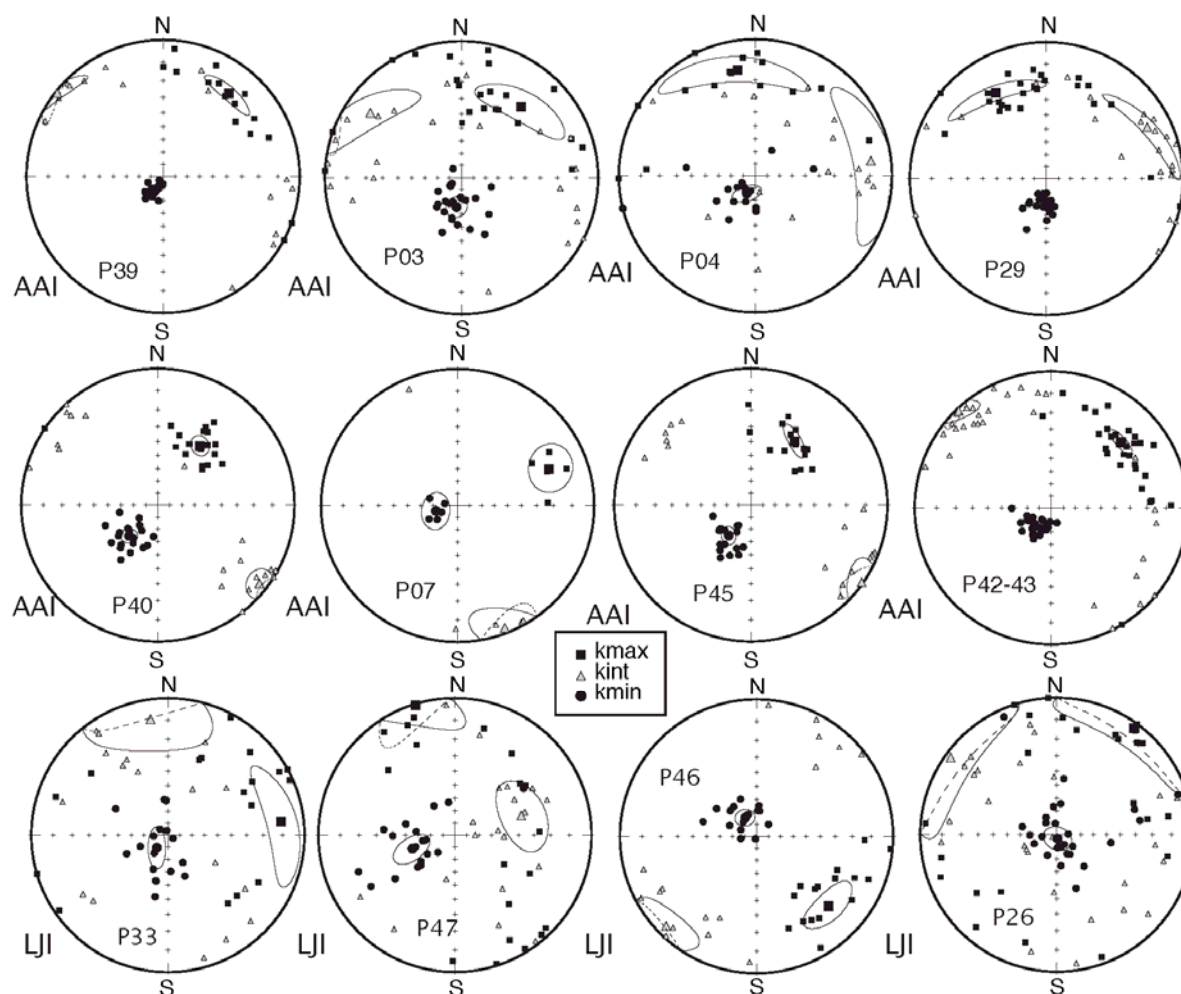


Figure 11: characteristic stereoplots examples of AMS directions. The largest symbols correspond to the tensorial site-mean values with 95% confidence ellipses. All symbols are plotted in the lower hemisphere.

AMS intensity

Most sites located in the AAI white unit (Table 3) have total anisotropy higher than 1.05 (Figs. 7 and 12). Samples from the AAI pink unit and samples from the lowest part of the AAI white unit (site P11 and base of site P34) show a higher magnetic susceptibility than samples from the upper part of the AAI white unit and display a significantly lower anisotropy often less than 1.02 (Figs. 7 and 12). Samples of the LJI have the same low AMS intensities (<1.05) as samples of the AAI pink unit (Fig. 12).

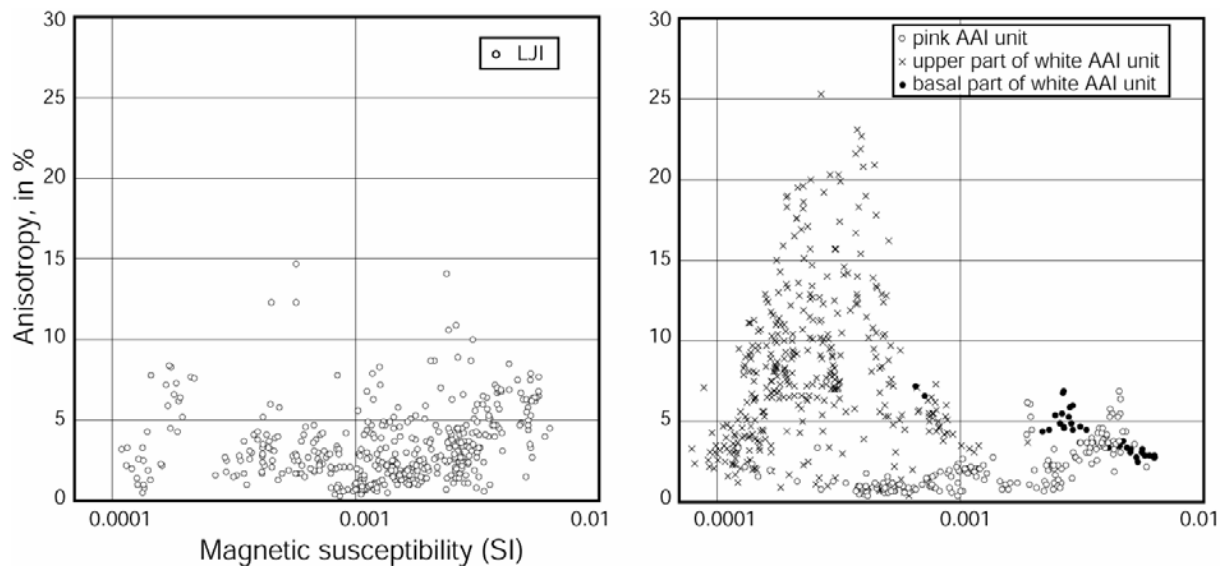


Figure 12: variation of the value of anisotropy (Kmax/Kmin) versus magnetic susceptibility for all samples. (Left) samples from the LJI, (right) samples from the AAI.

There is clearly a relationship between the magnetic mineralogy and the anisotropy (Fig. 12). Samples from the white unit dominated by Ti-poor titanohematite signal have increasing foliation downward and anisotropy reaching up to 1.2 in few cases (Fig. 7). As soon as the magnetic susceptibility becomes more dominated by a titanomagnetite signal, near the base of the white unit, the amount of foliation decreases sharply (Fig. 7). The carriers of the AMS are mostly ferrimagnetic minerals but paramagnetic minerals like biotite may also contribute to the AMS, especially when the content in oxides decreases. Although the biotite content does not vary significantly within the AAI, the preferred orientation of large shards and crystals is clearly observed in thin sections of samples from the base of the ignimbrite. Martin-Hernandez and Hirt (2004) have measured the AMS of single crystals of biotite. Biotite anisotropy is about 1.25 and bulk susceptibility is 0.00125SI. The lowest bulk susceptibilities in the white unit are in the range of 10^{-4} to $2 \cdot 10^{-4}$ SI. Assuming 5 to 10% of biotite content, paramagnetic minerals like biotite may account for a few % of the total susceptibility for the low bulk magnetic susceptibility samples of the white AAI. High anisotropy is however correlated with the presence of high coercivity magnetic minerals indicating that hematite or titanohematite are the most important carriers of the anisotropy.

Shape and orientation of AMS ellipsoids

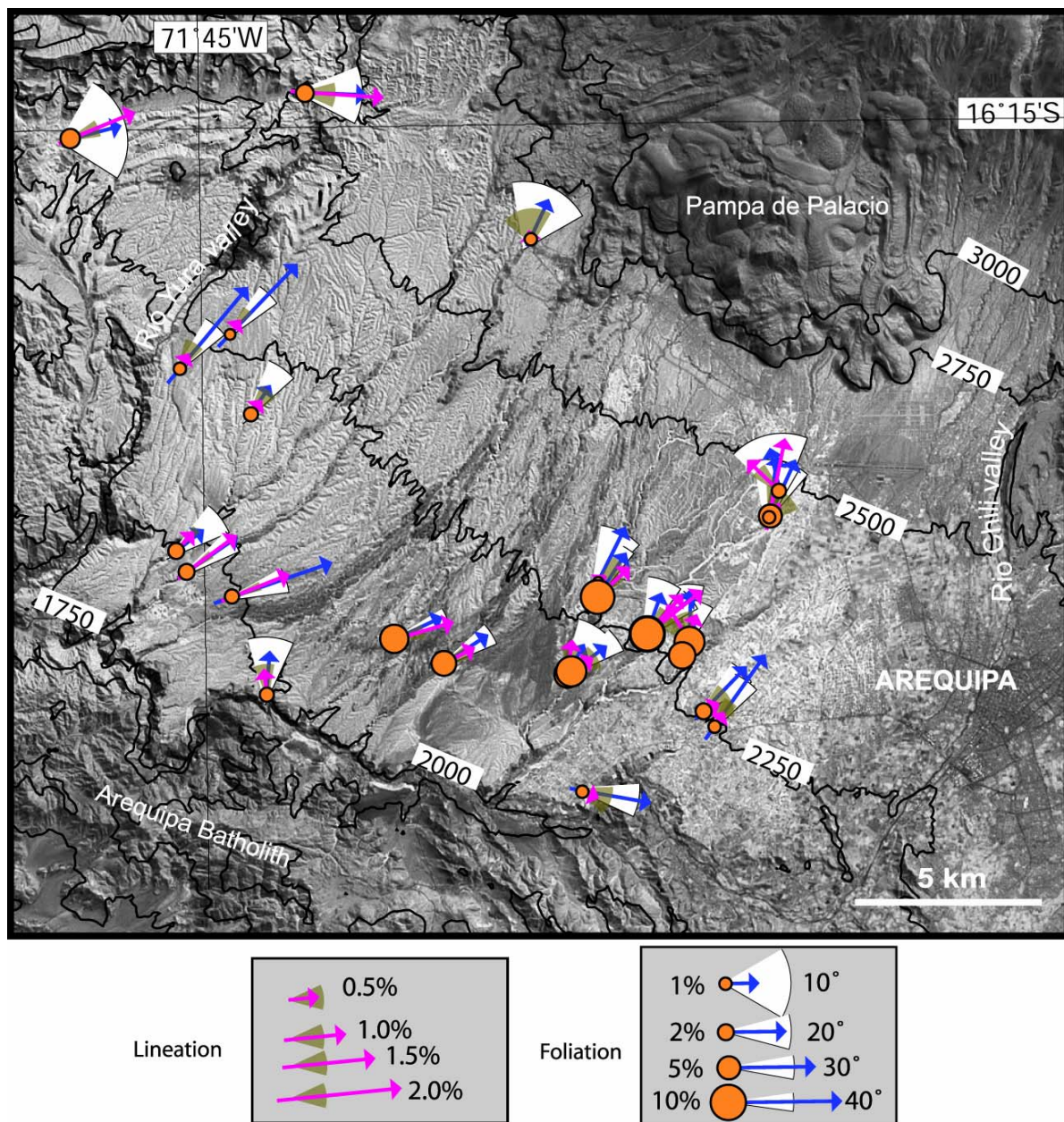


Figure 13: plot of the AMS data of the AAI on top of the Landsat satellite image of the Arequipa basin. The direction of the magnetic lineation is shown by the purple arrow in the down dip direction. The size of the arrow is proportional to the intensity of the lineation given in Table 3. The down dip direction of the foliation plane is given by the blue arrow. The length of the arrow is proportional to the inclination of the magnetic foliation. The pies around the magnetic lineation and foliation correspond to the angular errors calculated from the confidence ellipses at 95% determined for the tensorial site-mean values (Table 2) (p_1 for the lineation and $(p_1+p_2)/2$ for the foliation). Subhorizontal foliation means a poorly defined direction of imbrication. The size of the circle is proportional to the intensity of the magnetic foliation. The scale shown in a, b, c and d are, magnetic lineation: 0.5, 1, 1.5 and 2%; magnetic foliation: 1, 2, 5 and 10%; dip of the foliation: 10, 20, 30, 40°, respectively. The size of the pies correspond respectively to confidence angles of 10° for the magnetic lineation and 5° around the pole of the magnetic foliation. The Nevado Chachani volcanic complex is located North of the Pampa de Palacios lava domes (see Fig. 1).

All but two sites exhibit oblate ellipsoids (Table 3, Figs. 13 and 14) characterized by weak lineation, with an average value of 1.01 and a median value of 1.008. Even though AMS lineation is weak, many sites have a p1 angle (95% error confidence ellipse within the foliation plane) lower than 20° indicating a good definition of the AMS lineation. When the lineation is well defined, the site-mean lineation is in the dip direction of the foliation plane (see examples in Figs. 11, 13, and 14).

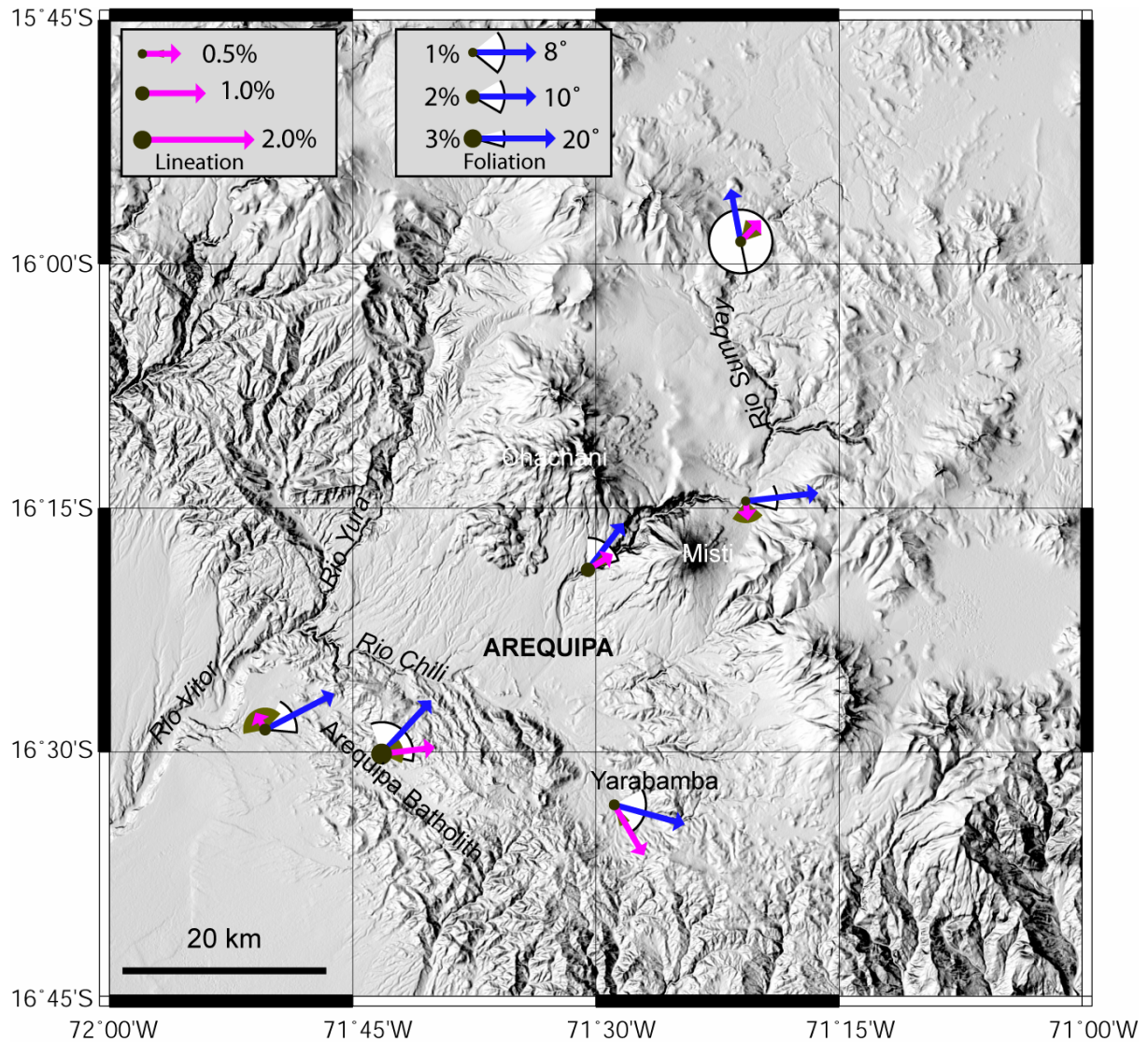


Figure 14: plot of the AMS data observed at LJI sites. Background image is the shaded SRTM topography. Same caption as in Fig. 14.

Site	n	k _{max}					k _{min}					P	k	T			
		k _{max}	k _{int}	k _{min}	dec	inc	p1	p2	dec	inc	p1				p2		
<i>AAI white unit</i>																	
P01	33	1.011	1.002	0.986	314.9	13.9	13.3	4.8	166.9	73.8	13.2	4.7	1.009	1.016	1.025	0.556	0.28
P02	32	1.026	1.011	0.963	11.6	23.1	13.8	6.0	205.5	66.3	7.8	4.0	1.015	1.050	1.065	0.295	0.54
P08	39	1.009	1.006	0.984	62.2	23.1	29.0	4.4	223.7	65.8	5.1	4.2	1.003	1.022	1.025	0.118	0.79
P09	38	1.022	1.015	0.963	62.2	19.2	12.0	3.0	237.2	70.8	3.6	2.7	1.007	1.054	1.061	0.133	0.76
P10	26	1.030	1.019	0.951	74.0	20.6	11.3	2.4	245.6	69.2	3.0	2.1	1.011	1.072	1.084	0.146	0.74
P11	18	1.012	1.006	0.982	42.7	13.7	7.0	4.8	232.4	76.1	4.8	2.1	1.005	1.024	1.030	0.220	0.64
P29	27	1.031	1.023	0.946	328.2	16.9	30.7	3.7	186.5	68.9	3.9	3.6	1.007	1.082	1.090	0.086	0.84
P34	78	1.035	1.025	0.94	47.0	18.6	8.5	2.2	213.8	70.9	2.2	1.3	1.009	1.091	1.101	0.102	0.81
P35	31	1.024	1.018	0.958	8.9	11.2	14.2	4.2	209.8	78.0	4.3	1.4	1.006	1.062	1.068	0.093	0.83
P36	24	1.027	1.022	0.95	57.3	15.9	20.7	3.5	234.8	74.1	3.7	2.2	1.005	1.076	1.081	0.064	0.88
P40	19	1.004	1.000	0.996	35.1	34.2	6.9	5.6	222.8	55.6	6.5	5.3	1.003	1.004	1.008	0.761	0.14
P41	19	1.025	1.017	0.958	21.0	14.7	11.5	3.0	201.8	75.3	3.1	2.2	1.008	1.062	1.071	0.133	0.76
P42	17	1.050	1.036	0.915	52.1	22.4	13.7	2.8	231.4	67.6	4.4	2.8	1.014	1.132	1.147	0.103	0.80
P43	12	1.036	1.025	0.939	42.5	15.6	14.5	5.3	200.8	73.3	5.5	2.9	1.010	1.092	1.103	0.109	0.80
<i>AAI pink unit</i>																	
P03	24	1.004	1.002	0.994	37.8	21.8	30.4	8.2	189.3	65.5	8.3	7.4	1.003	1.007	1.010	0.369	0.46
P04	16	1.004	1.002	0.995	350.2	13.7	40.5	6.6	205.0	73.5	12.4	6.3	1.002	1.007	1.009	0.294	0.54
P06	10	1.020	1.005	0.976	94.4	22.0	19.7	6.7	272.7	67.9	11.5	6.5	1.015	1.003	1.045	0.504	0.33
P07	5	1.021	1.008	0.971	68.1	18.5	13.4	12.0	255.7	71.4	15.2	11.5	1.013	1.038	1.051	0.335	0.49
P12	20	1.015	1.005	0.98	54.2	22.7	6.4	3.6	235.6	67.3	4.9	2.9	1.011	1.025	1.036	0.436	0.39
P13	20	1.012	1.001	0.987	68.7	40.3	6.9	5.4	251.4	49.7	8.8	5.1	1.011	1.014	1.025	0.792	0.12
P30	20	1.003	1.001	0.996	47.1	22.0	14.2	5.3	206.6	66.7	8.0	6.2	1.002	1.004	1.006	0.466	0.36
P38	17	1.004	1.001	0.995	31.3	42.9	15.7	6.7	220.0	46.8	7.9	6.4	1.003	1.006	1.009	0.465	0.36
P39	15	1.007	1.004	0.988	38.1	14.5	15.4	3.6	214.7	75.5	3.7	2.7	1.003	1.016	1.019	0.178	0.70
P44	13	1.009	1.004	0.987	353.9	15.0	16.1	3.7	185.0	74.7	6.5	3.6	1.005	1.017	1.022	0.295	0.54
P45	17	1.005	1.002	0.992	33.7	31.8	11.9	4.7	215.4	58.2	6.8	5.2	1.003	1.010	1.013	0.268	0.58
TA41	11	1.006	1.003	0.992	111.9	27.4	23.7	5.1	280.7	62.1	8.5	4.6	1.003	1.011	1.014	0.272	0.57

Table 3: Anisotropy of Magnetic Susceptibility results.

Site	n	kmax				kmin				L	F	P	k	T			
		kmax	kint	kmin	dec	inc	p1	p2	dec						inc	p1	p2
P14	30	1.005	1.003	0.993	12.9	10.2	21.7	8.1	235.6	76.3	8.6	4.7	1.002	1.010	1.012	0.203	0.66
P15	28	1.009	1.007	0.985	301.6	0.0	40.2	4.3	211.6	85.4	7.5	3.9	1.002	1.022	1.024	0.078	0.85
P16	28	1.011	1.002	0.987	48.0	28.1	13.1	9.2	223.9	61.8	11.3	8.8	1.009	1.015	1.024	0.575	0.27
P18	26	1.002	1.002	0.996	74.3	0.0	16.3	5.3	164.3	79.6	5.7	4.5	1.001	1.006	1.007	0.168	0.71
P20	25	1.015	1.006	0.979	74.8	3.6	17.1	5.7	321.2	81.0	11.3	5.6	1.009	1.027	1.036	0.312	0.52
P21	23	1.019	1.012	0.969	253.7	3.3	31.8	6.1	122.5	84.9	11.9	7.3	1.007	1.044	1.051	0.158	0.72
P28	8	1.014	1.008	0.978	11.5	10.9	32.4	10.0	172.8	78.5	14.8	8.8	1.007	1.030	1.037	0.220	0.64
Mean:	168	1.008	1.005	0.986	57.3	6.2	16.3	3.5	216.3	83.3	4.7	3.3	1.003	1.020	1.023	0.149	0.74
P17	28	1.007	1.003	0.99	134.4	3.4	36.8	11.7	34.1	71.5	13.9	10.2	1.003	1.013	1.017	0.246	0.60
P46	17	1.010	1.003	0.986	133.5	18.1	16.0	7.2	326.7	71.5	7.9	6.6	1.007	1.017	1.024	0.388	0.44
P47	20	1.018	1.003	0.979	161.9	1.6	25.7	9.6	254.1	54.9	15.5	8.5	1.014	1.025	1.039	0.580	0.26
Mean:	65	1.010	1.001	0.988	150.7	9.8	14.7	5.9	285.9	76.3	13.1	6.0	1.009	1.013	1.022	0.681	0.19
P22	30	1.003	1.001	0.996	105.4	0.0	28.4	7.1	195.4	70.3	13.8	6.8	1.002	1.006	1.007	0.328	0.51
P23	30	1.005	1.004	0.991	14.5	0.0	53.9	5.2	284.5	68.9	7.1	3.3	1.001	1.013	1.014	0.071	0.87
Mean:	60	1.003	1.003	0.994	173.4	0.0	43.4	5.3	263.4	74.7	6.1	5.4	1.001	1.009	1.010	0.095	0.83
P26	26	1.007	1.004	0.989	36.0	2.2	37.5	9.6	169.4	86.8	12.2	9.4	1.003	1.014	1.018	0.236	0.62
P49	14	1.006	1.003	0.99	58.1	2.4	29.4	10.3	170.4	83.6	12.1	7.1	1.003	1.013	1.016	0.208	0.65
Mean:	40	1.007	1.004	0.99	42.6	2.5	29.5	6.9	169.6	85.8	8.7	6.6	1.003	1.014	1.017	0.212	0.65
P25	9	1.011	1.007	0.981	116.3	13.8	53.5	11.5	287.4	76.1	11.9	8.9	1.004	1.026	1.030	0.152	0.73
P31	16	1.011	1.008	0.982	204.6	20.5	54.3	7.5	41.3	68.7	13.3	7.8	1.003	1.026	1.029	0.109	0.80
P32	36	1.005	1.005	0.99	331.7	0.0	72.6	8.2	241.7	72.2	11.0	8.4	1.001	1.015	1.016	0.047	0.91
P33	17	1.017	1.009	0.974	82.6	10.6	31.6	7.5	221.6	76.1	17.1	7.2	1.008	1.035	1.044	0.239	0.61
P37	28	1.021	1.003	0.976	70.9	10.6	9.5	5.2	280.5	77.9	11.7	5.2	1.017	1.028	1.046	0.621	0.23

Table 3: (continued). n: number of samples per site; kmax, kint, kmin: maximum, intermediate and minimum axis of the AMS ellipsoid, dec: declination; inc: inclination; p1, p2: angles of confidence ellipse at 95%; L: lineation; F: foliation; P: total anisotropy; k, T and P' are parameters defining the ellipsoid.

In the AAI, the inclination of the foliation plane is around 20° but reaches 40° at site P13 (Figs. 11 and 13). The study of the remanent magnetization directions demonstrates unambiguously that the variation in the dip of the foliation plane is an internal feature acquired above the highest unblocking temperatures of the characteristic magnetization during cooling. The slope calculated for the basement of the AAI is only 1-2° toward south, thus it does not have a major incidence on the foliation dip inclination. The downward increase in anisotropy (Fig. 7) in the AAI mostly corresponds to an increase in the amount of foliation. Compaction could explain the increase in foliation as suggested by the increase in density downward within the ignimbrite. However, the increase in anisotropy is only associated with a small shallowing of the AMS foliation from about 25° at the top where AMS is in between 1.01-1.05 to about 20° where AMS is up to 1.2. Magnetic foliation is slightly more horizontal (15-10°) only in the lowest part of the white unit where the magnetic susceptibility is the highest. This downward increase of the degree of anisotropy and foliation within flow units has already been described in both Italian and Mexican ignimbrites (Cagnoli and Tarling, 1997, 1998).

In contrast to sites within the AAI, most of the LJI sites exhibit sub-horizontal foliation planes (Figs. 11 and 14). Seventeen among the twenty-one LJI sites have the pole of foliation inclined at less than 20° from the vertical, while fourteen sites of the twenty-six sites in the AAI have a pole of foliation at more than 20° from the vertical. A subhorizontal foliation plane combined with a weak and poorly defined lineation almost prevents us to determine flow directions for the LJI. To overcome the low resolution of the AMS data at individual LJI sites, an average tensor was calculated from all samples from nearby sites (Table 3, Fig. 14).

In contrast, most of the AAI sites foliations can be used to determine imbrication planes and flow directions. In order to pinpoint the source vent of the AAI and LJI, foliation planes and lineation orientations are plotted on a Landsat Image (Figs. 13 and 14). The orientation of the present-day drainage network of the basin is strikingly similar to the transport direction determined by AMS in the AAI (Fig. 13). This suggests that the palaeotopography prior to the emplacement of the AAI was not very much different from the present. Porecca et al. (2003) describe such a paleotopography control on AMS for the Peperino Albano Ignimbrite.

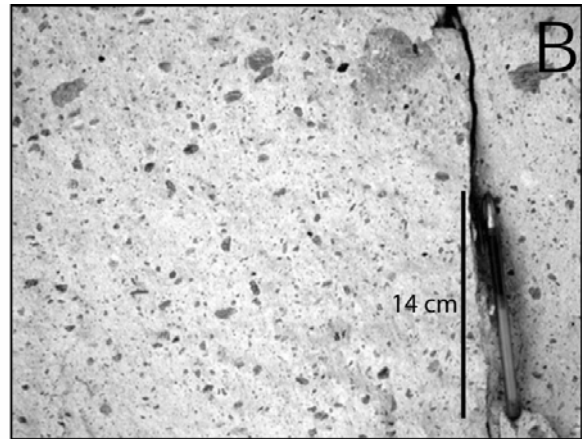
Discussion

Oxidation of magnetic minerals

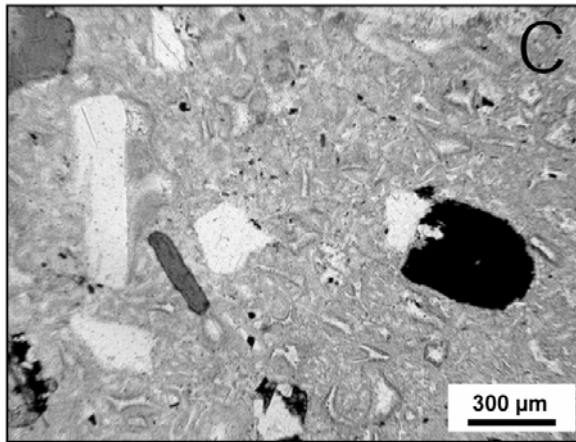
In this section we will discuss the origin of different magnetic phases observed in the AAI and the LJI. Processes responsible for the magnetic remanence in ignimbrites encompass a time interval following the emplacement event. Indeed, internal temperature of the deposits can well be above magnetite and hematite Curie points (680°C) during and after ignimbrite emplacement (Piper et al. 2002), in particular for ignimbrites showing high welding degrees, like the LJI in the Río Chili canyon (Fig. 2 and Paquereau-Lebti et al., 2006). Moreover, secondary alterations, like vapor-phase crystallizations, are likely to lead to secondary alteration of ferromagnetic grains. Vapor-phase crystallization generally develops in the incipiently welded zones of ignimbrites, like the AAI white unit (Fig. 15B), where it takes place at pore boundaries and in the glassy matrix, under the influence of hot vapors, derived from magmatic gas-exsolution and heated groundwater, and produces a whitish, well-cemented, coherent rock with little pore space (Fig. 15A, B, C and D) described in Paquereau-lebti et al. (2006). Stimac et al. (1996) indicated that micron-sized oxide minerals were deposited from vapor during eruption and post-emplacement crystallization of the Bandelier Tuff in New Mexico.



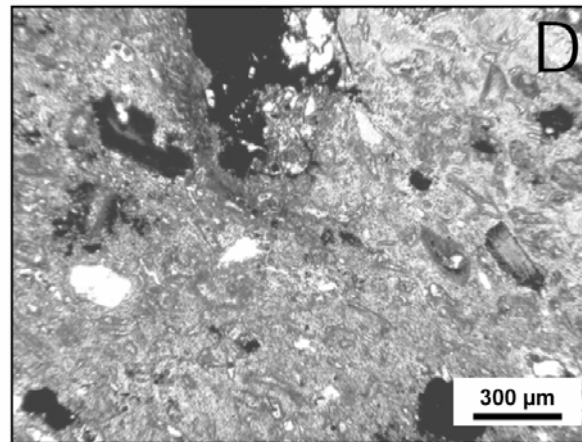
AAI in the Quebrada Cuico



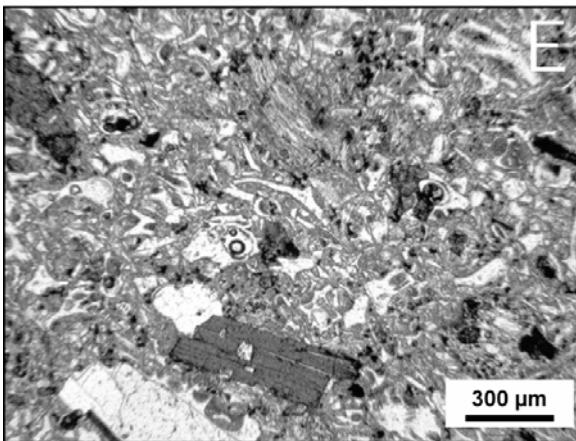
AAI white unit



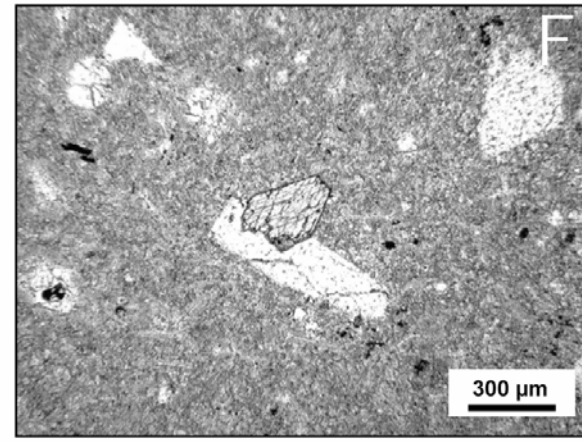
P34-01 LN



P34-42bis LN



P44-03bis LN



P47-10amph LN

Figure 15: macroscopic and microscopic images of the AAI and the LJI. A: view of a >50 m-thick, massive, cross-section in the AAI. B: photograph of the white AAI unit isotropic facies. Cementation of the deposit is the consequence of vapor phase crystallization. C – F: Optical microscope images of ignimbrites in thin sections. LN = natural light. C, D and E photographs are from the AAI and F photographs is from the LJI. C: top of the section in white unit (site P34), showing (weak) vapor phase crystallization with oxidation. D: base of the white unit section (site P34) with more devitrification and oxidation of biotite crystals and glass shards than in C. Weak welding is also visible in this sample. E: typical section of pink unit with no devitrification or crystallisation, but oxidation of pumice clasts (middle top of the photograph) and biotites. F: devitrified matrix of the welded facies in the LJI.

In the pink unit of the AAI, which is not affected by vapor-phase crystallization and where the glassy material and texture are preserved (Fig. 15 E), only a weak oxidation affects pumice clasts, and biotites and Ti-poor titanomagnetite is the main carrier of the magnetization (Fig. 4: sites P12, P04, Fig. 8: site P12, and Fig. 9: site P04). In the white unit of the AAI, different recrystallization degrees of the glassy material are observed (Fig. 15C and D). In the upper part of the AAI white unit (Fig. 15C and Paquereau-Lebti et al., 2006), the vitroclastic texture of the deposit and some glassy material are preserved. In contrast, at the base of the AAI white unit (Fig. 15D) recrystallization is more widespread, the vitroclastic texture disappears, recrystallization phases are coarse grained, and biotites and other crystals suffer more oxidation. As a result, more oxidation of magnetite grains in hematite should have occurred in the oxidized basal part than in the upper part of the AAI white unit, but this is not consistent with the high magnetic susceptibility observed at the base (Figs. 7 and 12), which is a typical titanomagnetite signature. Nevertheless, samples in the AAI white unit have Curie temperatures and unblocking temperatures above 580°C (Curie point temperature of magnetite), for example site P11 in Fig. 11. In many cases, one third of the initial magnetic susceptibility remains above 580° with a similar amount of the NRM persisting also at 580°C (Fig. 4). High unblocking temperatures above the Curie point of magnetite are common in samples from rhyolitic tuffs (McIntosh 1991; Rosenbaum 1993, Palmer et al. 1996). They are however discrepancies in interpreting the magnetic phase carrying this high unblocking temperature NRM above the magnetite Curie point but well below the Curie temperature of hematite. The attribution of the high unblocking temperatures to maghemite has been considered as a result of high temperature oxidation (McIntosh 1991; Rosenbaum 1993; Palmer et al. 1996), a phenomenon frequently observed in tuffs but also in andesitic basalts (Goguitchaichvili et al. 2000). This interpretation is based on the observation of coercivities of the NRM lower than expected for hematite. However, the high coercivity and low susceptibilities observed in the samples from the AAI white unit, especially toward the top, are incompatible with maghemite (Figs. 9 and 10). In a magnetic study of the Topopah Spring Tuff (southern Nevada), Rosenbaum (1986) reported that over 50% of the initial remanent magnetization remains after thermal demagnetization at 580°C with maximum unblocking temperatures at about 630°C. He suggested that the titanohematite was the magnetic carrier. In fact, an addition of a small amount of titanium would reduce the coercivity and the unblocking temperatures of the remanence, making the magnetic signature significantly different from pure hematite. As proposed by Rosenbaum (1986) for the Topopah Spring Tuff, Ti-poor titanohematite minerals with low magnetic susceptibilities may be the carrier of

the remanence in the AAI white unit. Nevertheless, the base of the AAI white unit is characterized by the largest intensity of NRM, especially samples from site P11, and a still large magnetic remanence remaining ($\sim 0.1 \text{ Am}^{-1}$) at 620°C . These samples have therefore magnetic properties reflecting magnetite, but also possibly maghemite and titanohematite contributions.

In order to check if a titanohematite signal is hidden by a larger amount of titanomagnetite in our ignimbrite samples having the highest magnetic susceptibility, the intensity of magnetization of the NRM is compared with the residual NRM intensity after thermal demagnetization at 620°C for the AAI white and pink units and for the LJI. Only samples from the AAI white unit show that an NRM of 0.1 Am^{-1} is still left by thermal demagnetization at 620°C . We can therefore conclude that the AAI pink unit and the LJI do not contain large amounts of titanohematite, in contrast with the AAI white unit.

The upper part of the AAI white unit contains numerous oxides with grain size in the range of 1 to $10 \mu\text{m}$, but SEM observations do not show evidence for very fine-grained oxides expected with vapor-phase crystallization, as submicron oxides attributed to vapor-phase crystallization by Stimac et al. (1996) in the Bandelier tuff. Although further work is needed to confirm this interpretation, we however think that titanohematite crystals from the white AAI unit are due to vapor-phase crystallisation. One way to conciliate the optical and magnetic observations is that vapor-phase crystallisation in the white unit led only to the formation of titanohematites, whereas oxidation related to devitrification affected only the base of the white unit. In contrast, the magnetic properties of samples from the pink AAI unit without evidence of vapor-phase crystallization (Fig. 15E) are principally dominated by a titanomagnetite signature.

Most samples from the LJI have magnetic susceptibility, intensity of NRM, and unblocking temperatures similar to those of the AAI pink unit (Figs. 4 and 6). There are, however, samples in welded parts of the deposit, which show high unblocking temperatures and magnetic properties similar to the base of the white AAI unit likely associated to the devitrification process at high temperature during welding (Fig. 15F).

Is the ChRM a thermoremanent or chemical remanent magnetization?

The high stability of the NRM indicates that the ChRMs are acquired during cooling and emplacement of the ignimbrites but slightly after the AMS fabric was acquired because there is no evidence for inclination shallowing toward the base of the ignimbrite as expected for

compaction. The characteristic magnetization might be a thermoremanent magnetization or a combination of a TRM and a high-temperature chemical remanent magnetization (CRM) (Schlinger et al. 1991). In order to check the nature of the magnetic remanence several samples were heated and cooled in a known field of $30\mu\text{T}$. Double heating following the original Thellier and Thellier (1959) method were performed at two different temperatures (580 and 630°C). Samples from site P34 with high unblocking temperatures acquired significantly less TRM than those with lower unblocking temperatures. This behavior leads to pseudo-paleointensities 30 to 50% higher for samples with high unblocking temperatures.

Although more detailed paleointensity experiments are needed to better check chemical changes during heating in air in the laboratory, it seems that the natural magnetization in samples with high unblocking temperatures could be a combination of a TRM and a TCRM whose sum is stronger than that of a pure TRM.

Origin of the AMS

Because pumice fragments and glass shards in newly emplaced pyroclastic flows are hot and plastic, they can readily deform plastically due to the aggregate weight of the massive flow. Compaction of these vitric pyroclasts results in flattening and alignment of the glass shards, closing of triple junctions, and compression of the vesicles. Where the fragments have remained plastic long enough they can become partly or completely welded, in some cases obliterating the original characteristic ash structures. The magnetic fabric, which reflects clasts fabric and imbrication, can have two origins (Baer et al. 1997; Seaman et al. 1991). In one case, the fabric is primary and develops during eruption and deposition of the pyroclastic flow. The alternative case is a secondary magnetic fabric, developed from vapor-phase deposition of magnetic grains on the surfaces of grains or within pore spaces as the ignimbrite cools down. This secondary magnetic fabric, like a primary one, generates a magnetic fabric that mimics the clast fabric and would also show flow direction.

In the ignimbrites of the Arequipa area, there is a clear link between AMS intensity and the type of magnetic carriers. Anisotropy (foliation) is enhanced in the AAI white unit where low-susceptibility titano-hematite is the main magnetic mineral (Figs. 7 and 12). At the base of AAI white unit, the rapid increase in susceptibility, associated to a decrease in anisotropy (foliation) (Figs. 7 and 12) is attributed to an increase in magnetite content, which has lower shape anisotropy than paramagnetic minerals and titano-hematite (Seaman et al. 1991). The

increase in magnetic susceptibility correlated with an increase in titano-magnetite content tends to conceal the contribution of titano-hematites and the paramagnetic fraction.

Although anisotropy is low in samples from the AAI pink unit (Fig. 12), AMS ellipsoids are in most cases well defined (low within-site dispersion) with steep imbrication of foliation planes and magnetic lineations in the down-dip direction of the foliation plane (site P45, Fig. 11). Samples from the LJI have anisotropy degree similar to those of the pink unit (Fig. 14) but show a high dispersion of AMS directions at the site level (example site P26, Fig. 11). This dispersion may be due to the presence of poorly imbricated pumice clasts.

Hypotheses for transport and depositional mechanisms

Even though the magnetic mineralogy may influence the record of AMS in ignimbrite, the transport dynamics has also a significant control in the shape and orientation of the magnetic fabrics.

The low anisotropy degree and large dispersion of AMS directions in the LJI (Figs. 11, 12, and 14) can be interpreted as the result of an emplacement under a turbulent regime of low concentration pyroclastic flows, which inhibits good orientation of titanomagnetite grains in the flow direction, as observed by Porreca et al. (2003) for the veneer facies of the Peparino Albano ignimbrite, Italy and by Cagnoli and Tarling (1997) for the base surges in Prociada and Linosa islands. The transport system for the LJI was deflated as indicated by the ability of the pyroclastic flows to pass over high topographic highs, like the batholith barrier (350 m high) at more than 20 km from the source. The middle aspect ratio of the extended LJI (Paquereau-Lebti et al., 2006) is also coherent with an expanded transport system.

A further explanation of the low magnitude sub-horizontal AMS in the LJI is that highly diluted flows do not easily record imbrication process during transport. The AMS in this type of flow mostly records the sedimentation and post-sedimentation processes, shown by welding and compaction effects on AMS.

In contrast, the AAI records well-defined and oriented magnetic fabric influenced by the palaeotopography (Figs. 11, 13), even though, for the low anisotropic, titanomagnetite bearing, pink unit, which can be interpreted as the consequence of a high-concentration granular mass flow transport dynamics of a dense pyroclastic flow (Ort et al., 2003). The lack of any vertical grading and stratification within the thick deposit (Paquereau et al., 2006) and the fact that the AAI is confined to the topographic lows formed by the Arequipa basin and the Río Yura and Vitor valleys, suggest that the flows traveled "en masse" (Iverson and

Vallance, 2001). Cagnoli and Manga (2004) describe dense pyroclastic flows as a quasi-rigid upper layer and a basal layer of colliding particules, in which there is a vertical velocity gradient, associated to downward increasing shear stress. The downward increasing foliation degree observed in the white unit of the AAI (Fig. 7), as in italian ignimbrites (Cagnoli and Tarling, 1997), would be associated to this shear stress increase.

Welding and compaction effects on AMS

An imbrication of the clasts is produced during emplacement of pyroclastic flows, and so the foliation plane maximum dip direction is tipped slightly back, against the flow direction. In this position clasts have a negative lift and least resistance to flow (Baer et al. 1997). The dip of the imbrication plane increases upward in the AAI (Fig. 7), with dip values up to 40° (Table 3, Fig. 11). Most sites in the LJI display AMS foliations with low inclination values (< 15°, Table 3, Fig. 11). Horizontal foliations are mainly observed in the most welded facies of the LJI and thus may also be in part the consequence of compaction during welding of the deposit. The study of the remanent magnetization directions demonstrates that the variation in the dip of the foliation plane is an internal feature acquired prior to cooling below the unblocking temperatures of the characteristic magnetizations, as it does not lead to significant deviations of the NRM directions. Thus, welding of the deposit takes place at temperatures above unblocking temperatures of magnetic phases ($T > 650^\circ$).

Conclusions

New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data indicate two main ignimbrites sheets in the Arequipa area: the La Joya Ignimbrite (LJI) with a mean $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 4.85 ± 0.14 Ma and the Arequipa airport ignimbrite sheet with a mean radiometric age of 1.64 ± 0.14 Ma. Although the paleomagnetic directions registered by the two sheets are slightly different, this is not sufficient to be used as a criterion to distinguish both AAI and LJI sheets. This is a good example where characteristic paleomagnetic directions cannot be used for correlation purposes.

The AAI is found to the southwest of the Chachani volcanic complex filling the Arequipa basin and is composed of two distinct units with similar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages: a white unit overlain by a pink one. However, the record of the same paleomagnetic direction in the white and pink units suggests a single volcanic event or two events separated by a time gap no greater than a

few tens of years, as we cannot detect any evidence of geomagnetic field secular variation, also confirmed by geological evidences (i.e. no paleosol intercalated in between the two units, no erosion surface)

New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating demonstrates that the LJI, the most widespread ignimbrite of the Arequipa area ($\approx 800 \text{ km}^2$), crops out in the Arequipa depression, in the Río Chili canyon, on the Altiplano as far as 50 km north of Arequipa in the Río Sumbay valley, and also as far as 50 km SW and WSW of Arequipa on the southern flank of the Arequipa Batholith. The fact that the LJI onlaps and is found past the batholith suggests that ash and pumice flows ran up the 350-m-high northern scarp of the Arequipa Batholith. This contrasts with the AAI, which stops at the toe of the batholith, as suggested by the absence of deposit on the batholith, which is not the consequence of erosion: in the Central Andes, rates known to be very low in the past ten to fifteen million years (Kober et al., in press).

Twenty-five AMS sites were measured in the AAI and twenty sites in the LJI. Total anisotropy is usually low (<1.05) except in the white unit of the AAI (<1.2), where susceptibility is low and remanent magnetic carriers are dominated by high coercivity minerals. Well-defined AMS ellipsoids from all sites of the AAI have AMS lineations and foliation imbrications pointing to a source buried beneath the Chachani volcanic complex (Figs. 1 and 16). There is a correlation between the present-day drainage network and the AMS ellipsoid orientations of the AAI suggesting that the paleotopography is one of the principal parameters in controlling the late stage of the ignimbrite emplacement. Further data about paleotopography are needed to confirm this hypothesis. Because the ChRM show less than 3° dispersion between or within site, the paleomagnetic study demonstrates that the petrofabric was thus entirely acquired above the maximum unblocking temperature of the ChRM ($> 650^\circ\text{C}$) with no posterior deformation when the ignimbrite cooled down to ambient temperature.

In contrast to the high anisotropy and well-organized AMS pattern of the AAI, the total anisotropy of the LJI is low and associated to more horizontal AMS foliations and more scattered AMS lineations. The difference in AMS recorded by the AAI and the LJI is attributed to two principal factors, on the one hand the magnetic mineralogy with for example the strong enhancement of AMS in the AAI white unit and on the other hand, transport dynamics. The high aspect ratio AAI (Paquereau-Lebti et al., 2006) corresponds likely to high-concentration granular mass flows emplaced on a paleoslope of $1\text{-}2^\circ$, whereas, the LJI middle aspect ratio ignimbrite corresponds likely to expanded pyroclastic flows.

Acknowledgments

Field work in Peru and data acquisition in the Paleomagnetic laboratory in Santiago were supported by IRD through a grant to the first author. Discussions in the field with F. Legros were very helpful for the interpretation of the AMS data. We also thank G. Wörner and O. Roche for their comments on a preliminary version of the manuscript, as well as three anonymous referees.

References

- Baer EM, Fisher RV, Fuller M, and Valentine G (1997) Turbulent transport and deposition of the Ito pyroclastic flow: Determinations using anisotropy of magnetic susceptibility. *J Geophys Res* 102:22565-22586
- Barker DS (1996) Sillar Ocioso. *Bull Volcanol* 58:317-318
- Branney M J and Kokelaar P (1992) A reappraisal of ignimbrite emplacement, progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high grade ignimbrite. *Bull Volcanol* 54:504-520
- Branney MJ and Kokelaar P (2002) Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. *Geol Soc London Memoirs* 27, 143pp.
- Cagnoli B and Tarling DH (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; 309-320 doi: 10.1016/S0377-0273(96)00038-8
- Cagnoli B and Manga M (2004) Granular mass flows and Coulomb's friction in shear cell experiments: Implication for geophysical flows. *J. Geophys. Res.*, 109, F4: ????????? doi: 10.1029/2004JF000177.
- Carey S (1991) Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges, In: Fisher RV, and Smith GA (ed) *Sedimentation in Volcanic Settings* 45. Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Tulsa, Okla, pp 39-57
- Dade WB (2003) The emplacement of low-aspect ratio ignimbrites by turbulent parent flows. *J Geophys Res* 108:2211 DOI 101029/2001JB001010

Ellwood BB (1982) Estimate 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 Planet Sci Lett* 59:303-314

Fenner CN (1948) Incandescent tuff flows in southern Peru. *Geol Soc Am Bull* 59: 879-893.

Fisher RA (1953) Dispersion on a sphere. *Proc R Soc London A*217:275-305

Goguitchaichvili A, Chauvin A, Roperch P, Prevot M, Aguirre L, and Vergara M (2000) Paleomagnetism of the Miocene Farellones formation. *Geophys J Int* 140:357-73, DOI 10.1046/j.1365-246x.2000.00022.x

Guevara C (1969) Geologia del cuadrangulo de Characato. Servicio de Geologia y Minería, Bol. 23, 53 pp., 1 mapa a color 1/100 000, Lima.

Hillhouse JW and Wells RE (1991) Magnetic fabric, flow directions, and source area of the lower Miocene Peach Springs Tuff in Arizona, California, and Nevada. *J Geophys Res* 96:12443-12460

Iverson RM, Vallance JW (2001) New views of granular mass flows. *Geology* 29:115-118

Jelinek V (1978) Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geoph et Geod* 22:50-62

Jenks WF and Goldish SX (1956) Rhyolitic tuff flows in southern Peru. *J Geology* 64:156-172

Kirschvink JL (1980) The last-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys J R Astr Soc* 62:699-718

Kober F, Ivy-Ochs S, Schlunegger F, Baur H, Kubik PW, Wieler R (in press). Denudation rates and a topography rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nucleide data and sediment yield budgets. *Geomorphology* doi: 10.1016/j.geomorph.2006.06.029.

Le Pennec JL, Chen Y, Diot H, Froger JL, Gourgaud A (1998) Interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility fabric of ignimbrites in terms of kinematic and sedimentological mechanisms: An Anatolian case-study. *Earth Planet Sci Lett* 157:105-127, DOI 10.1016/S0012-821X(97)00215-X

Martin-Hernandez F and Hirt M (2004) A method for the separation of paramagnetic, ferromagnetic and haematite magnetic subfabrics using high-field torque magnetometry. *Geophys J Int* 157:117-127, DOI 10.1111/j.1365-246X.2004.02225.x

McIntosh WC (1991) Evaluation of paleomagnetism as a correlation criterion for Mogollon-Datil ignimbrites, southwestern New Mexico. *J Geophys Res* 96:13459–13483

Ort MH, Orsi G and Pappalardo L (2003) Anisotropy of magnetic susceptibility studies of depositional processes in the Campanian Ignimbrite, Italy. *Bull Volcanol* 65:55-72, DOI: 10.1007/s00445-002-0241-2

Palmer HC, MacDonald WD, Gromme CSI, Ellwood BB (1996) Magnetic properties and emplacement of the Bishop tuff, California. *Bull. Volcanol.* 58:101-116

Palmer HC, MacDonald WD (1999) Anisotropy of magnetic susceptibility in relation to source vents of ignimbrites: empirical observations. *Tectonophysics* 307:207-218, DOI: 10.1016/S0040-1951(99)00126-2

Palmer, H.C., McDonald, W.D. (2002) The Northeast Nevada Volcanic Field: Magnetic properties and source implications. *J Geophys Res* 107:2298, DOI 10.1029/2001JB000690

Paquereau P, Thouret JC, Wörner G, Fornari M (2006) Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, Southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154; 251-275 doi: 10.1016/j.jvolgeores.2006.02.014

Piper JDA, Gürsoy H and Tatar O (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*, 117:237-262, DOI: 10.1016/S0377-0273(02)00221-4

Porreca M, Mattei M, Giordano G, De Rita D and Funicello R (2003) Magnetic fabric and implications for pyroclastic flow and lahar emplacement, Albano maar, Italy. *J Geophys Res* 108:2264, DOI: 10.1029/2002JB002102

Renne PR, Swisher CC, Deino AL, Karner DB, Owens TL, and DePaolo DJ (1998) Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties, in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chem Geol* 145:117-152

Rosenbaum JG (1986) Paleomagnetic directional dispersion produced by plastic deformation in a thick Miocene welded tuff, southern Nevada: implications for welding temperatures. *J Geophys Res* 91:12817–12834

Rosenbaum JG (1993) Magnetic grain-size variations through an ash-flow sheet: influence on magnetic properties and implications for cooling history. *J Geophys Res* 98:11715–11727

Saito T, Ishikawa N and Kamata H (2003) Identification of magnetic minerals carrying NRM in pyroclastic-flow deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126:127-142, DOI: 10.1016/S0377-0273(03)00132-X

Schlinger CM, Veblen DR, Rosenbaum JG (1991) Magnetism and magnetic mineralogy of ash flow tuffs from Yucca Mountain, Nevada. *J Geophys Res* 96:6035–6052

Seaman SJ, McIntosh WC, Geissman JW, Williams ML and Elston WE (1991) Magnetic fabrics of the Bloodgood Canyon and Shelley Peak Tuffs, southwestern New Mexico: implications for emplacement and alteration processes. *Bull Volcanol* 53:460-476

Sparks RSJ (1976) Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology* 23:147-188

Sparks RSJ, Wilson L and Hulme G (1978) Theoretical modelling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *J Geophys Res* 83:1727-1739

Stimac J, Hickmott D, Abell R, Larocque ACL, Broxton D, Gardner J, Chipera S, Wolff J and Gauerke E (1996) Redistribution of Pb and other volatile trace metals during eruption, devitrification, and vapor-phase crystallization of the Bandelier Tuff, New Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73:245-266

Streck MJ, Grunder AL (1995) Crystallization and welding variations in a widespread ignimbrite sheet; the Rattlesnake Tuff, eastern Oregon, USA. *Bull Volcanol* 57:151-169, DOI: 10.1007/s004450050086

Tarling DH and Hrouda F (1993) *The Magnetic Anisotropy of Rocks*, Capman and Hall, London, pp 1-217

Thellier E and Thellier O (1959) Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Annales de Géophysique* 15:285–376

Thouret J-C, Finizola A, Fornari M, Legeley-Padovani A, Suni J, Frechen M (2001) Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Geol Soc Am Bull* 113:1593-1610.

Valentine GA (1987) Stratified flow in pyroclastic surges. *Bull Volcanol* 49:616-630

Vargas L (1970) *Geología del cuadrangulo de Arequipa*. Servicio de Geología y Minería, Boletín 24, 64 p, 1 mapa a color 1/100 000, Lima

Vatin-Pérignon N, Poupeau G, Oliver RA, Lavenu A, Labrin E, Keller F and Bellot-Gurlet L (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. *J South Am Earth Sciences* 9:91-109, DOI: 10.1016/0895-9811(96)00030-2

Wang X, Roberts J and Schimdt P (2001) Flow directions of Carboniferous ignimbrites, southern New England Orogen, Australia, using anisotropy of magnetic susceptibility. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110:1-25, DOI: 10.1016/S0377-0273(01)00218-9

Annexes article

Appendix 1: Sample preparation and method for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datings.

Analyses were performed on single crystals of biotite or preferentially sanidine (Table 1). To extract the mineral, the rocks were softly crushed then sieved through mesh sizes of 800-500 and 500-300 μm to acquire the appropriate grain sizes. The powder fraction was immersed in bromoform, and/or sorted in a magnetic-separator to concentrate the feldspars and biotites, which were then selected and handpicked under a binocular microscope. Minerals were wrapped in aluminum-foils and irradiated at the McMaster University's (Hamilton, Canada) nuclear reactor (position 5C), with irradiation times of five hours for most samples. The Fish Canyon sanidine was used as a neutron flux monitor (J-value determination) assuming an age of 28.02 Ma (Renne et al. 1998). Ar isotopic concentrations were measured at the UMR Géosciences Azur Geochronology Laboratory (University of Nice, France). Step heating was performed with a 50-watt Synrad CO_2 laser or a Coherent Innova 70-4 continuous Argon ion laser. Each step lasted three minutes, which included one minute for heating and for evacuating the gas before introducing it into the spectrometer. Isotopes were statically measured with a VG3600 mass spectrometer using Daly detectors.

Dates were calculated from the measured isotopic ratios after correcting for mass discrimination, system blanks, and interfering isotopes produced during irradiation. Blanks for the extraction and purification system, routinely measured every three steps, were in the range of $40\text{-}90 \times 10^{-14}$ (^{40}Ar), $2\text{-}10 \times 10^{-14}$ (^{39}Ar) ccSTP, and $2\text{-}6 \times 10^{-14}$ (^{36}Ar) ccSTP. Mass discrimination was monitored by regularly analyzing air pipette volumes, which averaged 1.00721 ($\pm 0.19\%$) over two years. The uncertainty on $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ of the monitor was estimated at 0.5% and is included in the uncertainty calculation of the plateau age (Table 1). Criteria used to determine plateau ages are: the plateau should contain at least 70% ^{39}Ar , and include at least three consecutive temperature steps, and the integrated age of the plateau should concur within 2σ of each apparent age from the plateau.

Appendix 1. (continued) Data Repository : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analytical data.

Step No	Laser power mW	Atmos. contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma $\pm 1\sigma$)
G605: sample 011107-1, Biotite, 0.13 mg, MC33 (2.5 hr), J = 0.000451						
1	350	92.918	0.24	0.414	10.132	8.215 \pm 7.091
2	400	77.562	2.18	0.127	4.015	3.260 \pm 1.005
3	470	63.346	4.87	0.157	2.084	1.693 \pm 0.425
4	550	74.424	21.30	0.062	1.951	1.585 \pm 0.133
5	630	13.790	15.65	0.022	2.094	1.701 \pm 0.174
6	740	11.018	17.58	0.033	2.243	1.822 \pm 0.162
7	850	25.419	18.10	0.033	1.792	1.455 \pm 0.138
Fusion	1300	28.660	20.10	0.019	1.851	1.504 \pm 0.114
Total Gas Age = 1.63 \pm 0.13						
G718 sample PIG00-22, Biotite, 0.16 mg, MC35 (25 hr), J = 0.005930						
1	400	100.00	0.21	0.155	-0.881	- \pm -
2	550	100.00	0.72	0.093	-0.204	- \pm -
3	680	100.00	1.54	0.060	-0.041	- \pm -
4	790	98.682	1.20	0.129	0.064	0.684 \pm 1.687
5	890	89.660	1.36	0.075	0.308	3.288 \pm 1.009
6	1200	68.683	8.23	0.073	0.159	1.697 \pm 0.189
7	1550	27.174	32.55	0.035	0.154	1.646 \pm 0.059
Fusion	3000	13.330	54.19	0.006	0.157	1.677 \pm 0.040
Total Gas Age = 1.57 \pm 0.11						
H136 sample C11, Biotite, 0.18 mg, MC39 (10hr), J = 0.002316						
1	360	82.271	9.14	0.015	0.430	1.795 \pm 1.070
2	410	76.090	26.39	0.010	0.376	1.568 \pm 0.205
3	463	67.034	30.84	0.009	0.459	1.913 \pm 0.182
4	520	71.261	24.77	0.048	0.403	1.681 \pm 0.116
5	570	59.693	5.55	0.244	0.391	1.631 \pm 0.393
Fusion	1100	63.888	3.32	0.138	0.385	1.605 \pm 1.323
Total Gas Age = 1.64 \pm 0.24						
H180 sample C11, Biotite, 0.11 mg, MC39 (10hr), J = 0.002316						
1	435	82.394	56.50	0.009	0.413	1.722 \pm 0.140
2	500	72.648	32.85	0.029	0.445	1.857 \pm 0.076
Fusion	1200	80.235	10.65	0.613	0.277	1.156 \pm 0.229
Total Gas Age = 1.77 \pm 0.15						
H181 sample C11, Biotite, 0.08 mg, MC39 (10hr), J = 0.002316						
1	400	96.456	5.82	0.024	0.378	1.577 \pm 1.653
2	530	74.576	46.25	0.014	0.449	1.872 \pm 0.127
Fusion	1200	72.759	47.93	0.035	0.390	1.627 \pm 0.227
Total Gas Age = 1.74 \pm 0.31						
G607 sample 011107-3, Biotite, 0.24 mg, MC33 (2.5 hr), J = 0.000451						
1	380	99.751	1.35	0.112	0.155	0.126 \pm 1.037
2	445	94.768	2.40	0.062	2.478	2.013 \pm 0.564
3	530	78.649	11.65	0.113	2.075	1.686 \pm 0.152
4	620	51.990	56.81	0.034	2.067	1.679 \pm 0.037
5	700	55.857	11.28	0.022	1.885	1.532 \pm 0.138
Fusion	1200	45.134	16.51	0.011	1.885	1.531 \pm 0.084
Total Gas Age = 1.58 \pm 0.07						

Step No	Laser power mW	Atmos. contam. (%)	^{39}Ar (%)	$^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{ArK}$	Age (Ma $\pm 1\sigma$)
G729 sample PIG00-42, Biotite, 0.65 mg, MC35 (25 hr), J = 0.005930						
1	400	95.308	0.07	0.165	0.512	5.464 \pm 9.299
2	560	100.00	0.40	0.147	-0.279	- \pm -
3	710	92.563	0.86	0.127	0.102	1.092 \pm 0.898
4	880	84.244	1.94	0.078	0.135	1.443 \pm 0.330
5	1020	69.362	2.88	0.065	0.135	1.448 \pm 0.273
6	1150	48.910	5.12	0.067	0.139	1.488 \pm 0.158
7	1255	38.885	6.42	0.074	0.156	1.671 \pm 0.102
8	1340	49.323	9.49	0.063	0.153	1.638 \pm 0.070
9	1400	38.961	12.97	0.049	0.152	1.627 \pm 0.043
10	1460	31.362	11.36	0.052	0.152	1.624 \pm 0.041
11	1600	23.120	14.57	0.045	0.157	1.676 \pm 0.032
12	1760	19.109	24.82	0.035	0.161	1.721 \pm 0.032
13	1925	23.487	5.48	0.034	0.159	1.700 \pm 0.108
Fusion	3500	13.873	3.62	0.034	0.176	1.883 \pm 0.309
Total Gas Age = 1.61 \pm 0.05						
G716 sample PIG00-19B, san, 0.88 mg, MC35 (25 hr), J = 0.005930						
1	520	77.908	2.15	1.221	0.259	2.770 \pm 2.514
2	640	9.234	11.54	1.760	0.479	5.115 \pm 0.507
3	740	12.155	21.26	2.291	0.433	4.626 \pm 0.258
4	840	3.775	9.33	2.585	0.491	5.242 \pm 0.448
Fusion	2222	2.566	55.71	2.263	0.456	4.872 \pm 0.097
Total Gas Age = 4.74 \pm 0.22						
H132 sample PIG00-21, San, 0.58 mg, MC39 (10hr), J = 0.002307						
1	450	12.632	18.27	0.013	1.149	4.775 \pm 0.040
2	536	1.515	16.92	0.013	1.162	4.828 \pm 0.036
3	620	0.628	42.29	0.011	1.174	4.877 \pm 0.026
4	694	2.075	18.79	0.011	1.153	4.790 \pm 0.029
Fusion	2000	5.515	3.73	0.008	1.114	4.631 \pm 0.142
Total Gas Age = 4.83 \pm 0.03						
H130 sample C16, San, 0.69 mg, MC39 (10hr), J = 0.002310						
1	450	27.443	6.40	0.014	1.135	4.722 \pm 0.080
2	540	5.858	55.16	0.011	1.160	4.829 \pm 0.019
3	630	2.623	17.43	0.011	1.151	4.788 \pm 0.029
Fusion	2000	1.710	21.00	0.011	1.161	4.833 \pm 0.025
Total Gas Age = 4.82 \pm 0.02						
H131 sample C26, San, 0.92 mg, MC39 (10hr), J = 0.002314						
1	475	5.328	9.78	0.014	1.149	4.789 \pm 0.062
2	540	0.829	16.84	0.010	1.161	4.839 \pm 0.033
3	608	1.124	6.24	0.011	1.157	4.820 \pm 0.079
4	720	0.085	22.94	0.010	1.168	4.866 \pm 0.024
5	815	1.052	23.78	0.010	1.155	4.814 \pm 0.023
Fusion	2000	0.296	20.42	0.010	1.165	4.855 \pm 0.040
Total Gas Age = 4.84 \pm 0.03						
H135 sample PIG02-62, San, 0.42 mg, MC39 (10hr), J = 0.002300						
1	460	4.768	31.61	0.012	1.195	4.950 \pm 0.092
2	520	0.240	40.10	0.011	1.199	4.969 \pm 0.022
Fusion	2000	0.723	28.29	0.010	1.202	4.981 \pm 0.039
Total Gas Age = 4.97 \pm 0.03						

Step No	Laser power mW	Atmospheric contamination (%)	³⁹ Ar (%)	³⁷ ArCa/ ³⁹ ArK	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ ArK	Age (Ma ± 1σ)
---------	----------------	-------------------------------	----------------------	---------------------------------------	--------------------------------------	---------------

H134 sample C17, San, 0.42 mg, MC39 (10hr), J = 0.002298

1	450	10.891	3.34	0.009	1.155	4.779 ± 0.320
2	540	1.075	21.35	0.012	1.192	4.932 ± 0.038
3	640	2.767	15.03	0.013	1.167	4.826 ± 0.058
4	737	0.154	28.36	0.012	1.199	4.959 ± 0.039
Fusion	2000	0.101	31.91	0.011	1.200	4.965 ± 0.037

Total Gas Age = 4.93 ± 0.05

H128 sample C32, San, 0.24 mg, MC39 (10hr), J = 0.002282

1	348	52.370	0.41	0.021	1.371	5.555 ± 6.040
2	450	19.578	3.70	0.038	1.180	4.783 ± 0.526
3	550	4.090	34.00	0.014	1.203	4.876 ± 0.069
4	653	1.070	17.75	0.009	1.194	4.837 ± 0.089
5	850	0.000	21.66	0.010	1.215	4.922 ± 0.097
6	1100	0.000	16.37	0.010	1.214	4.919 ± 0.119
Fusion	2000	2.629	6.10	0.012	1.183	4.792 ± 0.243

Total Gas Age = 4.88 ± 0.05

G538 sample PIG00-34, San, 1.13 mg, MC31 (10hr), J = 0.002525

1	140	21.150	0.89	0.016	1.099	5.001 ± 0.315
2	213	2.119	4.92	0.012	1.085	4.935 ± 0.074
3	250	1.148	18.91	0.010	1.074	4.885 ± 0.022
4	270	1.505	9.21	0.010	1.060	4.825 ± 0.038
5	300	1.349	7.18	0.011	1.064	4.841 ± 0.038
6	320	0.561	6.00	0.010	1.072	4.877 ± 0.053
7	340	0.709	16.65	0.010	1.072	4.876 ± 0.025
8	350	1.010	8.06	0.010	1.070	4.871 ± 0.049
9	370	0.886	10.01	0.010	1.069	4.866 ± 0.034
10	430	0.888	6.55	0.010	1.077	4.899 ± 0.039
Fusion	666	1.189	11.64	0.010	1.073	4.883 ± 0.021

Total Gas Age = 4.86 ± 0.02

G733 sample 011106-4P, San, 0.30 mg, MC35 (25 hr), J = 0.005930

1	400	100.00	0.09	0.048	-0.208	- ± -
2	510	21.014	15.34	0.012	0.456	4.870 ± 0.079
3	540	4.003	17.93	0.011	0.452	4.826 ± 0.084
4	580	9.034	10.22	0.011	0.449	4.792 ± 0.102
5	650	3.857	30.83	0.010	0.446	4.764 ± 0.038
Fusion	1200	3.164	25.60	0.010	0.450	4.802 ± 0.042

Total Gas Age = 4.80 ± 0.06

H129 sample PIG02-66, san, 0.14 mg, MC39 (10hr), J = 0.002293

1	450	7.155	43.52	0.012	1.153	4.764 ± 0.056
2	530	2.171	32.34	0.011	1.150	4.750 ± 0.067
Fusion	1500	1.131	24.14	0.011	1.166	4.817 ± 0.132

Total Gas Age = 4.77 ± 0.09

H158 sample C11, Biotite, 0.08 mg, MC39 (10hr), J = 0.001204275

1	375	82.885	32.67	0.019	0.980	4.075 ± 0.539
2	465	81.670	23.97	0.024	1.028	4.272 ± 0.511
3	565	76.571	26.10	0.031	1.258	5.228 ± 0.426
Fusion	1500	72.026	17.26	0.498	1.239	5.148 ± 0.497

Total Gas Age = 4.61 ± 0.51

Step No	Laser power mW	Atmos. contam. (%)	³⁹ Ar (%)	³⁷ ArCa/ ³⁹ ArK	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ ArK	Age (Ma ± 1σ)
---------	----------------	--------------------	----------------------	---------------------------------------	--------------------------------------	---------------

H341 sample C11, Biotite, 0.14 mg, MC39 (10hr), J = 0.001204275

1	440	86.643	16.87	0.000	0.842	3.501 ± 0.437
2	570	78.143	21.35	0.000	1.215	5.050 ± 0.401

3	680	75.138	26.59	0.000	1.353	5.622 ± 0.252
4	800	76.854	27.49	0.177	1.261	5.240 ± 0.245
Fusion	2000	75.516	7.71	0.552	1.066	4.432 ± 0.587

Total Gas Age = 4.61 ± 0.28

G744 sample PIG00-18B, Biotite, 0.47 mg, MC35 (25 hr), J = 0.005930

1	400	95.654	0.09	0.063	0.880	9.388 ± 14.665
2	500	90.305	1.41	0.025	1.505	16.023 ± 1.298
3	590	44.729	7.71	0.009	1.258	13.407 ± 0.206
4	600	16.953	5.89	0.006	1.276	13.594 ± 0.276
5	675	14.124	13.97	0.008	1.265	13.484 ± 0.121
6	740	11.453	21.46	0.018	1.268	13.513 ± 0.085
7	780	12.358	11.92	0.059	1.255	13.372 ± 0.101
8	830	13.794	12.88	0.094	1.251	13.332 ± 0.109
9	900	15.221	14.90	0.121	1.237	13.178 ± 0.085
10	980	9.361	7.75	0.107	1.242	13.238 ± 0.109
11	1080	17.670	1.38	0.045	1.266	13.495 ± 0.553
Fusion	2000	31.580	0.63	0.033	1.202	12.808 ± 1.344

Total Gas Age = 13.41 ± 0.10

G743 sample 011107-2P, Biotite, 0.27 mg, MC35 (25 hr), J = 0.005930

1	400	97.958	0.32	0.099	0.531	5.673 ± 7.386
2	475	98.298	0.39	0.236	0.893	9.524 ± 5.368
3	550	91.007	0.65	0.155	1.751	18.634 ± 3.408
4	650	59.245	4.56	0.065	1.217	12.975 ± 0.405
5	730	35.715	9.26	0.047	1.207	12.864 ± 0.192
6	800	18.458	37.64	0.022	1.226	13.066 ± 0.057
7	850	10.573	15.54	0.021	1.224	13.047 ± 0.081
8	920	10.665	16.49	0.017	1.234	13.156 ± 0.100
9	1020	13.098	10.14	0.009	1.221	13.015 ± 0.104
10	1200	7.824	4.41	0.029	1.243	13.246 ± 0.234
Fusion	2000	11.631	0.62	0.271	1.209	12.886 ± 1.561

Total Gas Age = 13.06 ± 0.11

³⁹Ar (%) = fraction of ³⁹Ar released for each step; ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K = Ar isotopes produced by Ca and K neutron interferences; ⁴⁰Ar* = radiogenic ⁴⁰Ar. For each temperature step, the error is at the 1σ level and does not include the error of the J irradiation parameter. Correction factors for the interfering isotopes produced by nuclear reactions on potassium and calcium in the McMaster reactor were (³⁹Ar/³⁷Ar)_{Ca} = 7.06 x 10⁻⁴ (± 4%), (³⁶Ar/³⁷Ar)_{Ca} = 2.79 x 10⁻⁴ (± 3%) and (⁴⁰Ar/³⁹Ar)_K = 2.79 x 10⁻² (± 4%). Isotopic ratio were corrected for blank and mass discrimination. Total gas age error is 2 sigma. Ages were calculated using the decay constants proposed by Steiger and Jager (1977). Vertical bar indicates the steps used for plateau age calculation.

Appendix 2. Paleomagnetic methods

At each site, one or two pilot samples were usually stepwise thermally demagnetized in 10 to 15 steps using the ASC furnace and measured with a JR5 Agico spinner at the paleomagnetic laboratory of IRD/University of Chile. At each step, room temperature susceptibility was measured to monitor chemical changes during heating. Taking into account that the natural magnetization is univectorial, the other samples were thermally or Alternative Field (AF) demagnetized using the Molspin AF demagnetizer in four to six steps. Only samples that bear evidence of lightning were AF demagnetized in detail.

Results from at least three successive temperatures or AF demagnetization steps were analyzed by principal component analysis (Kirschvink 1980) to determine Characteristic Remanent Magnetization (ChRM) directions (table 2). Because all the demagnetization experiments pointed to a single primary component, all the vectors were anchored to the origin. ChRM were determined with maximum angular deviations (MAD) lower than 2° for more than 90% of the samples. Site-mean ChRM directions were calculated using *Fisher* statistics (Fisher 1953).

In order to describe the magnetic mineralogy, Isothermal Remanent Magnetizations (IRM) were given to 25 samples along the three sample axes (500-1200mT along Z, 200-500mT along y and 0-200 along X) using an ASC pulse magnetizer. These orthogonal IRMs were then progressively thermally demagnetized.

Magnetic susceptibility versus temperature was measured on 19 samples with the Agico KLY3 susceptibillitymeter coupled to the CS3 furnace. Because of the low magnetic susceptibility, the experiments were performed on magnetic extracts with a hand held magnet for eight samples. Measurements of the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) were made with the KLY3S kappabridge from Agico. One or two specimens per core were processed and tensorial mean values determined with the *Jelinek's* method (Jelinek 1978). Comparing the blocking temperatures of NRM with those of laboratory Thermoremanent Magnetizations (TRM) may constrain the temperature of emplacement of the ignimbrites. 34 samples from different sites were heated and cooled in a laboratory field of $30\mu\text{T}$ following the original Thellier double heating method (Thellier and Thellier 1959) at two different temperature steps (580 and 630°C).

3. Résultats complémentaires

3.1. Directions d'ARN de l'ignimbrite du Rio Chili, des tufs de Yura et autres.

Dans ce paragraphe nous nous intéressons aux directions d'aimantation enregistrées par les sites échantillonnés dans des ignimbrites autres que l'IAA et l'ILJ. Six sites n'ont pas pu être corrélés à ceux des IAA ou ILJ (Figure 68, Tableau 10).

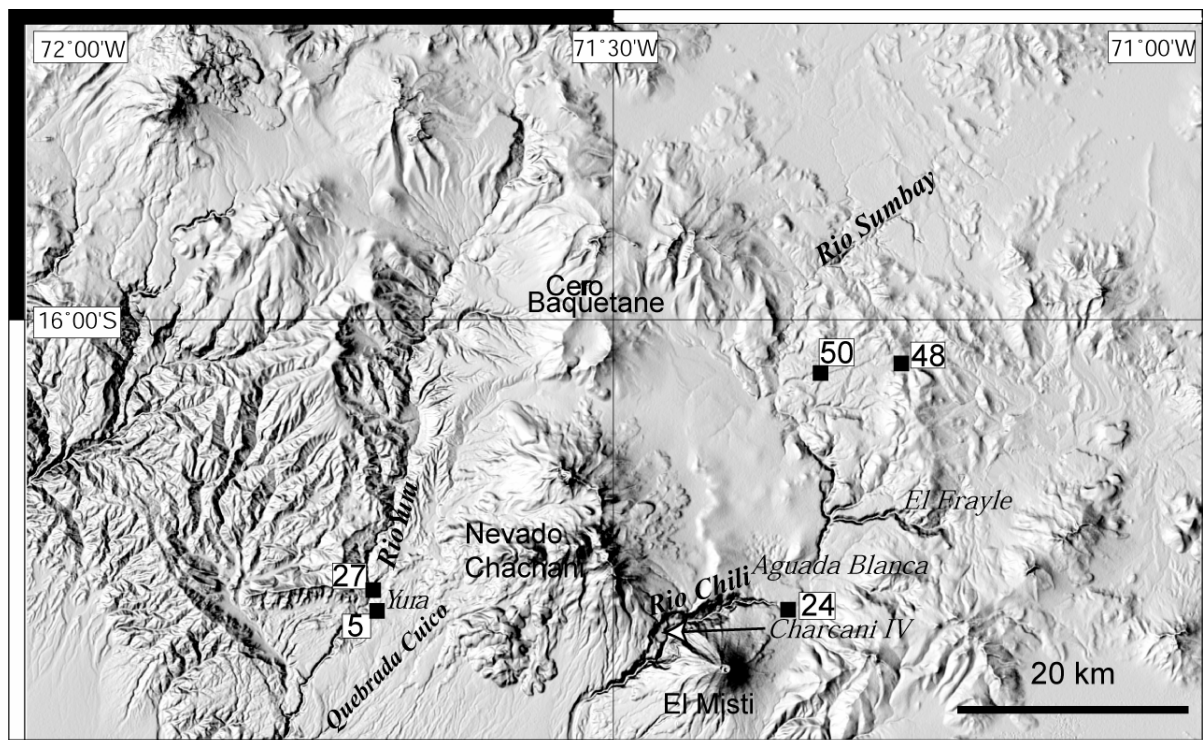


Figure 68 : localisation des sites de la Figure 69.

L'IRC, échantillonnée au site TA40 (Figure 68), a enregistré une aimantation de polarité inverse, caractérisée par une forte inclinaison (Tableau 10). La direction de l'aimantation enregistrée par le site P48, échantillonné sur l'Altiplano, est seulement à 8° de la direction observée pour l'IRC au site TA40. L'ignimbrite échantillonnée à ce site expose un faciès semblable à celui de l'IRC, riche en cristaux de biotite et amphibole. Une datation permettrait de confirmer la corrélation de l'ignimbrite échantillonnée au site P48 avec l'IRC.

Le site P24 correspond à un dépôt de brèches volcaniques échantillonné sous l'ILJ, près d'Aguada Blanca. La direction d'ARN enregistrée à ce site est statistiquement différente de celle enregistrée par l'ILJ sus-jacente (différence $> 2.\alpha_{95}$) et très différente de celle déterminée pour l'IRC (Tableau 10 et Figure 69). Ce dépôt, stratigraphiquement intercalé entre l'IRC et l'ILJ, représente donc un événement volcanique différent, qui pourrait appartenir au membre inférieur du Groupe Barroso.

Site	Latitude	Longitude	JNRM	K	n	D	I	α_{95}	k
TA40	-16.2919	-71.4744	0.693	797	9	187	58.8	3.4	
P48	-16.037	-71.2552	0.182	315	4	183.7	53.1	2.1	2003
P24	-16.2436	-71.3485	0.424	570	12	179	31.7	2.1	422
P05	-16.2468	-71.6992	0.249	47	10	178.4	19.9	2.7	311
P27	-16.2294	-71.7041	0.0364	29.3	9	334.6	-60.5	3.5	213
P50	-16.0457	-71.3244	0.037	256	9	176	29.5	2.5	449

Tableau 10 : orientation moyenne de l'ARN des sites reportés sur la Figure 69.

Le site P50 a été échantillonné sur l'Altiplano dans un dépôt de coulée de cendres intercalé dans des sédiments de la Formation Capillune. La direction d'ARN enregistrée par cette coulée de cendres n'est pas statistiquement distincte de celle enregistrée par les IAA et ILJ. La Formation Capillune comprenant des tufs et des sédiments d'âge plio-quaternaire, il semble donc plus probable que le site P50 soit corrélé à l'IAA plutôt qu'à l'ILJ.

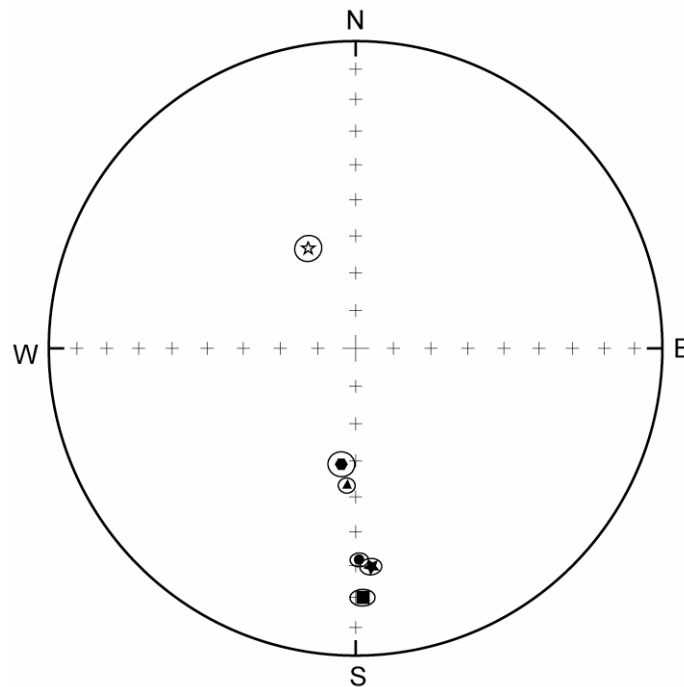


Figure 69: stéréogramme des directions d'aimantation moyennes caractéristiques. Les symboles pleins (vides) indiquent une inclinaison positive (négative). Le carré correspond au site P05 ; l'hexagone est le site TA40 ; le triangle représente le site P48 ; le rond est le site P24 ; l'étoile blanche est le site P27 et l'étoile pleine représente le site P50.

Le site P05 a été échantillonné à proximité du village de Yura, dans un dépôt dont les relations avec l'IAA et les TY n'ont pu être établies. La direction de l'ARN caractérisant ce site est néanmoins statistiquement différente de la direction caractéristique moyenne calculée

pour l'IAA. Le site P27 échantillonné dans une ignimbrite des TY est le seul à montrer une aimantation de polarité normale.

3.2. Localisation de la source présumée de l'IAA

Les directions de plus grande pente des plans de foliation magnétique, reportées sur la Figure 70 indiquent des directions d'écoulement de l'IAA dans le bassin d'Arequipa depuis le NE vers le SW. Ces directions visent une source localisée au nord du bassin d'Arequipa, probablement recouverte par le complexe volcanique du Nevado Chachani.

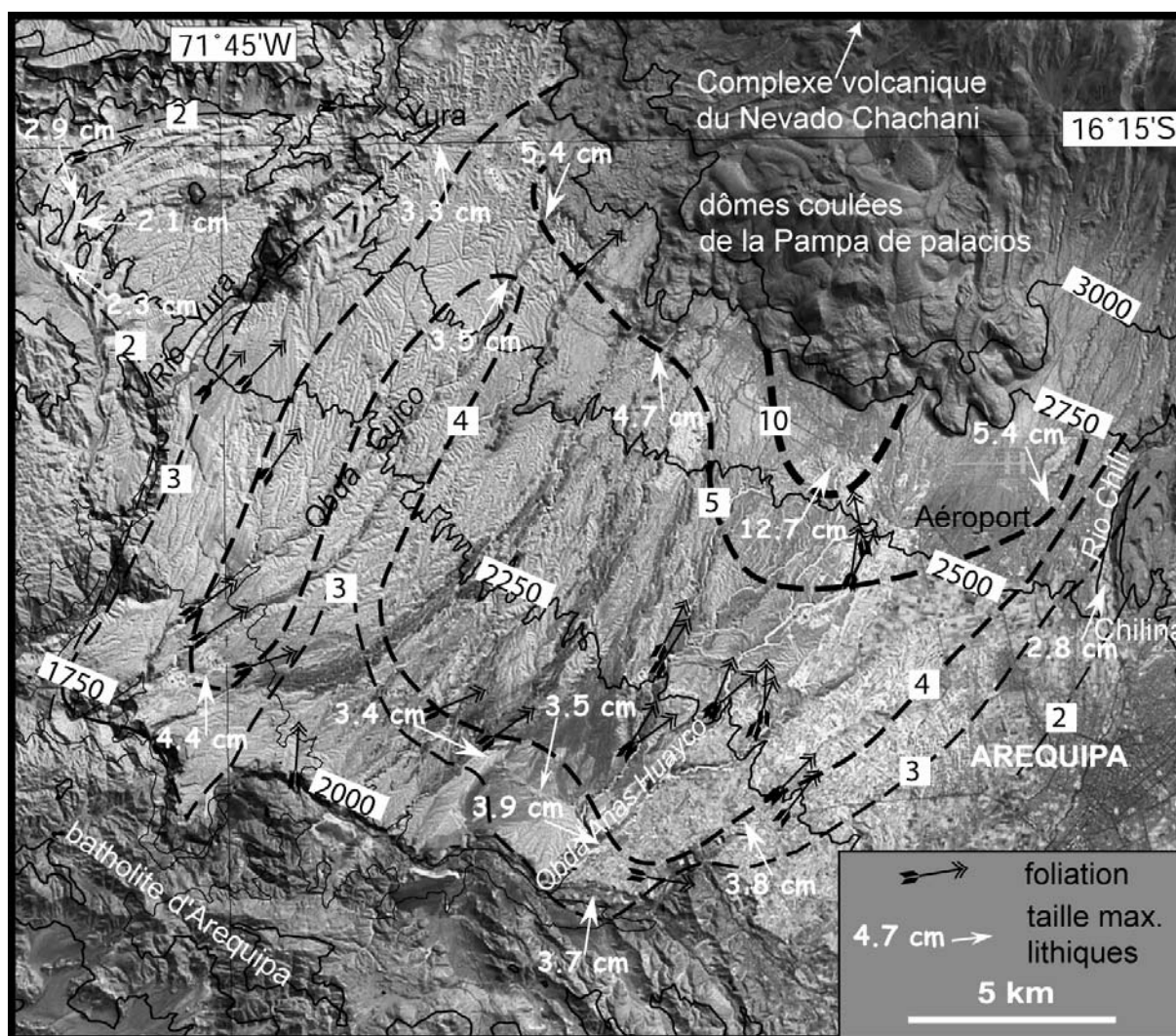


Figure 70 : carte de localisation des sites de mesure de la taille des fragments lithiques dans l'unité rose de l'IAA. Diamètre des pseudo-isoplètes 10, 5, 4, 3, et 2 cm et directions de la plus grande pente des plans de foliation magnétique.

Une étude a consisté à mesurer la taille des 20 plus gros fragments lithiques prélevés sur une surface de 10 m² environ, pour 17 sites répartis dans le bassin d'Arequipa, dans le but de réaliser une carte de pseudo-isoplètes. Les mesures ont été réalisées sur les fragments lithiques de l'unité rose supérieure, qui se prête mieux à cet échantillonnage, du fait de sa

faible induration. La taille maximale moyenne calculée pour chacun des 17 sites échantillonnés a été consignée sur la Figure 70. La taille maximale des fragments lithiques diminue depuis les sites localisés à proximité des dômes-coulées de la Pampa de Palacios, au nord du bassin d'Arequipa (jusqu'à 12.7 cm), jusqu'aux sites situés dans les parties occidentales (à l'ouest du Rio Yura, Figure 70) et orientales (vallée du Rio Chili : Chilina, Figure 70) du bassin. Les sites localisés dans la partie sud de la dépression, possèdent des fragments lithiques de taille intermédiaire (3-4 cm). Cette évolution de la taille maximale des fragments lithiques de l'unité rose de l'IAA est cohérente avec la localisation de la caldera source au nord de la dépression d'Arequipa (sous le complexe du Nevado Chachani). Les variations latérales de la température de mise en place et des épaisseurs initiales des unités d'écoulement, calculées à partir des profils de compactions, sont cohérentes avec cette localisation de la source.

Le complexe volcanique du Nevado Chachani recouvre une zone de plus de 400 km², et ni les directions d'écoulements déduites de l'ASM, ni les isopleths de l'unité rose, ni l'étude des profils de compaction ne permettent de localiser précisément la caldera source de l'IAA sous ce complexe. Une étude préliminaire d'images satellites de la région révèle une structure arquée au sud-est du Nevado Chachani (Figure 6), qui suggère un rempart d'effondrement d'une caldera (Garcia et al.1997). Néanmoins, aucun faciès proximal n'a été observé à proximité de cette structure, formée dans des laves andésitiques. La datation de ces laves permettrait, dans un premier temps, d'établir la chronologie entre celles-ci et les ignimbrites comblant le bassin d'Arequipa. Une étude des images satellites disponibles serait également nécessaire pour essayer de distinguer d'autres structures associées aux événements des ignimbrites étudiées. Cependant, la probabilité de trouver la source des ignimbrites les plus anciennes (IRC et ILJ) à l'aide des images satellites reste faible, à cause de la déformation importante qui a eu lieu depuis leur mise en place et surtout à cause des nombreux dépôts volcaniques qui les recouvrent. Ces structures "enterrées" pourraient être localisées en utilisant des cartes d'anomalie de Bouger ou d'anomalies magnétiques locales.

CONCLUSION GENERALE

Le premier objectif de ce mémoire est l'identification et l'établissement d'une nouvelle stratigraphie des ignimbrites néogènes de la région d'Arequipa, leur insertion dans l'histoire du volcanisme de la Cordillère occidentale, ainsi que leurs corrélations fondées sur des critères géologiques et géochimiques. Le deuxième objectif consiste à montrer l'apport des propriétés physiques et magnétiques des ignimbrites à l'étude des modes de transport, des conditions de mise en place et des processus de compaction et soudure.

Contexte géologique et volcanologique

La première partie décrit le contexte géologique et volcanique régional dans lequel les ignimbrites néogènes et quaternaires de la région d'Arequipa se sont mises en place. Le bassin d'Arequipa est associé aux structures "en échelon" des grandes zones de failles régionales. Son substratum est principalement constitué de roches métamorphiques précambriennes ainsi que de sédiments et roches plutoniques mésozoïques, dont l'on retrouve la signature géochimique dans les dépôts volcaniques sus-jacents.

La région d'Arequipa, localisée au sud du Pérou, appartient à la zone volcanique centrale des Andes, dans laquelle le volcanisme est épisodiquement actif depuis le Jurassique. Au sud du Pérou et au nord du Chili, une recrudescence de l'activité volcanique ignimbritique a eu lieu entre le Miocène et le Pliocène. Les ignimbrites miocènes de la Formation Huayllillas peuvent, malgré des variations dans leur nomenclature, être corrélées sur une distance supérieure à 500 km, et elles représentent ainsi des volumes de dépôts $> 1000 \text{ km}^3$. De même, les ignimbrites pliocènes du volcanisme Sencca sont exposées dans les bassins et les vallées recoupant le flanc ouest de la cordillère occidentale entre 15 et 20°S et 69 et 75°W. Ces grandes étendues et ces volumes importants en font des formations volcaniques majeures de la zone volcanique centrale des Andes. Les ignimbrites étudiées dans ce mémoire sont venues combler le bassin tectonique d'Arequipa et sont des équivalents stratigraphiques locaux des ignimbrites Huayllillas et Sencca. Dans la région d'Arequipa, le volcanisme cénozoïque révèle également plusieurs épisodes de construction et de destruction de strato-volcans andésitiques, intercalés entre les événements ignimbritiques. Le complexe volcanique du Nevado Chachani est génétiquement lié aux ignimbrites étudiées les plus jeunes (plio-pléistocènes), dont il représente l'activité "post caldérique".

Quatre ignimbrites miocènes à pléistocènes

Notre nouvelle stratigraphie des dépôts néogènes et pléistocènes de la région d'Arequipa révèle quatre ignimbrites. L'ignimbrite du Río Chili (IRC) affleure dans les vallées des Río

Chili et Blanco où elle atteint 20 à 80 m et semble s'épaissir en direction de l'est (la Laguna Salinas). Elle a un âge moyen de 13.35 Ma, qui en fait un équivalent stratigraphique des ignimbrites de la Formation Huaylillas au sud du Pérou. Elle exhibe un faciès de TLM et sa reconnaissance rapide est possible sur le terrain grâce à l'abondance des cristaux de biotite et amphiboles. L'ignimbrite de La Joya (ILJ) repose soit en discordance sur l'IRC, soit directement sur le substratum mésozoïque ou précambrien. Elle recouvre une surface supérieure à 800 km² entre la bordure occidentale de l'Altiplano et le piémont côtier. Elle a un rapport de forme moyen (10⁻⁴) et un volume total d'environ 20 km³. Les fortes proportions de cristaux de sanidine et quartz de grande taille (0.5 –1 mm) en permettent la reconnaissance rapide sur le terrain. L'ignimbrite de l'aéroport d'Arequipa (IAA), composée d'une unité inférieure blanche et d'une unité supérieure rose, recouvre une surface d'environ 600 km² pour un volume équivalent à celui de l'ILJ et un rapport de forme faible (de l'ordre de 10⁻³). L'unité blanche de l'IAA est caractérisée par un faciès TLM, fortement induré par la recristallisation de phases vapeur, qui cimentent le dépôt et sont responsables d'une forte dévitrification du verre de la matrice et de l'altération des ponces. L'unité rose supérieure ne montre ni recristallisation, ni dévitrification du verre, ni altération des ponces. Les ILJ et IAA avec des âges moyens à 4.83 Ma et 1.77 Ma, respectivement, sont des équivalents régionaux des ignimbrites du volcanisme Sencca inférieur et supérieur. Enfin, les tufs de Yura (TY) recouvrent une surface de 150 km² environ à l'ouest du complexe volcanique du Nevado Chachani. Ces tufs épais de quelques mètres minimum à 30 m maximum ont des faciès et des contenus en différents constituants très variables mais sont tous meubles. Leur gamme d'âges (1.03 à 1.84 Ma) coïncide avec une partie des tufs et tephres de la Formation Capillune, qui affleurent sur l'Altiplano au nord de la zone d'étude. De nouvelles datations seraient néanmoins nécessaires pour mieux préciser l'âge des tufs et tephres de la Formation Capillune dans la région d'Arequipa.

Corrélations géochimiques

Une étude minéralogique des ignimbrites de la région d'Arequipa révèle des variations compositionnelles importantes des phases minérales majeures, qui sont la signature de la variation de composition des magmas à partir desquels elles ont cristallisé, mais également de l'altération et de l'oxydation de celles-ci. Les ignimbrites de la région d'Arequipa offrent toutes les caractéristiques des magmas d'arc de marge continentale et plus précisément de la ZVC : un degré de différenciation élevé, un enrichissement en éléments incompatible, des spectres de terres rares fractionnés (fort rapport LREE/HREE), un enrichissement relatif en

LILE par rapport aux HFSE, des rapports isotopiques du Sr élevés et du Nd faibles, ainsi que des rapports Sm/Nd caractéristiques de la croûte continentale. Les différences géochimiques et isotopiques entre les ignimbrites de la région d'Arequipa et leurs équivalents stratigraphiques du sud du Pérou (Formation Huaylillas et volcanisme Sencca) sont la conséquence des variations de composition de la croûte continentale mais également de stockage des magmas originels à des profondeurs différentes. Les ignimbrites de notre étude, situées dans le domaine crustal d'Arequipa, ont des compositions en éléments en trace et isotopiques caractéristiques d'une évolution de type AFC dans la croûte superficielle de composition acide, dans le domaine de stabilité du plagioclase. Régionalement, les faibles variations de composition exhibées par les ignimbrites étudiées sont corrélées avec l'âge des dépôts. En effet, la contamination crustale semble augmenter au cours du temps entre le Pliocène et le Pléistocène inférieur. En effet, l'IAA plio-pléistocène révèle des teneurs plus radiogéniques du Sr que l'ILJ pliocène, pour des teneurs en silice équivalentes.

Conditions de mise en place (températures et épaisseurs initiale) et soudure des dépôts

La variation des propriétés physiques (densité, porosité et résistance à la compression uniaxiale) mesurées le long des sections verticales échantillonnées dans les unités de refroidissement des différentes ignimbrites de la région d'Arequipa a, dans un premier temps, été utilisée pour décrire et quantifier les variations de la soudure au sein de ces unités. Pour ce faire, nous avons appliqué la classification de la soudure proposée par Quane et Russell (2005) aux ignimbrites étudiées. Celles-ci exposent des faciès appartenant à cinq des six classes que contient cette classification. L'ILJ exhibe les faciès les plus soudés, atteignant la classe 5. L'IRC, malgré son épaisseur pouvant atteindre 80 m, n'est que faiblement soudée, probablement à cause de températures de mise en place plus faibles que celles de l'ILJ.

La description détaillée des profils de variation verticale de la densité (appelés profils de compaction) permet également de clarifier l'histoire de la mise en place des unités de refroidissement, en distinguant les unités d'écoulement parfois non discernables par une simple observation visuelle. De plus, l'application du modèle numérique de compaction des ignimbrites, de Sheridan et Wang (2005), à ces profils de compaction, permet d'estimer les températures de mise en place et les épaisseurs initiales des dépôts (avant compaction), à partir de la mesure des maxima de densité et de l'épaisseur compactée des unités de refroidissement. Ces estimations peu précises ($\pm 10^\circ\text{C}$) dévoilent néanmoins des températures de mise en place élevées ($> 600^\circ\text{C}$), pour la plupart des unités de refroidissement, et plus particulièrement pour celles soudées de l'ILJ ($\sim 680^\circ\text{C}$). L'IAA montre des températures de

mise en place variant de 658°C à 565°C selon l'éloignement à la source. Ces températures élevées, ainsi que les épaisseurs initiales relativement importantes (> 40 m) calculées pour les unités d'écoulement de l'IAA, s'opposent à sa faible compaction. La compaction de l'IAA est en effet inhibée par la cristallisation des phases vapeurs dans les pores du dépôt, qui empêchent l'agglomération des particules vitreuses.

Influence des minéralogies magnétiques et modes de transport sur la fabrique magnétique

Les propriétés magnétiques des ILJ et AAI montrent la présence de deux phases magnétiques différentes : la titanomagnétite, caractérisée par une forte susceptibilité magnétique, une faible coercivité et des T_b et T_c comprises entre 525 et 570 °C, et la titanohématite, caractérisée par une faible susceptibilité, une forte coercivité et des T_b et T_c comprises entre 610 et 640°C. Le porteur principal de l'aimantation dans l'ILJ est la titanomagnétite. Dans l'IAA, les propriétés magnétiques varient verticalement depuis l'unité rose supérieure jusqu'à la base de l'unité blanche inférieure. L'unité rose a la même signature magnétique que l'ILJ, caractérisant une minéralogie magnétique dominée par la titanomagnétite. L'unité blanche, à l'exception de sa base, expose une minéralogie magnétique à titanohématite dominante. Les faibles anisotropies de l'ILJ et de l'unité rose de IAA sont donc en partie associées à leur minéralogie magnétique dominée par la titanomagnétite, qui est un minéral moins anisotrope que la titanohématite.

La grande stabilité et l'intensité des aimantations rémanentes enregistrées dans ces deux ignimbrites suggèrent une mise en place à une température supérieure à la température de blocage des minéraux magnétiques les composant, c'est-à-dire supérieure à 640°C. Cette température est cohérente avec celles obtenues par l'étude des profils de compaction.

Les différences de minéralogies magnétiques ne permettent pas d'expliquer à elles seules les différentes fabriques magnétiques observées dans les dépôts. La faible anisotropie et la faible définition de la fabrique magnétique dans l'ILJ pourraient être la conséquence d'une mise en place de coulées pyroclastiques faiblement concentrées dans un régime de transport turbulent de haute énergie, empêchant l'alignement des grains de titanomagnétite, déjà peu anisotrope, dans la direction de l'écoulement. Cette hypothèse va dans le sens des observations effectuées sur le terrain, à savoir que l'ILJ est caractérisée par un rapport de forme moyen (10^{-4}) et qu'elle a surmonté un obstacle haut de 350 m. Les plans de foliation sub-horizontaux observés dans l'ILJ sont probablement contrôlés par la compaction post-sédimentaire, plus que par le mode de transport ou la sédimentation. Au contraire, l'IAA a une fabrique magnétique très bien définie, caractérisée par un pendage important des plans d'imbrication de la foliation, dont la

valeur moyenne est 20° . Cette bonne définition de la fabrique magnétique contrôlée par la paléotopographie, ainsi que le fort rapport de forme de l'IAA (10^{-3}) et le fait qu'elle n'aurait pas surmonté le batholite, laissent supposer une mise en place sous la forme d'un écoulement granulaire fortement concentré sur une pente douce ($\sim 2^\circ$). La contrainte cisailante responsable de l'imbrication augmente depuis le sommet vers la base de ce type d'écoulement, en produisant un accroissement de l'anisotropie dans la même direction. Une étude de la fabrique de forme des dépôts, marquée par l'alignement et l'imbrication des fragments de ponces, lithiques ou cristaux, permettrait d'appuyer l'interprétation de la fabrique magnétique. Cependant lors de nos différentes missions sur le terrain, nous avons pu noter l'absence de cette fabrique de forme dans les dépôts massifs et isotropes de l'IAA.

Source présumée de l'IAA enterrée sous le complexe volcanique du Nevado Chachani

Les directions d'écoulement (NE- SW) déduites des ellipsoïdes d'ASM de l'IAA indiquent une localisation de la source sous l'actuel complexe volcanique du Nevado Chachani, au nord du bassin d'Arequipa ; celle-ci est cohérente avec les variations latérales de températures de mise en place et d'épaisseurs initiales mesurées dans le bassin pour les unités qui composent l'IAA. De plus, une carte de pseudo-isoplètes, réalisée pour les fragments lithiques de l'unité rose supérieure, indique une décroissance de leur taille depuis les sites échantillonnés à proximité du complexe volcanique du Nevado Chachani, jusqu'aux sites situés à l'ouest et à l'est du bassin, avec une taille intermédiaire pour les sites du sud de la dépression. Ces isoplètes révèlent également une localisation de la source présumée au nord du bassin d'Arequipa.

Notre étude a permis de mettre en évidence l'apport de l'étude des propriétés physiques des ignimbrites à la compréhension de leurs processus de mise en place et de soudure. L'application de cette approche à deux ignimbrites de grand volume, aux faciès très différents (Devine Canyon Tuff, Oregon, USA et Grande nappe de ponces, Auvergne, France) fait l'objet d'un projet de post-doc, en collaboration avec A. Grunder de l'université de l'état de l'État de l'Oregon, USA. Des tests rhéologiques du processus de soudure dans ces ignimbrites, seront également effectués en collaboration avec K. Russell (university of British Columbia, Vancouver, Canada).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Adams, N.K., De Silva S.L., Self S., Salas G., Schubring S., Permenter J.L., Arbesman K., 2001. The physical volcanology of the 1600 eruption of Huaynaputina, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 62, 8, 493-518.

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

Alva-Valdivia L.M., Rosas-Elguera J., Bravo-Medina T., Urrutia-Fucugauchi J., Henry B., Caballero C., Rivas-Sanchez M.L., Goguitchaichvili A., et Lopez-Loera H., 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, 68-80, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2005.03.006

B

Babeyco, A.Y., Sobolev, S.V., 2005. Quantifying different modes of late Cenozoic shortening in the Central Andes. *Geology* 33, 8, 621-624.

Baby P., Herail G., Salinas R., Sempere T., 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, 3, 523-536.

Baer E.M., Fisher R.V., Fuller M., and Valentine G., 1997. Turbulent transport and deposition of Ito pyroclastic flow: Determinations using anisotropy of magnetic susceptibility. *Journal of Geophysical Research*, 102, 22565-22586.

Barazangi W., Isacks B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4, 11, 686-692.

Bardintzeff J.M., Bonin B., 1987. The amphibole effect; a possible mechanism for triggering explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33, 4, 255-262.

Barker, D.S., 1996. El sillar ocioso. *Bulletin of Volcanology*, 58, 317-318.

Beck S., Zandt G., 2002. The nature of the orogenic crust in the central Andes. *Journal of Geophysical Research*, 107, 1-16.

Beckinsale R.D., Sanchez A.W., Brook M., Cobbing E.J., Taylor W.P. and Moore N.D., 1985. Rb-Sr whole rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal batholith of Peru, in Pitcher W.S., Arterton M.P., Cobbing E.J., and Beckinsale R.D., eds. *Magmatism at plate edge: The Peruvian Andes*. Glasgow, Blackie, 250-260.

Bellon H., et Lefèvre C., 1976. Données géochronométriques sur le volcanisme andin dans le sud du Pérou. Implications volcano-tectoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 283, D, 1-4.

Bierwirth P.N., 1982. Experimental welding of volcanic ash. BSc Thesis, Monash Univ. *in* Cas et Wright (1987), 256-258.

Boily M., Brooks C., Ludden J.N., James D.E., 1989. Chemical and isotopic evolution of the Coastal Batholith of southern Peru. *Journal of Geophysical Research*, B, 94, 9, 12483-12498.

Branney M.J. and Kokelaar P., 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, 504-520.

Branney M.J., Kokelaar P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society of London Memoir* 27, 51-85.

Butler R.F., 1998. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Electronic edition. pp. 237.

C

Cagnoli B., Tarling D.H., 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, 309-320.

Cagnoli B., et Tarling D.H., 1998. A consolidation technique enabling the study of the anisotropy of magnetic susceptibility of friable pyroclastic rocks from Los Humeros Volcanic Center (Mexico). *Acta Vulcanologica*, 10, 1, 13-17.

Cagnoli B and Manga M (2004) Granular mass flows and Coulomb's friction in shear cell experiments: Implication for geophysical flows. *J. Geophys. Res.*, 109, F4, doi: 10.1029/2004JF000177.

Carey S., 1991. Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges, In: Fisher RV, and Smith GA (ed) *Sedimentation in Volcanic Settings* 45. Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Tulsa, Okla, pp 39-57.

Carlier G., Lorand J.P., Liegeois J.P., Fornari M., Soler P., Carlotto V., Cardenas J., 2005. Potassic-ultrapotassic mafic rocks delineate lithospheric mantle blocks beneath the southern Peruvian Altiplano. *Geology*, 33, 7, 601-604.

Cas R.A.F., et Wright J.V., 1987. *Volcanic Successions, Modern and Ancient*. ed. Chapman et Hall, 223-266.

Christophoul F., Baby P., Davila C., 2002. Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin; the Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics*, 345, 1-4, 281-298.

Cole J.W., Brown S.J.A, Burt R.M., Beresford S.W., and Wilson C.J.N., 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, 217-237.

D

Dade W.B., 2003. The emplacement of low-aspect ratio ignimbrites by turbulent parent flows. *Journal of Geophysical Research*, 108, 2211, DOI 10.1029/2001JB001010.

Davidson J.P., Harmon R.S. and Woerner G., 1991. The source of Central Andean magmas; some considerations. *In Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America – Special Paper, 265, 233-243.

Deer W., Howie R., Zussman J., 1978. Rocks forming minerals. Longman Group Limited, London.

Delacour A., Gerbe M.C., Thouret J.C., Wörner G., Paquereau-Lebti P., accepté. Magma evolution of the quaternary minor volcanic centres in Southern Peru, Central Andes. *Bulletin of Volcanology*.

De Silva S.L., 1989. The Altiplano-Puna Volcanic Complex of the Central Andes. *Geology*, 17, 1102-1106.

De Silva, S.L., et Francis, P.W., 1989. Correlation of large ignimbrites – Two case studies from the Central Andes of Northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37, 133-149.

De Silva S.L., et Francis P.W., 1991. *Volcanoes of the Central Andes*. Ed. Springer-Verlag, 216 p.

Dingwell D.B., Webb S.L., 1990. Structural relaxation in silicate melts. *European Journal of Mineralogy* 2, 427-449.

E

Ellison R.A., de la Cruz J., 1985. Geologia del cuadrangulo de Callalli. Servicio de Geologia y Minería, 1 mapa color 1/100 000, Lima.

Ellwood B.B., 1982. Estimate 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 Planetary Science Letters*, 59, 303-314.

F

Fenner C.N., 1948. Incandescent tuff flows in southern Peru. *Geological Society America Bulletin*, 59, 879-893.

Fierstein J., et Hildreth W., 1992. The plinian eruption of 1912 at Novarupta, Katmai National Park, Alaska. *Bulletin of Volcanology*, 54, 646-684.

Fisher R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc Research Society of London*, A217, 275-305.

Fisher R.V., Schmincke H.U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, 187-230.

Forget M.E., 2004. Cartographie géomorphologique des phénomènes volcaniques et glaciaires sur le massif du Chachani, Région d'Arequipa, Pérou. Unpublished Physical geography Master thesis, Université Louis Pasteur-Strasbourg I and Université Blaise Pascal- Clermont II, 105p.

Formenti Y., 2002. Etude de la production et de la mobilité des écoulements pyroclastiques à Montserrat. Thèse de doctorat, 130-138.

Francis P.W., O'Callaghan L.J., Kretschmar G.A., Thorpe R.S., Sparks R.S.J., Page R.N., De Barrio R.E., Gillou G., and Gonzalez O.E., 1983. The Cerron Galan ignimbrite. *Nature*, 301, 51-53.

Francis P., Oppenheimer C., 2004. *Volcanoes*, 2nd ed., Oxford University Press, 521p.

Freundt A., Wilson C.J.N, and Carey S.N., 2000. Ignimbrites and blocks-and-ash flow deposits *in* Encyclopedia of volcanoes, ed. Academic Press, 581-599.

Friedman I., Long W., Smith R.L., 1963. Viscosity and water content of rhyolite glass. *Journal of Geophysical Research*, 68, 6523-6535.

G

Gagnon K., Chadwell C.D., Norabuena E., 2005. Measuring the onset of locking in the Peru-Chile Trench with GPS and acoustic measurements. *Nature*, 434, 7030, 205-208.

García W., et Landa C., 1968. Geología del cuadrángulo de La Joya. Servicio de Geología y Minería, 1 mapa color 1/100 000, Lima.

García W., Del Pino M., 1975. Geología del cuadrángulo de Puquina. Servicio de Geología y Minería, 1 mapa color 1/100 000, Lima.

García, F.F., Chorowicz, J., Legros, F., 1997. La caldera Chachani, gran centro explosivo Plioceno-Holoceno del sur del Perú? Identificación y evolución en imágenes Landsat y Radar ERS. *Sociedad Geológica del Perú*, Vol. Esp. 1, 449-454.

Gerbe M.C., Thouret J.C., 2004. Role of magma mixing in the patrogenesis of tephra erupted during the 1990-98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 66, 541-561, doi: 10.1007/s00445-004-0340-3.

Giordano D., Nichols A.R.L., et Dingwell D.B., 2005. Glass transition temperatures of natural hydrous melts: a relationship with shear viscosity and implications for the welding process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142, 1-2, 105-118.

Glazner A.F., Nielson J.E., Howrd K.A., et Miller D.M., 1986. Correlation of the Peach Springs Tuff, a large-volume Miocene ignimbrite sheet in California and Arizona. *Geology*, 14, 10, 840-843.

Gogutchachvili A., Chauvin A., Roperch P., Prevot M., Aguirre L., et Vergara M., 2000. Paleomagnetism of the Miocene Farellones formation. *Geophysical Journal International*, 140, 357-73, DOI 10.1046/j.1365-246x.2000.00022.x

Grange F., Cunningham p., Gagnepain J., Hatzfeld D., Molnar P., Ocala L., Rodrigues A., Roecker S.W., Stock J.M., Suarez G., 1984. The configuration of the seismic zone and the downgoing slab in southern Peru. *Geophysical Research Letters*, 11, 38-41.

Greene R.C., 1973. Petrology of the welded tuff of Devine Canyon, southeastern Oregon. USGS Professional Paper, USGS, Reston, VA, 26p.

Gregory-Wodzicki K.G., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 1091-1105.

Grunder A.L., Laporte D., and Druitt T.H., 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, 1-2, 89-104.

Guevara, C., 1969. Geología del cuadrángulo de Characato. Servicio de Geología y Minería, Lima, Peru. Bol. 23, 53 p., with color map 1:100 000.

Gutsher M.A., 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 1, 3-10.

H

Harangi S., Mason P.R.D., Lukács R., 2005. Correlation and petrogenesis of silicic pyroclastic rocks in the Northern Pannonian Basin, Eastern-Central Europe: In situ trace element data of glass shards and mineral chemical constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 143, 4, 237-257.

Hildreth W., Mahood G., 1985. Correlation of ash-flow tuffs. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 968-974.

Hildreth W., Moorbath S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.

Hillhouse J.W., et Wells R.E., 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, 12443-12460.

Hoek E., Brown E.T., 1980. *Underground excavations in rock*. Institution of Mineralogy and Metallurgy, London, UK, 527p.

I

Incorato A., Addison F.T., Tarling D.H., Nardi G., et Pescatore T., 1983. Magnetic fabric investigations of pyroclastic deposits from Phlegrean Fields, Southern Italy. *Nature*, 306, 461-463.

Iverson R.M., Vallance J.W., 2001. New views of granular mass flows. *Geology*, 29, 115-118.

J

Jelinek V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geoph. et Geod.*, 22, 50-61.

Jenks W.F., 1948. *Geologia de la hoja de Arequipa*. Instituto Geologico del Peru. Bol. 9.

Jenks W.F., Goldich S.S., 1954. Ignimbrite in southern Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 65, 12, part 2, 1271-1954.

Jenks W.F., Goldich S.S., 1956. Rhyolitic tuff flows in southern Peru. *Journal of Geology*, 64, 156-172.

K

Kaneoka I., Guevara C., 1984. K-Ar age determination of the late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, Southern Peru. *Geochemical Journal*, 18, 233-239.

Kennan L., 2000. Large scale geomorphology of the Andes: interrelationships of tectonics, magmatism and climate *in* M.A. Summerfield (Ed.), *Geomorphology and global Tectonics*, 167-199.

Klinck B.A., Palacios O., 1985. *Geología del cuadrángulo de Chivay*. Servicio de Geología y Minería, 1 mapa color 1/100 000, Lima.

Knight M.D., Walker G.P.L., Ellwood B.B., Diehl-Jimmy F., 1986. Stratigraphy, paleomagnetism, and magnetic fabric of the Toba tuffs; constraints on the sources and eruptive styles. *Journal of Geophysical Research*, B, 91, 10, 10355-10382.

Kober F., Ivy-Ochs S., Schlunegger F., Baur H., Kubik P.W., Wieler R., in press. Denudation rates and a topography rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nucleide data and sediment yield budgets. *Geomorphology*, doi: 10.1016/j.geomorph.2006.06.029.

L

Laharie R., et Derruau M., 1974. La morphogénèse des Andes du Sud du Pérou. *Revue de Géographie Alpine*, 70, 479-505.

Lamb S., Hoke L., 1997. Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America. *Tectonics*, 16, 4, 623-649.

Leake B.E. et al., 1997. Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 9-10, 1019-1037.

Le Bas M.J., Le Maître R.W., Streckeisen A., Zanettin B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.

Lefèvre C., 1979. Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'Actuel. Thèse Université Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 555 p.

Legros F., Cantagrel J.M., Devouard B., 2000. Pseudotachylite (frictionite) at the base of the Arequipa volcanic landslide deposit (Peru): Implications for emplacement mechanisms. *Journal of Geology*, 108, 601-611.

Le Pennec, J.L., Chen Y., Diot H., Froger J.L., Gourgaud A., 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, 105-127, DOI 10.1016/S0012-821X(97)00215-X

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, B12, 28427-28441, DOI : 0148-0227/00/2000JB900280\$09.00

Le Pennec J.L., Temel A., Froger J.L., Sen S., Gourgaud A., and Bourdier J.L., 2005. Stratigraphy and age of the Cappadocia Ignimbrites, Turkey; reconciling field constraints with peletonologic, radiochronologic, geochemical and paleomagnetic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141, 1-2, 45-64.

Loewy S.L., Connely J.N., and Dalziel I.W.D., 2004. An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla Basement of the Central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 171-187.

M

Mahlburg Kay S., Mpodozis C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 39-57.

Mamani M., Ruprecht P., Hartmann G., Simon K., Wörner G., 2004. Sources from Central Andean magmatism in time and space controlled by crustal composition and thickness. General Assembly, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI), Pucón-Chile.

Mamani M., Wörner G., Tassara A., and Hartmann G., 2006. Lead isotopic domains in the Central Andes (13°-28°S): Implications for crustal structure and the sources of metals in ore deposits. Abstract. XIII Congreso de peruano de Geología, Lima.

Mamani M., 2006, Variation in magma composition in Time and Space along the Central Andes (13°S-28°S), PhD Thesis, Georg-August Universität Göttingen.122 p.

Mamani M., Tassara A., Wörner G., soumis. Lead-Neodymium isotope domains of the Central Andes constrained by 3d density model. *Geology*.

Marti J., Soriano C., Dingwell D.B., 1999. Tube pumice as strain markers of the ductile brittle transition during magma fragmentation. *Nature*, 402, 650-653.

Martin-Hernandez F., et Hirt M., 2004. A method for the separation of paramagnetic, ferromagnetic and haematite magnetic subfabrics using high-field torque magnetometry. *Geophysical Journal International*, 157, 117-127, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02225.x

Matsukura Y., Hashizume K., Oguchi C.T., 2002. Effect of microstructure and weathering on the strength anisotropy of porous rhyolite. *Engineering Geology*, 63, 39-47.

McCulloch M.T., Gamble A.J., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 3-4, 358-374.

McDonald W.D., Palmer H.C., 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, 45-59.

McDougall I., et Harrison M.T., 1989. Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. Oxford University Press Inc., 269 p.

McIntosh W.C., 1991. Evaluation of paleomagnetism as a correlation criterion for Mogollon-Datil ignimbrites, southwestern New Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 96, 13459-13483.

Megard F., 1987. Structure and evolution of the Peruvian Andes. In *The anatomy of mountain ranges*. Univ. Press. Princeton, NJ, United States. 179-210.

Mendivil S., 1965. Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave. Comisión Carta Geológica Nacional. Boletín N° 10 – Lima.

Mercier J.L., Sébrier M., Lavenu A., Cabrera J., Bellier O., Dumont J.F., Macharé J., 1992. Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: the Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. *Journal of Geophysical Research*, 97, 11945-11982.

Mering C., Huaman-Rodrigo D., Chorowicz J., Deffontaines B., Guillaude R., 1996. New data on the geodynamics of southern Peru from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images. *Tectonophysics*, 259, 153-169.

Merrihue C., 1965. Trace-element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samples. *Transactions-American Geophysical Union*, 46, 1, 125 p.

Merrihue C., Turner G., 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical research*. 71, 11, 2850-2859.

Miller T.F., 1990. A numerical model of volatile behavior in nonwelded cooling pyroclastic deposits. *Journal of Geophysical Research*, 95, 19349-19364.

Mukasa S.B., 1986. Zircon U-Pb ages of super-units in the Coastal batholith, Peru: implication for magmatic and tectonic processes. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 241-254.

N

Nagata T., 1961. *Rock Magnetism*, 2nd edition. Maruzen, Tokyo, 350 p.

Nairn I.A., Shane P.R., Cole J.W., Leonard G.J., Self S., and Pearson N., 2004. Rhyolite magma processes of the ~ AD 1315 Kaharoa eruption episode, Tarawera volcano, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 265-294.

Noble D.C., Farrar E., Cobbing E.J., 1979. The Nazca Group of South-Central Peru: Age, source, and regional volcanic and tectonic significance. *Earth and Planetary Science Letters*, 45, 80-86.

Norabuena E.O., Dixon T.H., Stein S., Harrison C.G.A., 1999. Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions. *Geophysical Research Letters*, 26, 22, 3405-3408.

O

Ogg J.G., et Smith A.G., 2004. The geomagnetic polarity timescale *in* Gradstein F.M., Ogg J.G., et Smith A.G. (ed). *A geologic time scale 2004*, Cambridge University Press, 63-86.

Ort M.H., 1993. Eruptive processes of caldera formation in a nested downsag-collapse caldera: Cerro Panizos, central Andes Mountains. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56, 221-252.

Ort M.H., Orsi G. et Pappalardo L., 2003. Anisotropy of magnetic susceptibility studies of depositional processes in the Campanian Ignimbrite, Italy. *Bulletin of Volcanology*, 65, 55-72, DOI: 10.1007/s00445-002-0241-2.

P

Palmer H.C., MacDonald W.D., Gromme, Ellwood B.B., 1996. Magnetic properties and emplacement of the Bishop tuff, California. *Bulletin of Volcanology*, 58, 101-116.

Palmer H.C., MacDonald W.D., 1999. Anisotropy of magnetic susceptibility in relation to source vents of ignimbrites: empirical observations. *Tectonophysics*, 307, 207-218, DOI: 10.1016/S0040-1951(99)00126-2.

Paquereau P., Thouret J.C., Roperch P., Fornari M., 2003. Neogene ignimbrites in the Arequipa region (Peru): correlations, flow directions and source location. American Geophysical Union, European Geophysical Society and European Geophysical Union Joint Assembly, Nice, 6-11 April 2003, abstract and poster EAEO3-A-10465 (VGP 10).

Paquereau-Lebti P., Thouret J.C., Wörner G., Fornari M., 2006. Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, Southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154, 251-275, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2006.02.014.

Paquereau-Lebti P., Fornari M., Roperch P., Thouret J.C., Macedo O., accepté. Paleomagnetism, magnetic fabric, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Neogene ignimbrites in the Arequipa area, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*.

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. 230-249.

Persson L., Göransson M., 2005. Mechanical quality of bedrock with increasing ductile deformation. *Engineering Geology*, 81, 42-53.

Piper J.D.A., Gürsoy H., et Tatar O., 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, 237-262, DOI: 10.1016/S0377-0273(02)00221-4.

Porreca M., Mattei M., Giordano G., De Rita D., et Funicello R., 2003. Magnetic fabric and implications for pyroclastic flow and lahar emplacement, Albano maar, Italy. *Journal of Geophysical Research*, 108, B5, 2264, DOI: 10.1029/2002JB002102.

Price R.H., et Bauer S.J., 1985. Analysis of the elastic and strength properties of Yucca Mountain Tuff, Nevada. *In* Research and engineering applications in rock masses. Proceedings – Symposium on Rock Mechanics, 26, 89-96.

Q

Quane S.L., Russell K., 2003. Rock strength as a metric of welding intensity in pyroclastic deposits. *European Journal of Mineralogy*, 15, 855-864.

Quane S.L., 2004. Welding in pyroclastic deposits. PhD thesis. Department of Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia, Vancouver, Canada. 264 p.

Quane S.L., Russell J.K., 2005. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 67, 129-143.

Quang C.X., Clark A.H., Lee J.K.W., et Guillen B.J., 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of hypogene and supergene mineralizations in Cerro Verde – Santa Rosa porphyry Cu-Mo cluster, Arequipa, Perú. *Economic Geology*, 98, 8, 1683-1696.

Quang C.X., Clark A.H., and Lee J.K.W., 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, 87-114.

R

Renne P.R., Swisher C.C., Deino A.L., Karner D.B., Owens T.L., et DePaolo D.J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties. In *40Ar/39Ar dating*. *Chemical Geology*, 145, 117-152.

Riehle J.R., 1973. Calculated compaction profiles of rhyolitic ash-flow tuffs. *Bulletin of Geological Society of America*, 84, 2193-2216.

Roperch P., Sempere T., Macedo O., Arriagada C., Fornari M., Tapia C., García M., Laj C., 2006. Counterclockwise rotation of late Eocene–Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes. *Tectonics*, 25, TC3010, doi : 10.1029/2005TC001882.

Rosenbaum J.G., 1986. Paleomagnetic directional dispersion produced by plastic deformation in a thick Miocene welded tuff, southern Nevada: implications for welding temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 9, 12817–12834.

Rosenbaum J.G., 1993. Magnetic grain-size variations through an ash-flow sheet: influence on magnetic properties and implications for cooling history. *Journal of Geophysical Research*, 98, 11715–11727.

S

Saito T., Ishikawa N., et Kamata H., 2003. Identification of magnetic minerals carrying NRM in pyroclastic-flow deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126, 127-142, DOI: 10.1016/S0377-0273(03)00132-X .

Schlinger C.M., Veblen D.R., Rosenboam J.G., 1991. Magnetism and magnetic mineralogy of ash flow tuffs from Yucca Mountain, Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 96, 6035–6052.

Seaman S.J., McIntosh W.C., Geissman J.W., Williams M.L. and Elston W.E., 1991. Magnetic fabrics of the Bloodgood Canyon and Shelley Peak Tuffs, southwestern New Mexico: implications for emplacement and alteration processes. *Bulletin of Volcanology*, 53, 460-476.

Sébrier M., Lavenu A., Fornari M., Soulas J., 1988. Tectonics and uplift in the Central Andes (Peru, Bolivia and northern Chile) from Eocene to Present. *Géodynamique*, 3, 85-106.

Sébrier M., Soler P., 1991. Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the Present. *Geological Society of America Special Paper*, 265, 259-278.

Semperé T., Butler R.F., Richards D.R., Marshall L.G., Sharp W., Swisher C.C., 1997. Stratigraphy and chronology of upper Cretaceous-Lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 709-727.

Shane P., 1998. Correlation of rhyolitic pyroclastic eruptive units from the Taupo volcanic zone by Fe-Ti oxide compositional data. *Bulletin of Volcanology*, 60, 3, 224-238.

- Shane P., Smith V., and Nairn I., 2003. Biotite composition as a tool for the identification of Quaternary tephra beds. *Quaternary Research*, 59, 262-270.
- Sheridan M.F., et Ragan D.M., 1976. Compaction of ash-flow tuffs. *Developments in sedimentology* 2. Elsevier, New-York, 677-717.
- Sheridan M.F., et Wang Y., 2005. Cooling and welding history of the Bishop Tuff in the Adobe Valley and Chidago Canyon, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142, 1-2, 119-144.
- Sigurgeirsson T.H., 1957. Direction of magnetization in Icelandic basalts. *Advances in Physics*, 6, 22, 240-246.
- Singh M., et Seshagiri R.K., 2005. Empirical methods to estimate the strength of jointed rock masses. *Engineering Geology*, 77, 1-2, 127-137.
- Smith R.L., 1960. Ash flows. *Geological society of America Bulletin*, 71, 795-842.
- Smith R.L., Bayley R.A., 1966. The Bandelier Tuff; a study of ash-flow eruption cycles from zoned magma chambers. *Bulletin of Volcanology*, 29, 83-103.
- Smith R.L., 1979. Ash-flow magmatism. *Geological Society of America Special Paper*, 180, 5-27.
- Smith D.R., and Leeman W.P., 1993. The origin of Mount St. Helens andesites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55, 3-4, 271-303.
- Sobolev S.V., Babeyko A.Y., 2005. What drives orogeny in the Andes? *Geology*, 33, 8, 617-620.
- Somoza R., 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My; implications for mountain building in the Central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 3, 211-215.
- Sparks R.S.J., 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 23, 147-188.
- Sparks R.S.J., Wilson L. and Hulme G., 1978. Theoretical modelling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *Journal of Geophysical Research*, 83, 1727-1739.
- Sparks R.S.J., Carey S.N., Sigurdsson H., 1991. Sedimentation from gravity currents generated by turbulent plumes. *Sedimentology*, 38, 5, 839-856.
- Steinmann G., 1929. *Geologie von Peru*. Karl Winter ed. Heidelberg, 448p. *In* Lefèvre, 1979.
- Stewart J.W., 1968. Rocas intrusivas del cuadrangulo de La Joya: Servicios Geologia y mineria, Peru *Boletin* 19, 43-95.
- Stimac J., Hickmott D., Abell R., Larocque A.C.L., Broxton D., Gardner J., Chipera S., Wolff J., et Gauerke E., 1996. Redistribution of Pb and other volatile trace metals during eruption, devitrification, and vapor-phase crystallization of the Bandelier Tuff, New Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73, 245-266.

Streck M.J., et Grunder A.L., 1995. Crystallization and welding variations in a widespread ignimbrite sheet; the Rattlesnake Tuff, eastern Oregon, USA. *Bulletin of Volcanology*, 57, 151-169, DOI: 10.1007/s004450050086.

Sun S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean basins. Geological Society Special Publication*, 42, 313-345.

Suzuki-Kamata K., Kamata H. et Bacon C.R., 1993. Evolution of the Caldera-forming eruption at Crater Lake, Oregon, Indicated by component analysis of lithic fragments. *Journal of Geophysical Research*, 98, B8, 14059-14074.

T

Tarling D.H., et Hrouda F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*, Capman and Hall, London, 217 p.

Taylor S.R., McLennan S.M., 1985. *The continental crust; Its composition and evolution*. Oxford, England, Blackwell Scientific Publications, 312 p.

Temel A., Gundogdu M.N., Gourgaud A., Le Penec J.L., 1998. Ignimbrites of Cappadocia (central Anatolia, Turkey): petrology and geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 1-4, 447-471.

Thellier E., et Thellier O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Annales de Géophysique*, 15, 285-376.

Thorpe R.S., Francis P.W., Hammill M., Baker M.C.W., 1982. *The Andes. In Andesites; orogenic andesites and related rocks*. Published by: John Wiley et Sons. Chichester, United Kingdom, 187-205.

Thouret J.C., Finizola A., Fornari M., Legeley-Padovani A., Suni J., Frechen M., 2001. Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1593-1610.

Thouret J.C., Juvigne E., Gourgaud A., Boivin P., Davilla J., 2002. Reconstruction of the AD 1600 Huaynaputina eruption based on the correlation of geologic evidence with early Spanish chronicles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 3-4, 529-570.

Thouret J.C., Wörner G., Singer B., Legeley-Padovani A., 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, 14-19 November 2004.

Thouret J.C., Wörner G., Singer B., Gunnell Y., Defive E., 2005a. Evolution of ultra-deep valleys in the Central Andes (Southern Peru). Poster 6th IAG (International Association of Geomorphologists) Conference on geomorphology, Zaragoza, Spain (7-11 September 2005), Abstract Volume p. 301.

Thouret J.C., Rivera M., Wörner G., Gerbe M.C., Finizola A., Fornari M., and Gonzales K., 2005b. Ubina: the evolution of the historical most active volcano in southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 67, 6, 557-589.

Thouret J.C., Wörner G., Gunnell Y., Singer B., Zhang X., Souriot T., soumis. Geochronologic and stratigraphic constraints on Neogene incision and Miocene uplift of the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*.

Tosdal R.M., Farrar E., Clark A.H., 1981. K-Ar geochronology of the late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, Southernmost Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 10, 157-173.

Tosdal R.M., Clark A.H., Farrar E., 1984. Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1318-1332.

Trumbull R.B., Wittenbrink R., Hahne K., Emmermann R., Büsch W., Gerstenberger H., and Siebel W., 1999. Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26°S) and its geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 12, 135-155.

V

Valentine G.A., 1987. Stratified flow in pyroclastic surges. *Bulletin of Volcanology*, 49, 616-630.

Vargas L., 1970. Geología del cuadrángulo de Arequipa. Servicio de Geología y Minería, Boletín 24, 64 p., with color map 1:100 000, Lima.

Vatin-Pérignon N., Poupeau G., Oliver R.A., Lavenu A., Labrin E., Keller F., Bellot-Gurlet L., 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 Sciences*, 9, 1-2, 91-109, DOI: 10.1016/0895-9811(96)00030-2.

Vicente J.C., 1990. Early Late Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of southern Peru. In: *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Ed. Ericksen G.E., Circum-Pacific Council for energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series. 91-117.

W

Walker G.P.L., Heming R.F., et Wilson C.J.N., 1980. Low-aspect ratio ignimbrites. *Nature*, 283, 286-287.

Walker G.P.L., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 65-88.

Walker J.A., Moulds T.N., Zentilli M., Feigensen M.D., 1991. Spatial and temporal variations in volcanics of the Andean Central Volcanic Zone (26° to 28°S). *Geological Society of America Special Paper*, 265, 139-155.

Wang Y., 1995. Numerical simulation of compaction of ash-flow tuffs: Bishop Tuff, California. PhD thesis, University of Buffalo, NY, 118 p.

Wang X., Roberts J., et Schimdt P., 2001. Flow directions of Carboniferous ignimbrites, southern New England Orogen, Australia, using anisotropy of magnetic susceptibility. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110, 1-25, DOI: 10.1016/S0377-0273(01)00218-9.

Wegner W., et Ruprecht P., 2003. Volcanic Geology and Valley History of Rio Chili Canyon, Arequipa (Southern Peru). *Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen*, 84 p.

Wilson J., García W., 1962. Geología de los cuadrángulos de Pachia y Palca. Comisión de la Carta Geológica Nacional, 4, serie A.

Wilson C.J.N., 1985. The Taupo eruption, New Zealand II. The Taupo Ignimbrite. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Serie A, Mathematical and Physical Sciences, vol. 314, issue 1529, 229-310.

Wilson M., 1989. Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach. Chapter 7: Active continental margins. Ed. Unwin Hyman, London. 191-225.

Wilson C.J.N., Hildreth W., 2003. Assembling an ignimbrite: mechanical and thermal building blocks in the Bishop Tuff, California. *Journal of Geology*, 111, 653-670.

Wörner G., Moorbath S., and Harmon R.S., 1992. Andean Cenozoic volcanics reflect basement isotopic domains. *Geology*, 20, 1103-1106.

Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., and Wilke, H., 2000. Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from Northern Chile (18-22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista Geológica de Chile*, 27, 2, 205-240.

Wörner G., Uhlig D., Kohler I., Seyfried H., 2002. Evolution of the West Andean Escarpment at 18 degrees S (N. Chile) during the last 25 Ma; uplift, erosion and collapse through time. *Tectonophysics*, 345, 1-4, 183-198.

Wörner, G., Mamani, M., Mercier, R., and Kilian, R., 2004. Geochemistry, radiogenic and U-series isotopes in Andean magmas: Crustal assimilation and Adakite-like magmatism in the Central and Southern Andes. General Assembly, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI), Pucón, Chile.

Z

Zandt G., Beck S.L., Ruppert S.R., Ammon C.J., Rock D., Minaya E., Wallace T.C., Silver P.G., 1996. Anomalous crust of the Bolivian Altiplano, Central Andes: Constraints from broadband regional seismic waveforms. *Geophysical Research Letters*, 23, 1159-11.

ANNEXES

Annexe 1. Tableau d'échantillonnage

échantillon	site pal.	coordonnées (UTM, degrés)	altitude (m)	description site	facies	lame mince	µsonde	XRF	ICP-MS	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
TY											
PIG-02-45	PP05	211457	2500	aval La Calera-Aguas Thermales	facies gris à ponces blanches	X	X				
PIG-02-45bis	PP06	209117	2450	route Yura à Huanca, rive droite	ponces extraites, blanches et fibreuseuses	X		X	X		
PIG-02-58		211213	2600	Yura viejo, Aval village, vieille route Uyupampa	unité grise inf. Ponces	X	X	X	X		
PIG-02-59		217860	3150	Rive droite quebrada La Paccha, Route Yura Chivay	Ash flow tuff avec obsidiennes et ponces fibreuses. Ponces			X	X		
PIG-02-60		243622	4020	Pampa canegas Patahuasi	Ash flow tuff intercalé avec sed. Capillure, pilo-quat avec petites ponces fibreuses. Ponces.			X	X		
PIG-02-64		cf PIG-02-58	cf PIG-02-58	Yura Viejo, aval village, rive gauche, vieille route Uyupampa	unité grise sup. Ponces	X	X	X	X		
PIG-04-04		222980	3835	en haut depression rio Yura (nw cerro Baquetiane)	ponces ign. dans vallée			X			
unité rose IAA											
PIG-00-15	no	?	?	Rio Chili	ponces unité rose	X	X				
PIG-00-16	no	?	?	Rio Chili	ponces unité rose	X	X	X	X	X	X
PIG-00-42		16°24'42	2350	Arequipa, route Uchumayo, carrière	ponces fibreuses, unité rose	X	X	X	X		
PIG-02-53		idem	au dessus, terrasse sup.	Rio Chili, rive droite, flanc vallée	ponces unité rose			X	X		
PIG-02-71		205798	1930	old road to Lima, above oasis Anas Huayco	ponces unité rose		-	X	X		
PIG-02-72		205792	1910	idem	idem			X	X		
PIG-02-73		205897	1895	idem	idem	X	X	X	X		
PIG-02-92		228950	2467-2475	rio Chili, right side, nearby Cayma, climbing to tranchadero from Chilina bridge, between old sillar and orange ign.	sequence of fall and ash-flow, fall deposit. Ponces			X	X		
PIG-03-115		209141	2450	Socosani. Usine eau, vallee rio Yura, sequence sur sed Yura jurassiques	niveau riche en ponces, dans sequence stratifiée en dessous rose. Ponces			X	X		
PIG-03-132		226536	2406	monument la cruz Samacola. Arequipa	ponces			X	X		

échantillon	site pal.	coordonnées (UTM, degrés)	altitude (m)	description site	facies	lame mince	µsonde	XRF	ICP-MS	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
unité blanche IAA											
PIG-00-22		16°21'	2400	Aéroport Arequipa, nouvelle carrière	"sillar blanc", avec ponces sableuses + obsidiennes + lithics	X	X	X	X	X	X
PIG-02-43bis	PP02	222664	2480	Caretera quebrada, Anas Huayco, en aval usine, rive gauche	sillar blanc, roche totale + ponces + obsidiennes	X	X	X	X		
PIG-02-48	PP11	205374	1920	Quebrada el Cuico puente "en bois"	faciès blanc à ponces grises aplatties bulk-rock, unité inf. = sillar blanc (pliocène ~ 1,9Ma)	X	X				
PIG-02-78		201624	1750	rio Yura valley, left side, vieja cantera, nearby Oda Cuico	pumice fall deposit (1m)	X	X	X	X	X	
PIG-02-79		201624	8188176	same site, above a surge deposit, above pig-78	pumice flow deposit		-	X	X		
PIG-03-130		251004	4110	re Juliaca, altiplano. Dessous site pp50	Ponces of pumice flow. Below pp50 et sed lacustres			X	X	X	
PIG-04-01		23477	8196645	rio chili canyon, before charc IV	ponces dans ign jaune = AAI			X			
ILJ											
PIG-00-17 A		16°18'11S	2630	Rio Chili, Charcani en aval, mauvaise route	ignimbrite blanche dévitrifiée, unité inf., "old sillar"?	X	X				
PIG-00-17 B		idem	idem	idem	ponces même ignimbrite	X	X	X	X	X	X
PIG-00-19	PP22	248897	3720	Rio Chili valley, right side Aguada Blanca	Sencana type ignimbrite-RT	X	X	Y	Y		
PIG-00-19B	PP22	248897	3720	idem	ponces	X	X	X	X	X	X
PIG-00-20		?	3550	Aguada Blanca, sous le barrage, rive gauche	ponces (altérées) de unité inf. devitrifiée unit.	X	X	X	X	X	
PIG-00-21	PP16	230357	2400	"vieja cantera"? Quartier Chilina	"vieux sillar"	X	X	X	X		
PIG-00-34		?	?	La Joya	ignimbrite distale' blanche, Santidines		-	X	X	X	X
PIG-02-49	PP14	229629	2450	Chilina nord, Rio Chili valley, left side	welded facies "vieux sillar" miocene	X	X				
PIG-02-51	PP17	236095	2475	Yarabamba sud. Quebrada, proche batholite	"La joya ign"? Pliocene moyen, faciès à Qz, biot. Alt., San., Bulk-rock	X	X				
PIG-02-62	PP26	248937	3950	Chemin de fer Sumbay dans Quebradita	welded facies ponces écrasées, bulk-rock	X	X				
PIG-02-65	PP28	231956	2600	Rio Chili valley, right side Amont Charc. II	"old ign" or la Joya ign ultra soudé à fiammes	X	X				

échantillon	site pal.	coordonnées (UTM, degrés)	altitude (m)	description site	facies	lame mince	µsonde	XRF	ICP-MS	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
ILJ (suite)											
PIG-02-66	PP31	206115 8185186	1900	oasis anas Huayco aval Rio Chili, rive droite, gde coupe	ign. Blanche indurée avec ponces jaünâtres non fibreuses. Bulk rock	X	X				
PIG-02-66bis		idem idem	idem	idem	grosses ponces de la semelle PIG-02-66	X	X	X	X	X	
PIG-02-68		196434 8176167	1600	Route La Joya-Vitor, near El Cruce	coulée de ponces blanches et fibreuses et bcp lithiques. Ponces.	X	X	X	X		
PIG-02-75		205901 8184488	1840	same site, aval, SW, thick section sillars ans sediments	la Joya ign. cf. pig-66			X	X		
PIG-02-76		205901 8184488	1840	same site, below pig-75	pumice flow deposit, cf. pig-66bis			X	X	X	
PIG-02-77		206033 8184415	1810	same site, just above sediments qui surplombent rio	pumice flow deposit, cf. pig-67			X	X		
PIG-02-81		184488 8178190	1500	panamericana, 1 km after Vitor tunnel, left side, on Moquegua formation	ignimbrite (pumice), in moquegua conglo.			X	X		
PIG-03-98		235019 8168527	2475	Yarabamba, chemin a droite qui va vers batholite	ign grise a ponces enormes, directement sobre pp46. Ponces			X	X	X	
PIG-03-101		247172 8231572	4150	village Sumbay, voie ferre	ponces ign non induree sobre pp49, dans capillune			X	X		
PIG-03-106	PP27	210653 8203299	2480	idem site pp27, route yura viejo, ancienne carriere	Tuf Yura? Muestra de mano ign a matrice grise et petites ponces blanches et lithics sed (A)+grosses ponces en bas affleurement (B)	X	X	X	X	X	
PIG-03-118		201053 8188169	1510	Rio Yura, cerca confluence Vitor	ign base sequence, sur sed et metam, pour age (felds) a:ponces alterees LIMA b:ponces fraiches fibreuses aphi			X	X	X	
PIG-03-131		247746 8232125	4170	Sumbay	big pumice on ign rio Sumbay at top of unit			X	X	X	
PIG-04-02		225314 8226769	3986	pampa de los Arrieros (Malpaso). Contact lavas cerro baquetane/ tuffs yura	muestra de lava para datacion del Cerro Baquetane			X			

échantillon	site pal.	coordonnées (UTM, degrés)	altitude (m)	description site	facies	lame mince	µsonde	XRF	ICP-MS	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
IRC											
PIG-00-18 A	no	16°17'42	2700	Rio Chili, Charcani IV, Right side	ignimbrite non soudée, avec ponces claires à amph. BULK ROCK	X	X	-	-		
PIG-00-18 B	no	idem	idem	idem	PONCES	X	X	X	X		
PIG-02-54A		236345	2840	Rio Chili, Amont, rive droite, au dessus Charc. IV	bulk-rock, "old ign"	X	X				
PIG-02-54B		idem	idem	idem	gdes ponces avec amph et biot	X	X	-	-		
PIG-02-57	PP21	233955	2670	Rio Chili valley, right side Charc. III	semelle moins indurée +unité sup. plus indurée	X	X				
PIG-04-06		251730	3975	rive droite rio Chili juste en aval de la confluence avec Rio Blanco et Sumbay	ign. avec grosses ponces pluri centimétriques, en dessous 4.8Ma. Semblable à ign. Huayllacucho (PIG-03-129)			X			

Annexe 2. Composition chimique des phases minérales majeures

- Biotites
- Plagioclases
- Amphiboles
- Oxydes

Biotites de unité rose de l'ignimbrite de l'aéroport d'Arequipa																							
PIG0016_b	PIG001_16_biot8	PIG001_42_biot1	PIG002_biot1	PIG002_biot2	PIG002_biot3	PIG002_biot4	PIG002_biot5	PIG002_biot6	PIG002_biot7	PIG002_biot8	PIG002_biot9	PIG002_biot10	PIG002_biot11	PIG002_biot12	PIG002_biot13	PIG002_biot14	PIG002_biot15	PIG002_biot16	PIG002_biot17	PIG002_biot18	PIG002_biot19	PIG002_biot20	
SiO2	36.170	36.760	36.300	36.230	36.730	35.890	37.060	36.980	36.670	37.400	36.000	36.930	36.890	36.400	37.090								
Na2O	0.549	0.497	0.573	0.830	0.675	0.612	0.530	0.518	0.745	0.620	0.822	0.747	0.635	0.720	0.654								
Cl	0.191	0.176	0.162	0.104	0.093	0.176	0.093	0.176	0.000	0.032	0.023	0.000	0.091	0.000	0.000								
K2O	8.760	8.770	8.760	8.230	8.450	8.730	8.870	8.820	8.900	8.820	8.490	8.820	8.650	8.940	7.450								
FeO	15.130	15.620	15.660	14.510	15.050	16.020	15.480	15.470	14.210	14.260	15.120	14.290	15.630	15.900	15.360								
Al2O3	13.450	13.910	13.880	14.200	14.040	14.100	13.420	13.440	13.850	13.430	14.410	13.850	13.230	14.150	13.270								
MgO	14.510	13.810	14.380	14.400	14.610	14.270	14.340	14.370	15.190	15.140	14.360	15.110	14.330	14.380	14.570								
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.196	0.225	0.225	0.255	0.182	0.114	0.153								
CaO	0.040	0.072	0.000	0.019	0.034	0.000	0.000	0.000	0.029	0.000	0.033	0.000	0.019	0.000	0.187								
MnO	0.477	0.464	0.438	0.381	0.322	0.407	0.377	0.358	0.141	0.123	0.080	0.152	0.460	0.391	0.399								
TiO2	4.340	4.350	4.490	4.270	4.080	4.620	4.420	4.330	4.570	4.360	4.140	4.430	4.350	4.280	4.440								
BaO	0.785	1.110	0.779	0.959	0.846	0.999	0.796	0.831	0.867	0.748	0.832	0.761	0.672	0.993	0.660								
Total	94.403	95.010	95.661	95.364	94.141	95.021	96.042	95.345	95.288	95.237	94.555	95.185	95.138	96.268	94.233								
SiO2	38.314	38.070	38.427	38.065	38.483	37.369	38.794	38.869	38.775	39.270	38.081	38.798	38.775	37.811	39.360								
Na2O	0.582	0.523	0.595	0.601	0.903	0.710	0.637	0.556	0.543	0.782	0.870	0.785	0.667	0.748	0.694								
Cl	0.202	0.185	0.174	0.170	0.097	0.109	0.097	0.185	0.000	0.034	0.024	0.000	0.096	0.000	0.000								
K2O	9.279	9.231	9.638	9.186	8.742	9.402	9.156	9.305	9.256	9.345	8.981	9.266	9.092	9.287	7.906								
FeO	16.027	16.440	16.287	16.421	15.413	15.839	16.236	16.229	14.913	14.973	15.994	15.013	16.429	16.316	16.300								
Al2O3	14.247	14.641	13.882	14.555	15.084	14.776	14.681	14.075	14.099	14.535	14.102	14.383	13.906	14.699	14.082								
MgO	15.370	14.535	15.032	15.100	15.519	15.323	14.838	15.040	15.075	15.941	15.897	15.874	15.062	14.937	15.462								
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.206	0.236	0.238	0.268	0.191	0.118	0.162								
CaO	0.042	0.076	0.000	0.020	0.036	0.000	0.000	0.000	0.036	0.000	0.035	0.000	0.020	0.000	0.198								
MnO	0.505	0.488	0.458	0.400	0.369	0.424	0.395	0.376	0.148	0.129	0.085	0.160	0.484	0.406	0.423								
TiO2	4.597	4.578	4.694	4.478	4.334	4.810	4.636	4.542	4.796	4.578	4.379	4.654	4.572	4.446	4.712								
BaO	0.832	1.168	0.814	1.066	1.037	0.890	0.872	0.835	0.910	0.785	0.880	0.799	0.706	1.031	0.700								

Biotites de unité blanche de l'ignimbrite de l'aéroport d'Arequipa																							
PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	PIG0022_b_PIG0022_b	
SiO2	35.830	35.150	34.890	35.370	35.440	34.650	36.230	36.320	36.290	36.790	36.860	36.380	36.900	36.790	36.590								
Na2O	0.701	0.632	0.640	0.640	0.615	0.645	0.682	0.952	0.661	0.578	0.669	0.653	0.731	0.720	0.681								
Cl	0.178	0.136	0.169	0.159	0.176	0.146	0.000	0.034	0.015	0.000	0.000	0.000	0.167	0.108	0.155								
K2O	8.790	8.630	9.000	8.780	8.640	9.120	8.670	8.430	9.150	9.040	9.180	9.050	7.950	8.890	8.820								
FeO	16.030	15.750	16.740	15.850	15.900	15.230	15.070	15.440	15.070	15.200	15.030	14.930	15.780	15.820	15.680								
Al2O3	13.410	14.140	14.340	13.910	13.620	13.900	14.890	14.050	13.450	13.530	13.310	13.400	14.000	13.570	13.280								
MgO	14.190	13.790	13.500	14.100	14.250	14.050	13.820	14.400	14.170	14.240	14.040	14.090	14.130	14.210	14.380								
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.364	0.407	0.386	0.388	0.431	0.064	0.044	0.000	0.000								
CaO	0.000	0.037	0.000	0.011	0.021	0.000	0.108	0.000	0.000	0.033	0.012	0.010	0.029	0.020	0.000								
MnO	0.405	0.440	0.440	0.394	0.426	0.442	0.098	0.050	0.096	0.161	0.156	0.170	0.379	0.396	0.422								
TiO2	4.350	4.420	4.530	4.350	4.440	4.440	4.370	4.380	4.390	4.370	4.270	4.360	4.280	4.340	4.310								
BaO	0.932	0.804	0.963	0.874	0.979	0.843	0.769	1.024	0.844	0.642	0.830	0.763	0.801	0.877	0.971								
Total	94.859	93.943	95.232	94.438	94.450	93.866	95.067	94.291	95.275	95.503	94.940	95.165	94.637	95.450	95.716	96.117	94.973	94.097	94.097	94.097	94.097	94.097	94.097
SiO2	37.772	37.416	36.637	37.453	37.522	36.914	38.424	38.278	38.424	38.121	37.999	38.659	38.949	39.144	38.008								
Na2O	0.739	0.673	0.672	0.678	0.651	0.687	0.607	0.723	0.999	0.692	0.609	0.703	0.690	0.764	0.749								
Cl	0.188	0.145	0.177	0.168	0.186	0.156	0.000	0.057	0.016	0.000	0.000	0.000	0.179	0.113	0.163								
K2O	9.266	9.186	9.451	9.297	9.285	9.205	9.593	9.195	8.848	9.581	9.522	9.646	9.563	9.288	9.176								
FeO	16.899	16.765	17.578	16.783	16.781	17.003	16.315	16.132	15.817	16.167	15.873	15.972	15.882	16.486	16.459								
Al2O3	14.137	15.052	15.058	14.729	14.408	14.920	14.731	15.628	14.712	14.167	14.217	14.064	14.627	14.118	14.113								
MgO	14.959	14.679	14.176	14.930	15.087	14.968	14.674	15.114	14.837	14.999	14.753	14.888	15.120	14.886	14.961								
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.491	0.385	0.382	0.426	0.407	0.408	0.455	0.408	0.000								
CaO	0.000	0.039	0.000	0.012	0.022	0.000	0.115	0.000	0.000	0.000	0.035	0.013	0.031	0.021	0.000								
MnO	0.427	0.468	0.471	0.451	0.471	0.451	0.168	0.104	0.052	0.101	0.170	0.164	0.180	0.439	0.500								
TiO2	4.586	4.705	4.757	4.606	4.563	4.730	4.698	3.904	4.597	4.624	4.592	4.512	4.666	4.472	4.515								
BaO	0.983	0.856	1.011	0.925	1.017	1.043	0.887	1.075	0.884														

Biotites de l'Inimbrite de La Joya																			
	PIG00- 19_biot1	PIG00- 19_biot3	PIG00- 19_biot4	PIG00- 19_biot5	PIG00- 19_biot6	PIG00- 19_biot8	PIG00- 19b_biot1	PIG00- 19b_biot2	PIG00- 19b_biot3	PIG00- 19b_biot4	PIG00- 19b_biot5	PIG00- 19b_biot6	PIG00- 19b_biot7	PIG00- 19b_biot8	PIG00- 19b_biot9	PIG00- 19b_biot10			
SiO2	36.790	36.340	36.220	34.670	36.820	36.360	35.610	36.550	36.680	36.250	36.180	36.750	36.770	36.560	36.320				
Na2O	0.573	0.385	0.543	0.523	0.548	0.517	0.436	0.647	0.596	0.554	0.523	0.544	0.717	0.498	0.632				
Cl	0.191	0.169	0.175	0.184	0.185	0.110	0.166	0.097	0.148	0.130	0.154	0.126	0.179	0.222	0.201				
K2O	9.060	8.930	7.710	8.140	9.120	8.740	8.280	8.710	8.930	8.400	8.740	8.430	8.710	8.900	8.680				
FeO	13.270	13.060	14.140	15.370	15.660	15.690	17.390	15.780	15.760	16.780	16.520	15.830	15.560	16.360	19.070				
Al2O3	14.510	14.530	12.710	12.780	14.620	14.150	12.770	14.570	14.400	13.490	14.020	13.440	14.670	14.140	13.480				
MgO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000				
SrO	0.000	0.067	0.045	0.038	0.008	0.040	0.029	0.012	0.000	0.000	0.019	0.053	0.027	0.012	0.008				
CaO	0.468	0.537	0.665	0.772	0.488	0.464	0.777	0.432	0.386	0.419	0.479	0.368	0.441	0.458	0.486				
MnO	4.440	4.590	3.630	3.850	4.620	4.380	4.360	4.140	4.390	4.530	4.380	4.300	4.530	4.640	4.200				
TiO2	0.739	0.967	0.186	0.108	0.813	0.835	0.812	0.827	0.924	0.762	1.041	0.964	0.918	1.061	0.227				
Total	95.771	95.225	93.532	94.614	96.031	94.589	95.517	95.731	95.816	95.175	95.826	94.684	95.772	96.102	95.925				
SiO2	38.415	38.372	38.725	36.644	38.342	38.324	37.647	38.265	38.316	38.088	37.756	38.813	38.393	38.043	37.863				
Na2O	0.598	0.570	0.412	0.553	0.571	0.545	0.461	0.677	0.623	0.582	0.546	0.575	0.749	0.518	0.659				
Cl	0.199	0.177	0.187	0.194	0.193	0.116	0.175	0.102	0.155	0.137	0.161	0.133	0.187	0.231	0.210				
K2O	9.460	9.273	8.243	8.603	9.497	9.212	8.754	9.328	8.826	9.121	8.903	9.095	9.261	9.049	9.049				
FeO	16.425	16.141	18.689	22.174	16.307	16.537	18.596	16.165	16.463	17.631	17.240	16.719	16.247	17.024	19.880				
Al2O3	13.856	13.715	15.118	13.074	13.673	14.324	14.526	14.741	14.054	14.563	14.370	14.638	13.824	13.787	13.208				
MgO	15.151	15.259	13.889	13.508	15.224	14.914	13.501	15.254	15.084	14.174	14.631	14.195	15.318	14.714	14.001				
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000				
CaO	0.000	0.070	0.048	0.040	0.008	0.042	0.031	0.013	0.000	0.000	0.020	0.056	0.028	0.012	0.008				
MnO	0.489	0.564	0.711	0.816	0.508	0.489	0.821	0.452	0.403	0.440	0.500	0.389	0.460	0.477	0.507				
TiO2	4.636	4.820	3.881	4.069	4.811	4.617	4.609	4.334	4.586	4.730	4.571	4.541	4.730	4.828	4.378				
BaO	0.772	1.015	0.199	0.114	0.847	0.880	0.858	0.866	0.965	0.801	1.086	1.018	0.959	1.104	0.237				

Biotites de l'Inimbrite de La Joya																			
	PIG02-68- biot3	PIG02-68- biot4	PIG02-68- biot5	PIG00-34- biot1	PIG00-34- biot2	PIG00-34- biot2a	PIG00-34- biot5	PIG02-66- biot7	PIG02-66b- biot5	PIG00- 17a_biot1	PIG00- 17a_biot2	PIG00- 17a_biot3	PIG00- 17a_biot4	PIG00- 17a_biot5	PIG00- 17a_biot6	PIG00- 17a_biot7			
SiO2	36.670	37.730	36.650	37.970	37.080	37.130	36.790	38.120	37.310	35.900	37.250	37.210	35.740	39.290	36.780				
Na2O	0.549	0.534	0.555	0.366	0.482	0.561	0.644	0.449	0.447	0.543	0.542	0.506	0.516	0.532	0.513				
Cl	0.188	0.184	0.188	0.184	0.152	0.148	0.200	0.165	0.160	0.228	0.179	0.178	0.203	0.217	0.194				
K2O	8.950	8.880	8.860	9.100	8.940	9.020	8.270	8.280	8.610	8.840	8.470	9.060	9.010	8.670	8.770				
FeO	15.210	14.250	14.880	15.070	15.390	15.130	15.380	14.780	15.170	15.650	14.640	14.500	15.790	13.900	15.230				
Al2O3	13.170	12.500	13.110	12.720	13.470	13.070	12.950	12.450	12.780	13.060	13.060	12.490	13.370	12.650	12.850				
MgO	14.460	15.290	14.600	14.990	14.570	14.610	14.250	14.670	14.700	14.420	14.060	15.010	13.860	14.260	14.760				
SrO	0.040	0.013	0.000	0.000	0.000	0.022	0.000	0.000	0.022	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000				
CaO	0.000	0.104	0.000	0.000	0.000	0.064	0.064	0.046	0.010	0.013	0.049	0.051	0.017	0.072	0.014				
MnO	0.525	0.500	0.492	0.501	0.531	0.518	0.491	0.509	0.520	0.524	0.459	0.446	0.446	0.440	0.499				
TiO2	4.620	4.170	4.510	4.230	4.550	4.410	4.520	4.270	4.440	4.520	4.580	4.220	4.830	4.170	4.440				
BaO	0.928	1.019	0.847	0.195	0.763	0.701	0.703	0.238	0.618	0.908	0.717	1.010	1.018	0.212	0.826				
Total	95.510	94.274	94.693	95.527	95.928	95.520	94.262	93.977	94.787	94.606	94.021	93.781	94.946	94.414	94.927				
SiO2	38.474	40.022	38.704	39.831	38.654	38.953	39.030	40.563	39.362	37.947	39.619	39.678	37.642	41.615	38.746				
Na2O	0.576	0.566	0.586	0.384	0.502	0.589	0.683	0.478	0.472	0.574	0.576	0.540	0.543	0.563	0.540				
Cl	0.197	0.195	0.199	0.193	0.158	0.155	0.212	0.176	0.169	0.241	0.190	0.190	0.214	0.230	0.204				
K2O	9.390	9.419	9.357	9.546	9.319	9.463	8.773	8.811	9.084	9.344	9.009	9.661	9.490	9.183	9.239				
FeO	15.958	15.116	15.714	15.809	16.043	15.873	16.316	15.727	16.004	16.542	15.571	15.462	16.631	14.722	16.044				
Al2O3	13.818	13.259	13.845	13.344	14.042	13.712	13.738	13.248	13.483	13.805	13.891	13.318	14.082	13.398	13.537				
MgO	15.172	16.219	15.418	15.172	15.188	15.327	15.117	15.610	15.508	15.242	14.954	16.005	14.598	15.104	15.549				
SrO	0.042	0.014	0.000	0.000	0.000	0.023	0.000	0.000	0.023	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000				
CaO	0.000	0.110	0.000	0.000	0.000	0.068	0.068	0.049	0.011	0.014	0.052	0.046	0.018	0.076	0.015				
MnO	0.551	0.530	0.520	0.526	0.554	0.543	0.521	0.542	0.549	0.554	0.488	0.476	0.577	0.466	0.526				
TiO2	4.847	4.423	4.763	4.437	4.743	4.627	4.795	4.544	4.684	4.778	4.871	4.500	5.087	4.417	4.677				
BaO	0.974	1.026	0.894	0.205	0.795	0.735	0.746	0.253	0.652	0.960	0.763	0.117	1.072	0.225	0.870				

PIG0019b_m			PIG002-68			PIG002-68			Biotites de l'ignimbrite de La Joya										Ignimbrite du Rio Chili									
α10	biot1	biot2	PIG00-	PIG00-	PIG00-	21 biot5	21 biot6	21 biot7	PIG00-	21 biot a	PIG00-	20 biot1	α11	α12	α13	α14	α15	α16	α17	α18	α19	α20	α21	α22	α23	α24		
36.230	36.670	36.540	SiO2	36.470	36.590	36.720	35.020	37.370	36.300	35.700	35.920	37.010	37.290	36.960	36.360	37.010	37.290	36.960	37.010	37.290	36.960	37.010	37.290	36.960	37.010	37.290	36.960	37.010
0.610	0.541	0.575	Na2O	0.662	0.534	0.578	0.596	0.457	0.348	0.364	0.377	0.349	0.452	0.511	0.348	0.364	0.377	0.349	0.452	0.511	0.348	0.364	0.377	0.349	0.452	0.511	0.348	
0.110	0.088	0.181	Cl	0.197	0.177	0.192	0.210	0.133	0.123	0.116	0.115	0.114	0.134	0.117	0.123	0.116	0.115	0.114	0.134	0.117	0.123	0.116	0.115	0.114	0.134	0.117	0.123	
8.710	8.630	8.830	K2O	9.390	8.960	9.090	8.940	8.720	8.880	8.920	9.040	8.950	8.870	8.940	8.880	8.920	9.040	8.950	8.870	8.940	8.880	8.920	9.040	8.950	8.870	8.940	8.880	
15.900	14.930	15.070	FeO	14.950	15.070	15.820	16.570	15.200	17.490	17.270	17.470	14.840	14.730	14.340	17.490	17.270	17.470	14.840	14.730	14.340	17.490	17.270	17.470	14.840	14.730	14.340	17.490	
13.770	13.550	13.230	Al2O3	12.590	12.990	12.490	13.670	12.860	13.590	13.850	13.950	14.250	14.030	14.470	13.590	13.850	13.950	14.250	14.030	14.470	13.590	13.850	13.950	14.250	14.030	14.470	13.590	
14.000	14.870	14.550	MgO	15.020	14.850	15.170	14.300	14.080	12.830	13.070	12.910	14.670	14.730	15.320	12.830	13.070	12.910	14.670	14.730	15.320	12.830	13.070	12.910	14.670	14.730	15.320	12.830	
0.000	0.000	0.000	SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
0.023	0.000	0.050	CaO	0.020	0.014	0.051	0.021	0.081	0.000	0.045	0.095	0.044	0.029	0.014	0.000	0.045	0.095	0.044	0.029	0.014	0.000	0.045	0.095	0.044	0.029	0.014	0.000	
0.496	0.508	0.485	MnO	0.500	0.552	0.593	0.533	0.653	0.266	0.247	0.242	0.168	0.192	0.175	0.266	0.247	0.242	0.168	0.192	0.175	0.266	0.247	0.242	0.168	0.192	0.175	0.266	
0.972	0.887	0.953	TiO2	4.320	4.780	4.120	4.710	4.090	4.120	4.160	4.110	4.270	4.260	4.320	4.120	4.160	4.110	4.270	4.260	4.320	4.120	4.160	4.110	4.270	4.260	4.320	4.120	
95.558	94.814	95.094	Total	94.287	95.083	95.080	95.870	93.898	93.910	94.639	94.774	93.891	94.324	94.213	93.910	94.639	94.774	93.891	94.324	94.213	93.910	94.639	94.774	93.891	94.324	94.213	93.910	
37.914	38.676	38.425	SiO2	38.680	38.482	38.620	36.529	39.799	38.068	38.134	37.901	38.023	38.484	37.925	38.068	38.134	37.901	38.023	38.484	37.925	38.068	38.134	37.901	38.023	38.484	37.925	38.068	
0.638	0.571	0.605	Na2O	0.702	0.562	0.608	0.622	0.487	0.371	0.385	0.398	0.372	0.479	0.502	0.371	0.385	0.398	0.372	0.479	0.502	0.371	0.385	0.398	0.372	0.479	0.502	0.371	
0.115	0.093	0.190	Cl	0.209	0.186	0.202	0.219	0.142	0.131	0.123	0.121	0.121	0.142	0.122	0.131	0.123	0.121	0.121	0.142	0.122	0.131	0.123	0.121	0.121	0.142	0.122	0.131	
9.115	9.102	9.286	K2O	9.959	9.423	9.560	9.325	9.287	9.456	9.425	9.538	9.532	9.404	9.489	9.456	9.425	9.538	9.532	9.404	9.489	9.456	9.425	9.538	9.532	9.404	9.489	9.456	
16.639	15.747	15.847	FeO	15.856	15.849	16.639	17.284	16.188	18.624	18.248	18.433	15.806	15.635	15.009	18.624	18.248	18.433	15.806	15.635	15.009	18.624	18.248	18.433	15.806	15.635	15.009	18.624	
14.410	14.291	13.913	Al2O3	13.353	13.662	13.136	14.259	13.696	14.471	14.635	14.719	15.177	14.885	14.892	14.471	14.635	14.719	15.177	14.885	14.892	14.471	14.635	14.719	15.177	14.885	14.892	14.471	
14.651	15.683	15.301	MgO	15.930	15.618	15.955	14.916	14.995	13.662	13.810	13.622	15.625	15.489	16.034	13.662	13.810	13.622	15.625	15.489	16.034	13.662	13.810	13.622	15.625	15.489	16.034	13.662	
0.000	0.000	0.000	SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
0.024	0.000	0.053	CaO	0.021	0.015	0.054	0.022	0.086	0.000	0.048	0.100	0.047	0.031	0.015	0.000	0.048	0.100	0.047	0.031	0.015	0.000	0.048	0.100	0.047	0.031	0.015	0.000	
0.519	0.536	0.510	MnO	0.530	0.581	0.624	0.556	0.695	0.283	0.261	0.255	0.179	0.204	0.186	0.283	0.261	0.255	0.179	0.204	0.186	0.283	0.261	0.255	0.179	0.204	0.186	0.283	
4.793	4.366	4.869	TiO2	4.582	5.027	4.333	4.913	4.356	4.387	4.396	4.337	4.548	4.485	4.502	4.387	4.396	4.337	4.548	4.485	4.502	4.387	4.396	4.337	4.548	4.485	4.502	4.387	
1.017	0.936	1.002	BaO	0.177	0.577	0.259	1.346	0.217	0.499	0.510	0.575	0.554	0.381	0.483	0.499	0.510	0.575	0.554	0.381	0.483	0.499	0.510	0.575	0.554	0.381	0.483	0.499	

PIG00-	PIG00-	PIG00-	PIG00-
17b biot3	17b biot4	21 biot4	21 biot4
36.570	37.200	35.510	37.470
0.557	0.510	0.561	0.561
0.182	0.203	0.218	0.218
8.510	8.510	8.970	8.970
15.090	14.410	16.790	16.790
12.830	12.580	12.790	12.790
14.870	14.710	14.200	14.200
0.000	0.000	0.000	0.000
0.054	0.104	0.000	0.000
0.522	0.456	0.527	0.527
4.460	4.370	4.450	4.450
0.802	0.515	0.735	0.735
94.446	93.590	94.768	94.768
38.721	39.748	37.470	37.470
0.590	0.545	0.592	0.592
0.193	0.217	0.230	0.230
9.010	9.093	9.465	9.465
15.977	15.397	17.717	17.717
13.584	13.442	13.496	13.496
15.744	15.717	14.984	14.984
0.000	0.000	0.000	0.000
0.057	0.111	0.000	0.000
0.553	0.487	0.556	0.556
4.722	4.669	4.696	4.696
0.849	0.550	0.776	0.776

amphiboles de l'unité rose de l'ignimbrite de l'aéroport d'Arequipa

	FIG02-71- amph1	FIG02-71- amph3	FIG02-71- amph4	FIG02-71-b.mts	FIG02-71- amph5	FIG02-71- amph1	FIG02-71- amph1	FIG02-71- amph1	FIG02-71- amph2	FIG02-71- amph3	FIG02-71- amph4	FIG02-71- amph6
SiO2	44.380	42.200	43.200	42.440	45.520	46.760	42.520	42.520	42.720	42.460	42.520	42.150
Na2O	2.120	2.240	2.210	2.260	1.860	1.334	2.480	2.480	2.430	2.460	2.480	2.350
Cl	0.053	0.032	0.000	0.000	0.039	0.062	0.011	0.018	0.018	0.000	0.009	0.000
K2O	0.678	0.700	0.602	0.701	0.619	0.476	0.712	0.626	0.674	0.669	0.669	0.679
FeO	13.010	12.770	12.880	12.720	12.880	13.070	11.450	11.360	11.360	11.660	11.720	13.670
Al2O3	9.410	11.560	10.670	11.320	8.240	8.030	10.290	10.300	10.130	10.130	10.270	10.200
MgO	13.950	13.340	13.700	13.370	14.390	14.460	14.220	14.390	14.260	14.260	14.100	13.550
SrO	0.522	0.268	0.398	0.294	0.641	0.000	0.222	0.230	0.226	0.230	0.226	0.294
CaO	11.540	12.060	11.340	11.830	11.660	11.120	11.790	11.800	11.630	11.630	11.730	11.640
MnO	0.069	0.035	0.051	0.053	0.085	0.495	0.045	0.034	0.044	0.044	0.048	0.052
TiO2	2.020	2.510	2.060	2.220	1.730	1.212	3.270	3.120	2.780	3.120	3.100	2.410
BaO	0.000	0.010	0.000	0.000	0.039	0.000	0.055	0.016	0.008	0.008	0.067	0.052
Total	97.753	97.725	97.110	97.207	97.703	97.019	97.064	97.018	96.336	96.940	97.047	97.047
SiO2	45.400	43.182	44.486	43.659	46.590	48.197	43.806	44.033	44.075	43.862	43.862	43.433
Na2O	2.169	2.292	2.276	2.325	1.904	1.375	2.555	2.555	2.554	2.554	2.558	2.422
Cl	0.054	0.033	0.000	0.000	0.040	0.064	0.011	0.019	0.000	0.000	0.009	0.000
K2O	0.694	0.716	0.620	0.721	0.634	0.491	0.734	0.645	0.700	0.700	0.690	0.700
FeO	13.309	13.067	13.263	13.085	13.183	13.472	11.796	11.709	12.103	12.103	12.090	14.086
Al2O3	9.626	11.829	10.988	11.645	8.434	8.277	10.601	10.617	10.515	10.515	10.594	10.510
MgO	14.271	13.651	14.108	13.754	14.728	14.904	14.650	14.832	14.802	14.802	14.545	13.962
SrO	0.534	0.274	0.410	0.302	0.656	0.000	0.229	0.211	0.239	0.233	0.303	0.303
CaO	11.805	12.341	11.677	12.170	11.934	11.462	12.147	12.163	12.072	12.072	12.100	11.994
MnO	0.071	0.036	0.053	0.055	0.087	0.510	0.046	0.035	0.046	0.046	0.050	0.054
TiO2	2.066	2.568	2.121	2.284	1.771	1.249	3.369	3.216	2.886	3.198	3.198	2.483
BaO	0.000	0.010	0.000	0.000	0.040	0.000	0.057	0.016	0.008	0.008	0.069	0.054

amphiboles de l'ignimbrite du Rio Chili

	FIG0018a_amp	FIG0018a_amp	FIG0018a_amp	FIG0018a_amp	FIG0018a_amp	FIG0018a_amp	FIG0018b_amp	FIG0018b_amp	FIG0018b_amp	FIG0018b_amp	FIG0018b_amp	FIG0018b_amp			
	hl	b2	b3	b4	b5	b6	hl	hl0	hl	b1	b2	b3	b4	b6	b7
SiO2	43.280	44.760	44.960	45.000	46.160	43.950	44.160	44.160	46.430	46.430	46.460	45.910	46.290	45.350	46.300
Na2O	1.380	1.273	1.311	1.300	1.237	1.171	1.128	1.171	1.128	1.128	1.128	1.310	1.310	1.300	1.314
Cl	0.076	0.068	0.079	0.062	0.060	0.058	0.079	0.079	0.078	0.078	0.074	0.065	0.065	0.076	0.058
K2O	0.545	0.679	0.582	0.638	0.535	0.635	0.701	0.701	0.729	0.729	0.692	0.554	0.497	0.743	0.524
FeO	14.350	13.670	13.490	14.130	13.240	12.880	14.600	14.600	14.640	14.640	13.610	13.320	13.760	14.910	13.370
Al2O3	8.230	8.210	8.170	8.420	7.530	8.150	8.190	8.190	7.510	7.510	7.800	8.290	8.040	8.570	7.840
MgO	13.440	13.730	13.520	13.380	14.320	14.100	12.890	12.890	13.030	13.030	13.770	13.860	14.050	12.860	14.230
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.031	0.013	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	11.060	11.590	11.230	11.400	11.350	11.400	11.700	11.700	11.670	11.670	11.330	11.280	11.380	11.530	11.380
MnO	0.497	0.416	0.453	0.444	0.475	0.343	0.501	0.501	0.423	0.423	0.505	0.434	0.471	0.491	0.427
TiO2	1.348	1.262	1.202	1.317	1.205	1.277	1.248	1.248	1.144	1.144	1.193	1.325	1.271	1.271	1.193
BaO	0.017	0.000	0.048	0.000	0.052	0.012	0.042	0.042	0.007	0.007	0.000	0.026	0.050	0.000	0.016
Total	94.224	95.658	95.060	96.143	96.165	94.133	95.295	95.295	96.813	96.813	96.729	96.374	97.255	97.100	96.653
SiO2	45.933	46.792	47.296	46.805	48.001	46.689	46.340	46.340	47.958	47.958	48.031	47.637	47.597	46.704	47.903
Na2O	1.465	1.331	1.379	1.352	1.286	1.378	1.329	1.329	1.165	1.165	1.312	1.359	1.359	1.339	1.360
Cl	0.081	0.071	0.083	0.064	0.062	0.083	0.083	0.083	0.081	0.081	0.077	0.067	0.067	0.078	0.060
K2O	0.578	0.710	0.612	0.664	0.556	0.675	0.736	0.736	0.753	0.753	0.715	0.575	0.511	0.765	0.542
FeO	15.230	14.290	14.191	14.697	13.768	13.683	15.321	15.321	15.122	15.122	14.070	13.821	14.148	15.355	13.833
Al2O3	8.735	8.583	8.595	8.758	7.830	8.594	7.757	7.757	8.602	8.602	8.064	8.602	8.267	8.826	8.111
MgO	14.264	14.353	14.223	13.917	14.891	14.979	13.526	13.526	13.459	13.459	14.236	14.381	14.447	13.244	14.723
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.033	0.014	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	11.738	12.116	11.814	11.857	11.803	12.111	12.278	12.278	12.054	12.054	11.713	11.704	11.774	11.874	11.774
MnO	0.527	0.435	0.477	0.462	0.494	0.364	0.526	0.526	0.437	0.437	0.522	0.450	0.484	0.506	0.442
TiO2	1.431	1.319	1.264	1.370	1.253	1.357	1.310	1.310	1.182	1.182	1.233	1.375	1.360	1.309	1.234
BaO	0.018	0.000	0.050	0.000	0.054	0.013	0.044	0.044	0.007	0.007	0.000	0.027	0.051	0.000	0.017

amphiboles de l'ignimbrite La Joya

	PG00-19 Amph	PG00-19 Amph1	PG0019 Amph2	PG0019 Amph3	PG02-68 Amph1	PG02-68 Amph2	PG02-68 Amph3	PG02-68 Amph4	PG02-68 Amph5	PG02-81 Amph1	PG02-81 Amph2	PG02-81 Amph3	PG02-81 Amph4	PG02-81 Amph5	PG02-81 Amph6	PG02-66 Amph5
SiO2	49.310	50.040	49.080	49.050	50.180	49.820	48.850	49.270	49.540	49.420	49.730	49.730	49.730	49.760	49.870	48.480
Nb2O	1.380	1.450	1.327	1.380	1.360	1.390	1.600	1.470	1.570	1.430	1.450	1.430	1.450	1.400	1.430	1.570
Cl	0.080	0.086	0.094	0.101	0.080	0.090	0.102	0.079	0.096	0.076	0.087	0.076	0.087	0.073	0.066	0.083
K2O	0.490	0.419	0.544	0.524	0.499	0.428	0.578	0.555	0.527	0.509	0.435	0.509	0.435	0.445	0.433	0.503
FeO	11.720	11.230	11.660	11.780	11.060	11.400	12.190	11.790	11.410	11.640	11.500	11.640	11.500	11.440	11.220	11.830
Al2O3	4.740	4.460	4.950	4.790	4.990	4.670	5.510	4.880	4.880	4.960	4.720	4.880	4.720	4.690	4.350	5.220
MgO	15.990	16.320	15.990	15.840	15.910	15.710	14.930	15.550	15.770	15.960	15.830	15.960	15.830	15.800	16.180	15.410
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.023	0.000	0.038	0.063	0.021	0.063	0.021	0.000	0.023	0.000
CaO	11.370	11.370	11.370	11.420	11.150	11.140	11.220	11.400	11.240	11.250	11.050	11.250	11.050	11.230	10.910	11.000
MnO	0.999	1.064	1.054	0.995	0.829	0.829	0.829	0.840	0.878	1.016	1.035	1.016	1.035	1.046	1.038	1.028
TiO2	1.025	0.980	1.115	1.040	1.028	1.006	1.216	1.129	1.098	1.033	1.018	1.033	1.018	0.973	1.019	1.154
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.036	0.027	0.025	0.082	0.022	0.033	0.073	0.033	0.073	0.023	0.000	0.000
Total	97.104	97.227	97.347	97.120	97.063	96.746	97.074	97.356	97.088	97.405	96.960	97.405	96.960	96.890	96.858	96.291
SiO2	50.781	51.467	50.418	50.505	51.698	51.496	50.322	50.608	51.026	50.737	51.289	50.737	51.289	51.357	51.648	50.347
Nb2O	1.421	1.365	1.490	1.421	1.401	1.437	1.648	1.510	1.617	1.468	1.495	1.468	1.495	1.445	1.481	1.630
Cl	0.082	0.088	0.097	0.104	0.082	0.093	0.105	0.081	0.099	0.078	0.090	0.078	0.090	0.075	0.068	0.086
K2O	0.505	0.431	0.559	0.540	0.514	0.442	0.595	0.570	0.543	0.523	0.449	0.523	0.449	0.459	0.448	0.522
FeO	12.070	11.550	11.978	12.129	11.395	11.783	12.557	12.110	11.752	11.950	11.861	11.950	11.861	11.807	11.620	12.286
Al2O3	4.881	4.587	5.085	5.138	4.935	4.827	5.676	5.321	5.026	5.092	4.868	5.092	4.868	4.841	4.505	5.421
MgO	16.467	16.785	16.426	16.310	16.391	16.238	15.380	15.972	16.243	16.385	16.307	16.243	16.307	16.326	16.757	16.004
SrO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.024	0.024	0.000	0.039	0.065	0.022	0.065	0.022	0.000	0.024	0.000
CaO	11.709	11.622	11.680	11.759	11.487	11.515	11.558	11.710	11.577	11.550	11.396	11.550	11.396	11.590	11.299	11.424
MnO	1.029	1.094	1.083	1.025	0.999	1.101	0.854	0.863	0.904	1.043	1.067	1.043	1.067	1.080	1.096	1.068
TiO2	1.056	1.008	1.145	1.071	1.145	1.059	1.253	1.160	1.131	1.061	1.050	1.061	1.050	1.004	1.055	1.198
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.037	0.028	0.026	0.084	0.023	0.034	0.075	0.034	0.075	0.024	0.000	0.000
SiO2	49.670	48.890	48.800	47.540	47.960	48.340	48.860	48.340	48.340	47.960	48.340	48.860	48.340	48.340	48.860	48.860
Nb2O	1.390	1.420	1.460	1.400	1.410	1.270	1.310	1.410	1.270	1.410	1.310	1.410	1.310	1.410	1.310	1.310
Cl	0.071	0.089	0.095	0.086	0.098	0.067	0.069	0.067	0.067	0.069	0.067	0.069	0.067	0.069	0.067	0.069
K2O	0.431	0.590	0.516	0.509	0.535	0.384	0.452	0.535	0.384	0.535	0.384	0.535	0.384	0.452	0.535	
FeO	11.140	11.700	11.570	11.800	11.680	11.280	11.430	11.680	11.280	11.680	11.430	11.680	11.280	11.430	11.680	
Al2O3	4.550	5.170	4.960	5.130	4.880	4.450	4.550	4.880	4.450	4.880	4.550	4.880	4.450	4.550	4.880	
MgO	15.900	15.380	15.620	15.560	15.720	15.860	15.890	15.860	15.890	15.720	15.860	15.890	15.720	15.860	15.890	
SrO	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.042	0.041	0.000	0.042	0.000	0.041	0.000	0.042	0.000	0.041	
CaO	11.200	11.560	11.000	11.250	11.440	11.480	11.280	11.440	11.480	11.250	11.440	11.480	11.250	11.440	11.480	
MnO	1.010	0.860	0.950	1.032	0.909	1.107	1.013	0.909	1.107	1.013	1.013	0.909	1.107	1.013	1.013	
TiO2	1.043	1.143	1.104	1.103	1.088	0.983	0.948	1.088	0.983	1.088	0.983	1.088	0.983	1.088	0.983	
BaO	0.022	0.000	0.049	0.018	0.000	0.052	0.000	0.000	0.052	0.000	0.052	0.000	0.052	0.000	0.000	
Total	96.468	96.836	96.341	95.258	95.720	95.335	95.843	95.720	95.335	95.720	95.335	95.843	95.720	95.335	95.843	95.843
SiO2	51.489	50.487	50.653	49.907	50.104	50.705	50.979	50.104	50.705	50.979	50.104	50.705	50.979	50.104	50.705	50.979
Nb2O	1.441	1.466	1.515	1.470	1.473	1.332	1.367	1.473	1.332	1.473	1.332	1.473	1.332	1.473	1.332	
Cl	0.074	0.092	0.099	0.090	0.102	0.070	0.072	0.102	0.070	0.102	0.070	0.102	0.070	0.072	0.072	
K2O	0.447	0.609	0.536	0.534	0.559	0.403	0.472	0.559	0.403	0.559	0.403	0.559	0.403	0.472	0.559	
FeO	11.548	12.082	12.009	12.387	12.082	11.832	11.926	12.082	11.832	12.082	11.832	12.082	11.832	11.926	12.082	
Al2O3	4.717	5.339	5.325	5.207	5.098	4.668	4.747	5.098	4.668	5.098	4.668	5.098	4.668	4.747	5.098	
MgO	16.482	15.883	16.213	16.335	16.423	16.636	16.579	16.423	16.636	16.335	16.423	16.636	16.335	16.579	16.636	
SrO	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.044	0.043	0.000	0.044	0.000	0.044	0.000	0.044	0.000	0.044	
CaO	11.610	11.938	11.418	11.810	11.952	12.042	11.769	11.952	12.042	11.810	11.952	12.042	11.810	11.952	12.042	
MnO	1.047	0.888	0.986	1.083	0.950	1.161	1.057	0.950	1.161	1.083	1.057	1.161	1.083	1.057	1.161	
TiO2	1.081	1.180	1.146	1.158	1.137	1.146	1.137	1.137	1.146	1.158	1.137	1.146	1.158	1.137	1.146	
BaO	0.023	0.000	0.051	0.019	0.000	0.055	0.000	0.000	0.055	0.000	0.055	0.000	0.055	0.000	0.000	

oxydes de l'unité rose de l'ignimbrite de l'aéroport d'Arequipa														
	FIG 00-15_oxyd2	FIG 00-15_oxyd3	FIG 00-15_oxyd1	FIG 00-15_oxyd1_a	FIG 00-16_oxyd1	FIG 00-16oxydl.3	FIG 00-16oxydl.4	FIG 00-16oxydl.5	FIG 00-42_oxyd1	FIG 00-42_oxyd2	FIG 00-42_oxyd3	FIG 00-42_oxyd4	FIG 00-42_oxyd6	FIG 00-42_oxyd5
SiO2	0.078	0.211	0.000	0.023	0.000	0.026	0.098	0.056	0.555	0.169	0.288	0.640	0.421	0.000
TiO2	4.730	4.890	40.210	39.780	4.770	4.740	4.880	4.930	0.000	6.890	0.057	0.132	0.000	36.910
Al2O3	0.851	1.365	0.072	0.134	1.171	1.196	1.418	1.181	0.010	1.572	0.054	0.206	0.013	0.169
Fe2O3	58.918	54.991	23.960	25.368	58.810	58.725	56.108	56.662	66.019	50.564	66.460	64.826	66.183	27.566
FeO	31.954	33.298	30.590	30.393	32.552	32.438	33.213	32.684	30.865	35.971	30.148	29.199	30.587	25.976
MnO	1.780	0.900	2.250	2.360	1.510	1.660	1.110	1.208	0.091	0.118	0.295	0.817	0.129	2.860
MgO	1.114	0.333	1.850	1.660	0.934	0.972	0.497	0.742	0.000	0.255	0.104	0.351	0.042	2.350
CaO	0.047	0.012	0.000	0.000	0.045	0.000	0.025	0.046	0.009	0.086	0.000	0.012	0.000	0.026
Na2O	0.000	0.032	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000
K2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000	0.000	0.010	0.018	0.000	0.000	0.108	0.000	0.034
Total	99.473	96.032	98.932	99.732	99.808	99.757	97.349	97.520	97.567	95.626	97.423	96.290	97.375	95.891
SiO2	0.078	0.220	0.000	0.023	0.000	0.026	0.101	0.057	0.569	0.177	0.296	0.665	0.432	0.000
TiO2	4.755	5.092	40.644	39.887	4.779	4.752	5.013	5.055	0.000	7.205	0.059	0.137	0.000	38.492
Al2O3	0.856	1.421	0.073	0.134	1.173	1.199	1.457	1.211	0.010	1.644	0.055	0.214	0.013	0.176
Fe2O3	59.231	57.263	24.219	25.436	58.923	58.868	57.636	58.103	67.666	52.877	68.218	67.323	67.967	28.747
FeO	32.124	34.674	30.920	30.475	32.615	32.517	34.118	33.516	31.634	37.617	30.945	30.323	31.411	27.089
MnO	1.789	0.937	2.274	2.366	1.513	1.664	1.140	1.239	0.093	0.123	0.303	0.848	0.132	2.983
MgO	1.120	0.347	1.870	1.664	0.936	0.974	0.511	0.761	0.000	0.267	0.107	0.365	0.043	2.451
CaO	0.047	0.012	0.000	0.000	0.045	0.000	0.026	0.047	0.009	0.090	0.000	0.012	0.000	0.027
Na2O	0.000	0.033	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000
K2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000	0.000	0.010	0.018	0.000	0.000	0.112	0.000	0.035

oxydes de l'unité blanche de l'IAA					
	FIG 00-22_oxyd1	FIG 00-22_oxyd6	FIG 00-22_oxyd8	FIG 00-22_oxyd2	FIG 00-22_oxyd3
SiO2	0.000	0.000	0.080	0.083	0.126
TiO2	27.650	35.350	29.760	5.150	3.080
Al2O3	0.400	0.338	0.419	1.245	0.641
Fe2O3	46.026	32.076	41.905	55.739	60.546
FeO	16.905	23.327	18.933	31.615	28.650
MnO	3.560	3.450	3.680	1.530	2.630
MgO	2.360	2.720	2.320	1.264	1.098
CaO	0.014	0.055	0.024	0.000	0.000
Na2O	0.029	0.000	0.000	0.000	0.000
K2O	0.000	0.018	0.012	0.000	0.069
Total	96.944	97.334	97.133	96.626	96.840
SiO2	0.000	0.000	0.082	0.086	0.130
TiO2	28.522	36.318	30.638	5.330	3.181
Al2O3	0.413	0.347	0.431	1.288	0.662
Fe2O3	47.477	32.955	43.142	57.685	62.522
FeO	17.438	23.966	19.492	32.719	29.585
MnO	3.672	3.544	3.789	1.583	2.716
MgO	2.434	2.794	2.388	1.308	1.134
CaO	0.014	0.057	0.025	0.000	0.000
Na2O	0.030	0.000	0.000	0.000	0.000
K2O	0.000	0.018	0.012	0.000	0.071

oxydes de l'ignimbrite de La Joya

	FIG00- 19oxyd4	FIG 00- 20_oxyd1	FIG00- 20oxyd1a	FIG00- 20oxyd1c	FIG00- 20oxyd1c
SiO2	0.064	0.047	0.000	0.038	0.084
TiO2	10.140	4.320	3.490	2.560	3.040
Al2O3	0.399	0.938	1.061	1.107	1.113
Fe2O3	46.169	59.169	60.982	62.496	61.036
FeO	35.636	32.579	32.137	31.805	31.829
MnO	3.410	1.580	1.271	0.993	1.175
MgO	0.164	0.553	0.513	0.418	0.466
CaO	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000
Na2O	0.000	0.000	0.019	0.000	0.000
K2O	0.017	0.000	0.000	0.010	0.017
Total	95.999	99.186	99.483	99.427	98.760
SiO2	0.067	0.047	0.000	0.038	0.085
TiO2	10.563	4.355	3.508	2.575	3.078
Al2O3	0.416	0.946	1.067	1.113	1.127
Fe2O3	48.093	59.654	61.299	62.856	61.802
FeO	37.121	32.847	32.304	31.988	32.229
MnO	3.552	1.593	1.278	0.999	1.190
MgO	0.171	0.558	0.516	0.420	0.472
CaO	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000
Na2O	0.000	0.000	0.019	0.000	0.000
K2O	0.018	0.000	0.000	0.010	0.017

oxydes de l'ignimbrite du Rio Chili

	FIG 00- 18a_oxyd1	FIG00- 18a_oxyd2	FIG00- 18a_oxyd3	FIG00- 18a_oxyd4	FIG00- 18a_oxyd5	FIG00- 18a_oxyd6	FIG00- 18a_oxyd8	FIG 00- 18b_oxyd1	FIG00- 18b_oxyd2	FIG00- 18b_oxyd3	FIG00- 18b_oxyd5	FIG00- 18b_oxyd6	FIG00- 18b_oxyd7	FIG00- 18b_oxyd4
SiO2	0.279	0.056	0.056	0.073	0.023	0.054	0.036	0.071	0.063	0.049	0.051	0.066	0.112	0.010
TiO2	6.900	6.750	2.420	5.490	2.810	2.770	4.870	5.230	3.310	5.050	5.670	5.320	5.550	30.670
Al2O3	2.090	2.440	1.607	0.557	1.432	1.970	2.390	2.640	2.740	2.660	2.490	2.210	2.440	0.394
Fe2O3	51.841	53.201	62.279	56.365	61.294	61.211	56.734	55.545	59.673	56.469	54.634	56.441	55.291	41.790
FeO	34.622	34.368	32.500	29.872	32.476	31.951	33.270	33.530	32.435	33.408	34.220	33.864	33.808	24.877
MnO	0.729	0.753	0.188	0.872	0.306	0.417	0.639	0.528	0.409	0.524	0.382	0.550	0.558	0.280
MgO	1.215	1.530	0.468	2.800	0.493	0.922	1.200	1.326	1.130	1.418	1.046	1.250	1.351	1.309
CaO	0.129	0.057	0.063	0.023	0.024	0.018	0.000	0.000	0.015	0.012	0.000	0.023	0.012	0.045
Na2O	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.032	0.000	0.000	0.010
K2O	0.024	0.000	0.009	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000
Total	97.846	99.156	99.590	96.059	98.859	99.313	99.139	98.870	99.775	99.590	98.524	99.723	99.135	99.385
SiO2	0.285	0.056	0.056	0.076	0.023	0.054	0.036	0.072	0.063	0.049	0.052	0.066	0.113	0.010
TiO2	7.052	6.807	2.430	5.715	2.842	2.789	4.912	5.290	3.317	5.071	5.755	5.335	5.598	30.860
Al2O3	2.136	2.461	1.614	0.580	1.449	1.984	2.411	2.670	2.746	2.671	2.527	2.216	2.461	0.396
Fe2O3	52.983	53.654	62.536	58.678	62.002	61.635	57.227	56.180	59.807	56.701	55.452	56.597	55.773	42.048
FeO	35.385	34.661	32.634	31.097	32.851	32.172	33.559	33.913	32.508	33.546	34.732	33.958	34.103	25.031
MnO	0.745	0.759	0.189	0.908	0.310	0.420	0.645	0.534	0.410	0.526	0.388	0.562	0.563	0.282
MgO	1.242	1.543	0.470	2.915	0.499	0.928	1.210	1.341	1.133	1.424	1.062	1.253	1.363	1.317
CaO	0.132	0.057	0.063	0.024	0.024	0.018	0.000	0.000	0.015	0.012	0.000	0.023	0.012	0.045
Na2O	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.032	0.000	0.000	0.010
K2O	0.025	0.000	0.009	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000

**Annexe 3. Compositions chimiques et isotopiques sur roches
totales**

		tufs de Yura						
		PIG-02-45 bis	PIG-02-58	PIG-02-64	PIG-02-59	PIG-02-60	PIG-04-04	
SiO ₂	72.30	72.30	73.40	72.40	71.40	68.00	70.50	
TiO ₂	0.22	0.15	0.15	0.19	0.22	0.20	0.26	
Al ₂ O ₃	14.50	12.70	13.00	13.10	13.30	12.60	14.60	
Fe ₂ O ₃	1.70	1.01	0.87	1.28	1.42	1.44	1.54	
MnO	0.04	0.08	0.06	0.08	0.08	0.08	0.08	
MgO	0.27	0.16	0.15	0.22	0.29	0.40	0.36	
CaO	1.05	0.71	0.79	0.93	1.03	1.17	1.30	
Na ₂ O	4.59	3.74	3.08	3.69	3.89	2.86	3.81	
K ₂ O	4.57	4.41	5.18	4.47	4.23	4.79	4.77	
P ₂ O ₅	0.05	0.03	0.02	0.04	0.04	0.05	0.06	
Total	99.19	96.50	96.50	96.39	95.90	91.60	97.27	
Rb	199	116	104	115	113	119	114	
Sr	208	120	117	169	196	205	249	
Y	18	13	15	15	16	16	17	
Zr	81.10	80.89	92.71	95.23	122.76	69.39		
Nb	10	10	13	11	12	12	13	
Cs	7.93	1.87	5.73	1.89	1.70	1.98		
Ba	102.5	1122	884	117.5	1087	1003	1303	
Hf	3.76	2.89	3.23	3.15	3.82	2.40		
Pb	18.07	25.42	10.70	17.67	23.12	25.29		
Th	12.57	5.73	9.88	4.98	3.01	3.21		
U	2.94	0.93	2.13	0.69	0.52	0.60		
Ta	0.41	0.52	0.68	0.59	0.51	0.44		
Li	29.13							
Sc	4	2	3	6	3	3	4	
V	11	8	14	12	11	16	17	
Co	3	0	2	4	2	1	1	
Cr	8	3	9	6	10	6	2	
Ni	2	1	4	2	2	3	4	
Cu	3	0	0	0	0	0	6	
Zn	42	55	13	43	50	44	52	
Ga	18	16	14	15	16	15	16	
Mo	2.57							
Cd	0.10							
La	15.72	14.75	10.15	15.57	9.06	11.82		
Ce	31.37	35.58	29.48	44.58	38.42	31.41		
Pr	3.21	3.22	2.04	3.14	2.05	2.34		
Nd	10.25	10.48	6.39	10.20	6.79	7.53		
Sm	1.57	1.97	1.25	1.90	1.46	1.48		
Eu	0.30	0.71	0.55	0.76	0.69	0.64		
Gd	1.31	1.78	1.18	1.78	1.38	1.42		
Tb	0.18	0.27	0.19	0.27	0.23	0.22		
Dy	1.14	1.24	0.85	1.18	1.08	1.05		
Ho	0.24	0.27	0.21	0.27	0.25	0.25		
Er	0.76	0.77	0.58	0.79	0.71	0.69		
Tm	0.12	0.16	0.13	0.16	0.14	0.15		
Yb	0.89	0.90	0.72	0.87	0.82	0.83		
Lu	0.14	0.17	0.15	0.17	0.16	0.15		
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr								
error								
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd								
error								

ign. du Rio Chili

		PIG-00-18B	PIG-04-06
SiO ₂	72.20	72.90	72.90
TiO ₂	0.22	0.14	0.14
Al ₂ O ₃	14.50	13.00	13.00
Fe ₂ O ₃	1.70	0.84	0.84
MnO	0.04	0.09	0.09
MgO	0.27	0.10	0.10
CaO	1.05	0.48	0.48
Na ₂ O	4.59	2.20	2.20
K ₂ O	4.57	6.96	6.96
P ₂ O ₅	0.05	0.02	0.02
Total	99.19	96.74	96.74
Rb	199	219	219
Sr	208	31	31
Y	18	21	21
Zr	81.10	15	15
Nb	10		
Cs	7.93		
Ba	102.5	419	419
Hf	3.76		
Pb	18.07		
Th	12.57		
U	2.94		
Ta	0.41		
Li	29.13		
Sc	4	4	4
V	11	3	3
Co	3	2	2
Cr	8	1	1
Ni	2	4	4
Cu	3	1	1
Zn	42	21	21
Ga	18	15	15
Mo	2.57		
Cd	0.10		
La	15.72		
Ce	31.37		
Pr	3.21		
Nd	10.25		
Sm	1.57		
Eu	0.30		
Gd	1.31		
Tb	0.18		
Dy	1.14		
Ho	0.24		
Er	0.76		
Tm	0.12		
Yb	0.89		
Lu	0.14		
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr			
error			
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd			
error			

unité rose de l'ignimbrite de l'aéroport d'Arequipa

	PIG-00-16	PIG-00-42	PIG-02-53	PIG-02-71	PIG-02-72	PIG-02-73	PIG-02-92	PIG-03-132	PIG-03-115
SiO ₂	72.10	70.50	71.40	72.60	73.00	72.50	69.70	70.20	71.70
TiO ₂	0.18	0.21	0.19	0.19	0.18	0.18	0.13	0.18	0.22
Al ₂ O ₃	13.20	13.30	13.30	13.40	13.30	13.10	13.30	12.90	13.10
Fe ₂ O ₃	1.14	1.63	1.27	1.17	1.15	1.16	1.04	1.21	1.38
MnO	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08
MgO	0.26	0.44	0.31	0.23	0.20	0.24	0.25	0.27	0.42
CaO	1.03	1.40	0.96	0.97	0.98	0.95	1.11	0.93	1.27
Na ₂ O	3.93	4.24	3.79	4.23	4.18	4.10	3.18	3.73	3.32
K ₂ O	4.10	4.01	4.27	4.18	4.19	4.23	4.67	4.68	4.50
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.06
Total	94.05	95.87	95.62	97.08	97.30	96.57	93.51	94.22	96.04
Rb	104	109	115	113	117	113	125	110	136
Sr	206	209	177	171	159	160	229	169	208
Y	14	14	16	14	13	15	13	14	12
Zr	76.22	76.33	84.43	69.01	69.56	67.10	71.69	98.60	82.90
Nb	13	11	10	13	12	14	14	13	12
Cs	1.49	1.50	1.90	1.42	1.71	1.49	3.05	1.71	1.87
Ba	1239	1121	1144	1164	1127	1148	1135	1117	1231
Hf	3.21	3.20	2.93	2.58	3.10	2.53	2.73	3.65	3.08
Pb	19.87	26.74	24.31	16.12	22.69	20.22	26.62	19.10	19.20
Th	4.03	5.16	3.73	6.67	2.20	6.84	5.85	6.33	6.46
U	0.67	0.75	0.57	0.84	0.15	0.90	1.10	0.81	0.80
Ta	0.46	0.73	0.48	0.95	0.90	1.00	0.69	0.54	0.63
Li	16.24	17.96		15.79	21.91	20.97	10.57	18.30	13.60
Sc	2	2	3	3	8	4	6	7	5
V	11	15	16	10	13	10	12	10	45
Co	1	3	6	3	0	2	0	2	3
Cr	5	12	10	8	10	8	5	2	10
Ni	0	5	5	5	3	6	2	0	2
Cu	2	0	14	5	2	3	0	2	21
Zn	51	49	47	159	41	36	44	49	60
Ga	18	19	16	19	16	15	15	15	14
Mo	2.30	3.11	16	1.86	2.64	1.78	1.79	2.23	2.20
Cd	0.20	0.17		0.88	0.14	0.09	0.08	0.10	0.10
La	14.86	15.33	14.72	28.09	9.81	26.73	11.06	23.50	21.70
Ce	29.95	31.22	41.55	56.75	14.76	54.95	35.47	57.30	53.70
Pr	3.14	3.48	2.93	5.43	1.77	5.28	2.72	5.06	4.56
Nd	10.38	11.82	9.47	18.03	5.65	17.52	9.57	17.00	15.20
Sm	1.61	1.87	1.74	2.58	0.74	2.59	1.72	2.73	2.48
Eu	0.26	0.33	0.72	0.57	0.10	0.57	0.39	0.57	0.53
Gd	1.28	1.46	1.65	1.90	0.55	1.98	1.26	2.49	2.30
Tb	0.18	0.20	0.24	0.27	0.07	0.29	0.23	0.31	0.29
Dy	1.12	1.19	1.11	1.55	0.46	1.63	1.38	1.72	1.65
Ho	0.23	0.23	0.25	0.29	0.10	0.29	0.26	0.34	0.33
Er	0.70	0.71	0.71	0.88	0.32	0.93	0.83	1.05	1.00
Tm	0.11	0.11	0.14	0.13	0.05	0.13	0.13	0.16	0.16
Yb	0.78	0.77	0.79	0.83	0.41	0.87	0.85	1.08	1.03
Lu	0.12	0.12	0.15	0.14	0.07	0.14	0.13	0.17	0.16
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.709402								
error	0.000009								
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512057								
error	0.000005								

unité blanche de l'ignimbrite de l'aéroport d'Arequipa

	FIG-00-22	FIG-02-43 bis	FIG-02-79	FIG-02-78	FIG-02-78	FIG-04-01	FIG-03-130
SiO ₂	73.20	72.70	72.10	71.80	72.50	72.40	70.60
TiO ₂	0.22	0.18	0.18	0.15	0.14	0.14	0.21
Al ₂ O ₃	13.80	13.30	13.30	12.60	12.50	12.70	12.90
Fe ₂ O ₃	1.52	1.02	1.16	0.97	1.01	1.10	1.60
MnO	0.08	0.06	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07
MgO	0.32	0.22	0.29	0.19	0.18	0.20	0.60
CaO	1.20	0.67	1.03	1.02	0.94	0.70	1.29
Na ₂ O	4.44	3.95	3.84	3.86	3.88	2.92	2.39
K ₂ O	3.99	5.11	4.30	4.19	4.24	5.27	4.93
P ₂ O ₅	0.06	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.06
Total	98.82	97.25	96.32	94.88	95.50	95.53	94.65
Rb	109	253	112	115	120	129	128
Sr	208	144	178	131	126	118	217
Y	14	15	14	12	10	16	13
Zr	67.30	86.51	69.51	62.91	85.60		80.10
Nb	12	10	12	14	14	11	12
Cs	1.46	4.58	1.72	2.01	2.15		1.78
Ba	1168	1007	1178	1069	1095		980
Hf	2.56	3.04	3.07	2.46	3.31	1074	2.78
Pb	29.98	22.64	23.46	22.15	20.60		19.00
Th	4.63	6.44	5.04	4.21	6.95		7.27
U	0.58	0.93	0.79	0.47	0.99		0.83
Ta	0.78	0.83	0.67	0.89	0.58		0.63
Li	13.07	0.55	19.96	9.42	13.40		18.70
Sc	4	2	5	4	2	5	/
V	13	15	14	10	11	10	17
Co	1	0	2	1	0	1	2
Cr	/	2	/	6	0	1	1
Ni	2	4	/	/	1	3	3
Cu	3	0	1	3	2	9	0
Zn	60	133	45	42	43	41	46
Ga	15	16	20	15	16	13	16
Mo	0.84		2.40	2.04	2.47		1.88
Cd	0.09		0.13	0.09	0.11		0.10
La	20.68	18.66	20.11	13.45	19.00		24.50
Ce	50.78	40.76	38.71	36.84	45.00		56.80
Pr	3.93	4.03	3.98	2.74	4.32		4.97
Nd	13.43	13.49	12.94	9.43	14.40		16.20
Sm	1.92	2.43	1.91	1.53	2.48		2.64
Eu	0.47	0.78	0.32	0.34	0.50		0.54
Gd	1.56	2.26	1.48	1.19	0.50		2.50
Tb	0.22	0.31	0.20	0.19	0.30		0.31
Dy	1.25	1.41	1.18	1.07	1.72		1.77
Ho	0.24	0.31	0.23	0.21	0.34		0.35
Er	0.71	0.86	0.70	0.65	1.03		1.08
Tm	0.11	0.17	0.11	0.10	0.16		0.16
Yb	0.71	0.94	0.76	0.68	1.05		1.08
Lu	0.11	0.17	0.12	0.11	0.17		0.17
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.708723			0.709029			0.709355
error	0.00001			0.00001			0.000008
⁸⁷ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512059						
error	0.000004						

Annexe 4. Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Tableau détaillé des analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, par paliers de chauffage de mono-grains au laser.

n° échantillon type, masse irradiation	paliers	puissance laser (mW)	contam. atmo. (en %)	^{39}Ar (en %)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Âge apparent (Ma $\pm 1\sigma$)	Âge total et âge plateau (Ma $\pm 2\sigma$)
G605 : 011107-1	1	350	92.918	0.24	0.414	10.132	8.215 \pm 7.091	
IIA unité blanche	2	400	77.562	2.18	0.127	4.015	3.26 \pm 1.005	
Biotite, 0.13 mg	3	470	63.346	4.87	0.157	2.084	1.693 \pm 0.425	
MC33 (2.5 h)	4	550	74.424	21.3	0.062	1.951	1.585 \pm 0.133	
	5	630	13.79	15.65	0.022	2.094	1.701 \pm 0.174	
	6	740	11.018	17.58	0.033	2.243	1.822 \pm 0.162	
	7	850	25.419	18.1	0.033	1.792	1.455 \pm 0.138	
	Fusion	1300	28.66	20.1	0.019	1.851	1.504 \pm 0.114	1.63 \pm 0.13
paramètre irradiation : $J = 0.000451$								1.57 \pm 0.12
G718 : PIG00-22	1	400	100	0.21	0.155	-0.881	- \pm -	
IIA unité blanche	2	550	100	0.72	0.093	-0.204	- \pm -	
Biotite, 0.16 mg,	3	680	100	1.54	0.06	-0.041	- \pm -	
MC35 (25 h)	4	790	98.682	1.2	0.129	0.064	0.684 \pm 1.687	
	5	890	89.66	1.36	0.075	0.308	3.288 \pm 1.009	
	6	1200	68.683	8.23	0.073	0.159	1.697 \pm 0.189	
	7	1550	27.174	32.55	0.035	0.154	1.646 \pm 0.059	
	Fusion	3000	13.33	54.19	0.006	0.157	1.677 \pm 0.04	1.57 \pm 0.11
paramètre irradiation : $J = 0.005930$								1.64 \pm 0.07
H136 : C11	1	360	82.271	9.14	0.015	0.43	1.795 \pm 1.07	
IIA unité blanche	2	410	76.09	26.39	0.01	0.376	1.568 \pm 0.205	
Biotite, 0.18 mg	3	463	67.034	30.84	0.009	0.459	1.913 \pm 0.182	
MC39 (10 h)	4	520	71.261	24.77	0.048	0.403	1.681 \pm 0.116	
	5	570	59.693	5.55	0.244	0.391	1.631 \pm 0.393	
	Fusion	1100	63.888	3.32	0.138	0.385	1.605 \pm 1.323	1.64 \pm 0.24
paramètre irradiation : $J = 0.002316$								1.63 \pm 0.14
H180 : C11	1	435	82.394	56.5	0.009	0.413	1.722 \pm 0.14	
IIA unité blanche	2	500	72.648	32.85	0.029	0.445	1.857 \pm 0.076	
Biotite, 0.11 mg	Fusion	1200	80.235	10.65	0.613	0.277	1.156 \pm 0.229	1.77 \pm 0.15
MC39 (10 h)	paramètre irradiation : $J = 0.002316$							
1.77 \pm 0.15								
H181 : C11	1	400	96.456	5.82	0.024	0.378	1.577 \pm 1.653	
IIA unité blanche	2	530	74.576	46.25	0.014	0.449	1.872 \pm 0.127	
Biotite, 0.08 mg	Fusion	1200	72.759	47.93	0.035	0.39	1.627 \pm 0.227	1.74 \pm 0.31
MC39 (10 h)	paramètre irradiation : $J = 0.002316$							
1.75 \pm 0.26								
G607 : 011107-3	1	380	99.751	1.35	0.112	0.155	0.126 \pm 1.037	
IIA unité rose	2	445	94.768	2.4	0.062	2.478	2.013 \pm 0.564	
Biotite, 0.24 mg	3	530	78.649	11.65	0.113	2.075	1.686 \pm 0.152	
MC33 (2.5 h)	4	620	51.99	56.81	0.034	2.067	1.679 \pm 0.037	
	5	700	55.857	11.28	0.022	1.885	1.532 \pm 0.138	
	Fusion	1200	45.134	16.51	0.011	1.885	1.531 \pm 0.084	1.58 \pm 0.07
paramètre irradiation : $J = 0.000451$								1.59 \pm 0.06

n° échantillon type, masse irradiation	paliers	puissance contam.		^{39}Ar (en %)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Âge apparent (Ma $\pm 1\sigma$)	Âge total et âge plateau (Ma $\pm 2\sigma$)
		laser (mW)	atmo. (en %)					
G729 : PIG00-42	1	400	95.308	0.07	0.165	0.512	5.464 \pm 9.299	
<i>IIA unité rose</i>	2	560	100	0.4	0.147	-0.279	- \pm -	
Biotite, 0.65 mg	3	710	92.563	0.86	0.127	0.102	1.092 \pm 0.898	
MC35 (25 h),	4	880	84.244	1.94	0.078	0.135	1.443 \pm 0.33	
	5	1020	69.362	2.88	0.065	0.135	1.448 \pm 0.273	
	6	1150	48.91	5.12	0.067	0.139	1.488 \pm 0.158	
	7	1255	38.885	6.42	0.074	0.156	1.671 \pm 0.102	
	8	1340	49.323	9.49	0.063	0.153	1.638 \pm 0.07	
	9	1400	38.961	12.97	0.049	0.152	1.627 \pm 0.043	
	10	1460	31.362	11.36	0.052	0.152	1.624 \pm 0.041	
	11	1600	23.12	14.57	0.045	0.157	1.676 \pm 0.032	
	12	1760	19.109	24.82	0.035	0.161	1.721 \pm 0.032	
	13	1925	23.487	5.48	0.034	0.159	1.7 \pm 0.108	
	Fusion	3500	13.873	3.62	0.034	0.176	1.883 \pm 0.309	1.61 \pm 0.05
<i>paramètre irradiation : J = 0.005930</i>								1.65 \pm 0.04
G716: PIG00-19B	1	520	77.908	2.15	1.221	0.259	2.77 \pm 2.514	
<i>ILJ</i>	2	640	9.234	11.54	1.76	0.479	5.115 \pm 0.507	
san, 0.88 mg	3	740	12.155	21.26	2.291	0.433	4.626 \pm 0.258	
MC35 (25 h)	4	840	3.775	9.33	2.585	0.491	5.242 \pm 0.448	
	Fusion	2222	2.566	55.71	2.263	0.456	4.872 \pm 0.097	4.74 \pm 0.22
<i>paramètre irradiation : J = 0.005930</i>								4.77 \pm 0.20
H132 : PIG00-21	1	450	12.632	18.27	0.013	1.149	4.775 \pm 0.04	
<i>ILJ</i>	2	536	1.515	16.92	0.013	1.162	4.828 \pm 0.036	
San, 0.58 mg	3	620	0.628	42.29	0.011	1.174	4.877 \pm 0.026	
MC39 (10 h)	4	694	2.075	18.79	0.011	1.153	4.79 \pm 0.029	
	Fusion	2000	5.515	3.73	0.008	1.114	4.631 \pm 0.142	4.83 \pm 0.03
<i>paramètre irradiation : J = 0.002307</i>								4.83 \pm 0.03
H130 : C16	1	450	27.443	6.4	0.014	1.135	4.722 \pm 0.08	
<i>ILJ</i>	2	540	5.858	55.16	0.011	1.16	4.829 \pm 0.019	
San, 0.69 mg	3	630	2.623	17.43	0.011	1.151	4.788 \pm 0.029	
MC39 (10 h)	Fusion	2000	1.71	21	0.011	1.161	4.833 \pm 0.025	4.82 \pm 0.02
<i>paramètre irradiation : J = 0.002310</i>								4.82 \pm 0.03
H131 : C26	1	475	5.328	9.78	0.014	1.149	4.789 \pm 0.062	
<i>ILJ</i>	2	540	0.829	16.84	0.01	1.161	4.839 \pm 0.033	
San, 0.92 mg	3	608	1.124	6.24	0.011	1.157	4.82 \pm 0.079	
MC39 (10 h)	4	720	0.085	22.94	0.01	1.168	4.866 \pm 0.024	
	5	815	1.052	23.78	0.01	1.155	4.814 \pm 0.023	
	Fusion	2000	0.296	20.42	0.01	1.165	4.855 \pm 0.04	4.84 \pm 0.03
<i>paramètre irradiation : J = 0.002314</i>								4.84 \pm 0.03
H135 : PIG02-62	1	460	4.768	31.61	0.012	1.195	4.95 \pm 0.092	
<i>ILJ</i>	2	520	0.24	40.1	0.011	1.199	4.969 \pm 0.022	
San, 0.42 mg	Fusion	2000	0.723	28.29	0.01	1.202	4.981 \pm 0.039	4.97 \pm 0.03
MC39 (10 h)								
<i>paramètre irradiation : J = 0.002300</i>								4.97 \pm 0.03

n° échantillon type, masse irradiation	paliers	puissance contam.		^{39}Ar (en %)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Âge apparent (Ma $\pm 1\sigma$)	Âge total et âge plateau (Ma $\pm 2\sigma$)
		laser (mW)	atmo. (en %)					
H134 : C17 <i>ILJ</i> San, 0.42 mg MC39 (10 h)	1	450	10.891	3.34	0.009	1.155	4.779 \pm 0.32	
	2	540	1.075	21.35	0.012	1.192	4.932 \pm 0.038	
	3	640	2.767	15.03	0.013	1.167	4.826 \pm 0.058	
	4	737	0.154	28.36	0.012	1.199	4.959 \pm 0.039	
	Fusion	2000	0.101	31.91	0.011	1.2	4.965 \pm 0.037	4.93 \pm 0.05
<i>paramètre irradiation J = 0.002298</i>								4.94 \pm 0.04
H128 : C32 <i>ILJ</i> San, 0.24 mg MC39 (10 h)	1	348	52.37	0.41	0.021	1.371	5.555 \pm 6.04	
	2	450	19.578	3.7	0.038	1.18	4.783 \pm 0.526	
	3	550	4.09	34	0.014	1.203	4.876 \pm 0.069	
	4	653	1.07	17.75	0.009	1.194	4.837 \pm 0.089	
	5	850	0	21.66	0.01	1.215	4.922 \pm 0.097	
	6	1100	0	16.37	0.01	1.214	4.919 \pm 0.119	
Fusion	2000	2.629	6.1	0.012	1.183	4.792 \pm 0.243	4.88 \pm 0.05	
<i>paramètre irradiation J = 0.002282</i>								4.88 \pm 0.05
G538 : PIG00-34 <i>ILJ</i> San, 1.13 mg MC31 (10 h)	1	140	21.15	0.89	0.016	1.099	5.001 \pm 0.315	
	2	213	2.119	4.92	0.012	1.085	4.935 \pm 0.074	
	3	250	1.148	18.91	0.01	1.074	4.885 \pm 0.022	
	4	270	1.505	9.21	0.01	1.06	4.825 \pm 0.038	
	5	300	1.349	7.18	0.011	1.064	4.841 \pm 0.038	
	6	320	0.561	6	0.01	1.072	4.877 \pm 0.053	
	7	340	0.709	16.65	0.01	1.072	4.876 \pm 0.025	
	8	350	1.01	8.06	0.01	1.07	4.871 \pm 0.049	
	9	370	0.886	10.01	0.01	1.069	4.866 \pm 0.034	
	10	430	0.888	6.55	0.01	1.077	4.899 \pm 0.039	
Fusion	666	1.189	11.64	0.01	1.073	4.883 \pm 0.021	4.86 \pm 0.02	
<i>paramètre irradiation J = 0.002525</i>								4.86 \pm 0.02
G733 : 011106-4P <i>ILJ</i> San, 0.30 mg MC35 (25 h)	1	400	100	0.09	0.048	-0.208	- \pm -	
	2	510	21.014	15.34	0.012	0.456	4.87 \pm 0.079	
	3	540	4.003	17.93	0.011	0.452	4.826 \pm 0.084	
	4	580	9.034	10.22	0.011	0.449	4.792 \pm 0.102	
	5	650	3.857	30.83	0.01	0.446	4.764 \pm 0.038	
Fusion	1200	3.164	25.6	0.01	0.45	4.802 \pm 0.042	4.80 \pm 0.06	
<i>paramètre irradiation J = 0.005930</i>								4.80 \pm 0.05
H129 : PIG02-66 <i>ILJ</i> san, 0.14 mg MC39 (10 h)	1	450	7.155	43.52	0.012	1.153	4.764 \pm 0.056	
	2	530	2.171	32.34	0.011	1.15	4.75 \pm 0.067	
	Fusion	1500	1.131	24.14	0.011	1.166	4.817 \pm 0.132	4.77 \pm 0.09
<i>paramètre irradiation J = 0.002293</i>								4.77 \pm 0.09
H158 : C11 <i>ILJ</i> Biotite, 0.08 mg MC39 (10 h)	1	375	82.885	32.67	0.019	0.98	4.075 \pm 0.539	
	2	465	81.67	23.97	0.024	1.028	4.272 \pm 0.511	
	3	565	76.571	26.1	0.031	1.258	5.228 \pm 0.426	
	Fusion	1500	72.026	17.26	0.498	1.239	5.148 \pm 0.497	4.61 \pm 0.51
<i>paramètre irradiation J = 0.00120427</i>								4.61 \pm 0.51
H341 : C11 <i>ILJ</i> Biotite, 0.14 mg MC39 (10 h)	1	440	86.643	16.87	0	0.842	3.501 \pm 0.437	
	2	570	78.143	21.35	0	1.215	5.05 \pm 0.401	
	3	680	75.138	26.59	0	1.353	5.622 \pm 0.252	
	4	800	76.854	27.49	0.177	1.261	5.24 \pm 0.245	
	Fusion	2000	75.516	7.71	0.552	1.066	4.432 \pm 0.587	4.61 \pm 0.28
<i>paramètre irradiation J = 0.00120427</i>								4.83 \pm 0.29

n° échantillon type, masse irradiation	paliers	puissance e laser (mW)	contam. atmo. (en %)	^{39}Ar (en %)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Âge apparent (Ma $\pm 1\sigma$)	Âge total et âge plateau (Ma $\pm 2\sigma$)
G744 : PIG00-								
18B	1	400	95.654	0.09	0.063	0.88	9.388 \pm 14.67	
IRC	2	500	90.305	1.41	0.025	1.505	16.02 \pm 1.298	
Biotite, 0.47 mg	3	590	44.729	7.71	0.009	1.258	13.41 \pm 0.206	
MC35 (25 h)	4	600	16.953	5.89	0.006	1.276	13.59 \pm 0.276	
	5	675	14.124	13.97	0.008	1.265	13.48 \pm 0.121	
	6	740	11.453	21.46	0.018	1.268	13.51 \pm 0.085	
	7	780	12.358	11.92	0.059	1.255	13.37 \pm 0.101	
	8	830	13.794	12.88	0.094	1.251	13.33 \pm 0.109	
	9	900	15.221	14.9	0.121	1.237	13.18 \pm 0.085	
	10	980	9.361	7.75	0.107	1.242	13.24 \pm 0.109	
	11	1080	17.67	1.38	0.045	1.266	13.5 \pm 0.553	
	Fusion	2000	31.58	0.63	0.033	1.202	12.81 \pm 1.344	13.41 \pm 0.10
<i>paramètre irradiation : J = 0.005930</i>								13.39 \pm 0.09
G743 : 011107-2P								
IRC	1	400	97.958	0.32	0.099	0.531	5.673 \pm 7.386	
	2	475	98.298	0.39	0.236	0.893	9.524 \pm 5.368	
Biotite, 0.27 mg	3	550	91.007	0.65	0.155	1.751	18.63 \pm 3.408	
MC35 (25 h)	4	650	59.245	4.56	0.065	1.217	12.98 \pm 0.405	
	5	730	35.715	9.26	0.047	1.207	12.86 \pm 0.192	
	6	800	18.458	37.64	0.022	1.226	13.07 \pm 0.057	
	7	850	10.573	15.54	0.021	1.224	13.05 \pm 0.081	
	8	920	10.665	16.49	0.017	1.234	13.16 \pm 0.1	
	9	1020	13.098	10.14	0.009	1.221	13.02 \pm 0.104	
	10	1200	7.824	4.41	0.029	1.243	13.25 \pm 0.234	
	Fusion	2000	11.631	0.62	0.271	1.209	12.89 \pm 1.561	13.06 \pm 0.11
<i>paramètre irradiation : J = 0.005930</i>								13.07 \pm 0.08

^{39}Ar (en %) = fraction d' ^{39}Ar dégazé à chaque palier; $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ = isotopes de l'Ar produits par les réactions d'interférences du Ca et K; $^{40}\text{Ar}^* = ^{40}\text{Ar}$ radigénique.

Pour chaque palier de chauffage, l'erreur sur la détermination de l'âge est à 1σ et ne prend pas en compte l'erreur sur le paramètre d'irradiation J. Les valeurs des facteurs de correction utilisées pour corriger l'effet des isotopes d'interférence produits par réaction nucléaire sur le C et K sont : $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 7.06 \times 10^{-4}$ ($\pm 4\%$), $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 2.79 \times 10^{-4}$ ($\pm 3\%$) and $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 2.79 \times 10^{-2}$ ($\pm 4\%$). Les rapports isotopiques fournis ont été corrigés à partir des blancs de ligne et de la discrimination de masse. L'erreur sur l'âge plateau calculé est à 2σ . Les ages ont été calculés en utilisant les constants de désintégration proposées par Steiger and Jager (1977).

Seuls les paliers grisés sont utilisés pour le calcul de l'âge plateau.

Tableau détaillé des analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, par fusion de mono-grains au laser.

échantillon	n° analyse	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($\pm 1\sigma$)	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($\pm 1\sigma$)	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($\pm 1\sigma$)	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($\pm 1\sigma$)	F ($\pm 1\sigma$)	^{39}Ar (en mol) $\times 10^{16}$	$^{40}\text{Ar}^*$ (en %)	K/Ca	Âge apparent (en Ma) ($\pm 2\sigma$)	Âge moyen pondéré ($\pm 2\sigma$) n = nbre analyses
PIG-03-130											
Laser (en W)	BD1323	17.1053 \pm 0.1871	0.0211 \pm 0.0040	2.1553 \pm 0.0424	0.0423 \pm 0.0019	4.7733 \pm 0.5842	0.722	27.86	0.199	2.21 \pm 0.54	
	BD1324	9.7302 \pm 0.1382	0.0152 \pm 0.0027	2.5179 \pm 0.0481	0.0171 \pm 0.0030	4.8844 \pm 0.8986	0.793	50.11	0.170	2.26 \pm 0.83	
10.5	BD1331	65.4539 \pm 1.0666	0.0493 \pm 0.0023	0.0550 \pm 0.0083	0.2040 \pm 0.0042	5.1844 \pm 0.8784	0.720	7.92	7.817	2.40 \pm 0.81	MSWD = 0.08
	BD1328	57.0851 \pm 0.2698	0.0487 \pm 0.0016	0.0573 \pm 0.0049	0.1776 \pm 0.0027	4.6045 \pm 0.8197	1.149	8.07	7.504	2.13 \pm 0.76	n = 4
	μ	$1.0069 \pm 0.05\%$ (1 σ)		$J = 0.000257 \pm 0.42\%$ (1 σ)							2.24 \pm 0.35
PIG-04-04											
Laser (en W)	BD1303	5.5589 \pm 0.1016	0.0129 \pm 0.0009	1.4850 \pm 0.0300	0.0062 \pm 0.0008	3.8526 \pm 0.2639	1.887	69.23	0.289	1.79 \pm 0.24	
	BD1304	12.2205 \pm 0.2479	0.0208 \pm 0.0015	2.0455 \pm 0.0367	0.0284 \pm 0.0014	3.9870 \pm 0.4553	1.287	32.58	0.210	1.85 \pm 0.42	
10.5	BD1305	10.1405 \pm 0.2020	0.0181 \pm 0.0008	1.4456 \pm 0.0263	0.0209 \pm 0.0010	4.0762 \pm 0.3231	2.208	40.16	0.297	1.89 \pm 0.30	
	BD1307	14.5494 \pm 0.1055	0.0200 \pm 0.0005	1.2863 \pm 0.0145	0.0363 \pm 0.0006	3.9167 \pm 0.1995	5.117	26.90	0.334	1.82 \pm 0.19	
	BD1308	12.6140 \pm 0.1280	0.0170 \pm 0.0007	1.1726 \pm 0.0200	0.0298 \pm 0.0007	3.8885 \pm 0.2076	4.053	30.80	0.366	1.80 \pm 0.19	
	BD1310	14.5552 \pm 0.0865	0.0200 \pm 0.0005	1.0485 \pm 0.0164	0.0356 \pm 0.0008	4.1300 \pm 0.2204	5.269	28.35	0.410	1.91 \pm 0.20	
	BD1311	19.7130 \pm 0.1329	0.0246 \pm 0.0007	1.2181 \pm 0.0187	0.0533 \pm 0.0011	4.0497 \pm 0.3205	3.711	20.53	0.353	1.88 \pm 0.30	
	BD1312	13.0298 \pm 0.0579	0.0176 \pm 0.0009	1.1291 \pm 0.0168	0.0307 \pm 0.0006	4.0395 \pm 0.1795	4.193	30.98	0.381	1.87 \pm 0.17	
	BD1314	12.1822 \pm 0.2655	0.0177 \pm 0.0007	1.2601 \pm 0.0248	0.0272 \pm 0.0010	4.2335 \pm 0.3460	2.050	34.72	0.341	1.96 \pm 0.32	
	BD1315	8.0120 \pm 0.0960	0.0175 \pm 0.0005	2.1702 \pm 0.0417	0.0147 \pm 0.0004	3.8583 \pm 0.1207	4.287	48.08	0.198	1.79 \pm 0.11	
	BD1316	8.0478 \pm 0.0632	0.0156 \pm 0.0006	1.8991 \pm 0.0371	0.0139 \pm 0.0016	4.0935 \pm 0.4902	2.277	50.80	0.226	1.90 \pm 0.45	
	BD1318	9.5866 \pm 0.0866	0.0180 \pm 0.0014	1.3427 \pm 0.0257	0.0189 \pm 0.0017	4.1169 \pm 0.4903	2.126	42.90	0.320	1.91 \pm 0.45	
	BD1319	15.1608 \pm 0.1521	0.0202 \pm 0.0015	1.7997 \pm 0.0340	0.0374 \pm 0.0015	4.2707 \pm 0.4475	1.407	28.13	0.239	1.98 \pm 0.41	
	BD1320	48.5285 \pm 0.5971	0.0414 \pm 0.0015	1.6185 \pm 0.0282	0.1500 \pm 0.0026	4.3363 \pm 0.7291	2.045	8.93	0.265	2.01 \pm 0.68	MSWD = 0.26
	BD1322	9.9286 \pm 0.0852	0.0181 \pm 0.0008	1.5509 \pm 0.0246	0.0208 \pm 0.0012	3.9087 \pm 0.3546	2.501	39.33	0.277	1.81 \pm 0.33	n = 15
	μ	$1.0069 \pm 0.05\%$ (1 σ)		$J = 0.000257 \pm 0.42\%$ (1 σ)							1.84 \pm 0.06

Tous les âges sont calculés relativement à l'âge de la sanidine de la rhyolite de Alder Creek (1.194 Ma) en utilisant les constantes de désintégration de Steiger and Jäger (1977). n correspond au nombre d'analyses prises en compte dans le calcul de l'âge moyen pondéré.

Âges des ignimbrites de la région d'Arequipa dans la littérature.

échantillon	localisation	méthode	âge (Ma)	ignimbrite associée	référence
Pe53	Rio Vitor	K/Ar	2,76 ± 0,1	IAA ou ILJ?	Vatin-Perignon et al., 1996
sillar	Qbda Gloria	K/Ar	3,05 - 3,4	ILJ	Taupinard <i>in</i> laharie and Derruau, 1974
Pe32	Qbda Cuico	K/Ar	2,9 ± 0,1	IAA	Vatin-Perignon et al., 1996
SA1-90	Qbda Anas Huayco	FT	2,32 ± 0,21	IAA	Vatin-Perignon et al., 1996
SA2-90	Qbda Anas Huayco	FT	2,43 ± 0,24	IAA	Vatin-Perignon et al., 1996
SA3-90	Qbda Anas Huayco	FT	2,48 ± 0,17	IAA	Vatin-Perignon et al., 1996
Mi 215	Rio Chili - Charcani IV	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	13.8 ± 0.1	IRC	Thouret et al., 2001
Mi 214	Rio Chili - Charcani IV	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	13.12 ± 0.05	IRC	Thouret et al., 2001
CHA12	Rio Yura-Uyupampa	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	1.03 ± 0.09	TY	M. Fornari (com. pers.)
PIG-03-132	Cerro Colorado - Arequipa	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	1.41±0.26	unité rose IAA	Wörner (com. pers.)

Annexe 5. Densités

éch.	alt (m)	m _{ech} (g)	m _{eau1} (g)	m _{eau2} (g)	V _{ech} (cm ³)	ρ _{tot}	éch.	alt (m)	m _{ech} (g)	m _{eau1} (g)	m _{eau2} (g)	V _{ech} (cm ³)	ρ _{tot}
IAA													
SPIG0401 A	2227.7	310.25	311.23	119.47	191.76	1.62	SPIG0403 A	2230	570.22				
SPIG0401 B	2229.2	418.83	419.88	152.61	267.27	1.57	SPIG0403 B	2231.5	478.05	480.27	184.21	296.06	1.61
SPIG0401 C	2230.7	430.81	432.06	145.48	286.58	1.50	SPIG0403 C	2233	447.28	449.46	181.48	267.98	1.67
SPIG0401 D	2232.2	482.60	484.15	161.79	322.36	1.50	SPIG0403 D	2234.5	474.60	477.24	201.29	275.95	1.72
SPIG0401 E	2233.7	157.85	159.87	43.41	116.46	1.36	SPIG0403 E	2236	495.22	497.80	208.61	289.19	1.71
SPIG0401 F	2235.2	340.20	341.68	94.06	247.62	1.37	SPIG0403 F	2237.5	481.09	482.81	196.25	286.56	1.68
SPIG0401 G	2236.7	344.27	345.63	91.00	254.63	1.35	SPIG0403 G	2239	446.43	448.60	179.46	269.14	1.66
SPIG0401 H	2238.2	434.62	436.00	113.04	322.96	1.35	IAA						
SPIG0401 I	2239.7	380.05	381.85	102.04	279.81	1.36	SPIG0404 1	2007	434.67	436.20	182.40	253.80	1.71
SPIG0401 J	2241.2	381.48	383.01	92.88	290.13	1.31	SPIG0404 2	2009	494.68	495.87	200.01	295.86	1.67
SPIG0401 K	2242.7	348.40	349.87	82.20	267.67	1.30	SPIG0404 3	2011	335.40	336.88	133.27	203.61	1.65
SPIG0401 L	2244.2	376.69	381.60	89.89	291.71	1.29	SPIG0404 4	2013	406.42	407.80	170.86	236.94	1.72
SPIG0401 M	2245.7	408.68	410.04	99.01	311.03	1.31	SPIG0404 5	2015	399.40	400.85	162.29	238.56	1.67
SPIG0401 N	2247.2	363.63	364.68	80.60	284.08	1.28	SPIG0404 6	2017	468.24	469.84	195.64	274.20	1.71
SPIG0401 O	2248.7	318.86	320.22	78.20	242.02	1.32	SPIG0404 7	2019	461.00	462.61	179.20	283.41	1.63
SPIG0401 P	2250.2	361.27	362.62	84.00	278.62	1.30	SPIG0404 8	2021	371.28	373.43	146.45	226.98	1.64
SPIG0401 Q	2251.7	336.40	337.63	81.88	255.75	1.32	SPIG0404 9	2023	423.22	424.40	159.61	264.79	1.60
SPIG0401 R	2253.2	301.00	302.86	64.20	238.66	1.26	SPIG0404 10	2027	468.60	469.82	184.82	285.00	1.64
SPIG0401 S	2254.7	355.88	357.27	86.27	271.00	1.31	SPIG0404 11	2029	391.47	392.63	153.21	239.42	1.64
SPIG0401 T	2256.7	370.80	372.23	97.25	274.98	1.35	SPIG0404 12	2031	429.80	431.29	165.40	265.89	1.62
SPIG0401 U	2258.7	368.69	370.02	84.40	285.62	1.29	SPIG0404 13	2033	364.08	365.20	136.64	228.56	1.59
SPIG0401 V	2260.7	374.87	376.04	87.62	288.42	1.30	SPIG0404 14	2035	485.60	487.47	189.20	298.27	1.63
SPIG0401 W	2262.7	373.60	374.80	96.80	278.00	1.34	SPIG0404 15	2037	395.82	397.05	144.00	253.05	1.56
SPIG0401 X	2264.7	320.23	321.61	71.46	250.15	1.28	SPIG0404 16	2039	447.07	448.40	162.06	286.34	1.56
SPIG0401 Y	2266.7	318.42	319.60	72.25	247.35	1.29	SPIG0404 17	2041	401.66	402.82	143.24	259.58	1.55
SPIG0401 Z	2268.7	297.80	298.82	63.44	235.38	1.27	SPIG0404 18	2043	402.40	403.85	125.23	278.62	1.44
SPIG0401 Z1	2270.7	385.21	386.63	85.47	301.16	1.28	SPIG0404 19	2045	366.04	367.67	114.26	253.41	1.44
SPIG0401 Z2	2272	320.27	321.89	78.61	243.28	1.32	SPIG0404 20	2047	423.40	424.89	133.00	291.89	1.45
IAA													
SPIG0402 A	2207	278.64	280.07	79.66	200.41	1.39	SPIG0404 21	2049	355.60	357.03	105.88	251.15	1.42
SPIG0402 B	2208.5	206.60	208.20	56.60	151.60	1.36	SPIG0404 22	2051	373.69	375.05	110.20	264.85	1.41
SPIG0402 C	2210	429.48	431.45	106.24	325.21	1.32	SPIG0404 23	2053	419.60	421.09	125.02	296.07	1.42
SPIG0402 D	2211.5	443.88	445.61	122.23	323.38	1.37	SPIG0404 24	2055	369.01	370.60	90.81	279.79	1.32
IRC													
SPIG0402 E	2213	504.00	506.09	177.86	328.23	1.54	SPIG0405 01	2900	216.81	218.40	88.46	129.94	1.67
SPIG0402 F	2214.5	417.22	419.20	99.09	320.11	1.30	SPIG0405 02	2901.5	294.07	296.65	118.08	178.57	1.65
SPIG0402 G	2216	421.60	424.41	97.44	326.97	1.29	SPIG0405 03	2903	416.40	419.02	174.08	244.94	1.70
SPIG0402 H	2217.5	442.00	443.83	100.28	343.55	1.29	SPIG0405 04	2904.5	438.69	442.20	184.44	257.76	1.70
SPIG0402 I	2219	406.62	408.05	94.60	313.45	1.30	SPIG0405 05	2906	502.20	505.01	208.43	296.58	1.69
SPIG0402 J	2220.5	367.81	369.46	81.69	287.77	1.28	SPIG0405 06	2907.5	288.00	290.03	132.02	158.01	1.82
SPIG0402 K	2222	401.60	403.23	82.06	321.17	1.25	SPIG0405 07	2909	427.24	431.60	179.40	252.20	1.69
SPIG0402 L	2223.5	371.06	372.88	78.69	294.19	1.26	SPIG0405 08	2910.5	389.22	392.46	161.23	231.23	1.68
SPIG0402 M	2225	341.40	343.29	69.26	274.03	1.25	SPIG0405 09	2912	268.05	270.25	118.60	151.65	1.77
SPIG0402 N	2226.5	392.07	393.81	83.29	310.52	1.26	SPIG0405 10	2913.5	528.84	531.81	218.80	313.01	1.69
SPIG0402 O	2228	294.28	295.85	61.80	234.05	1.26	SPIG0405 11	2915	451.28	453.45	190.66	262.79	1.72
SPIG0402 P	2234	436.80	438.66	113.29	325.37	1.34	SPIG0405 12	2921	513.20	515.80	218.49	297.31	1.73
SPIG0402 Q	2235.5	327.24	328.89	61.01	267.88	1.22	SPIG0405 13	2923	364.29	366.47	155.46	211.01	1.73
SPIG0402 R	2237	322.85	324.42	60.23	264.19	1.22	SPIG0405 14	2925	261.00	262.68	111.20	151.48	1.72
SPIG0402 S	2238.5	347.03	348.87	54.27	294.60	1.18	SPIG0405 15	2927	448.08	450.00	193.87	256.13	1.75
SPIG0402 T	2240	390.23	392.22	90.68	301.54	1.29	SPIG0405 16	2929	364.07	366.89	159.80	207.09	1.76
SPIG0402 U	2242	284.09	285.41	63.60	221.81	1.28	SPIG0405 17	2931	365.61	367.40	158.48	208.92	1.75
SPIG0402 V	2244	366.41	368.69	77.40	291.29	1.26	SPIG0405 18	2933	602.80	605.06	276.01	329.05	1.83
SPIG0405 19	2935	414.62	416.69	169.20	247.49	1.68	SPIG0405 19	2935	414.62	416.69	169.20	247.49	1.68
SPIG0405 20	2937	451.20	452.62	184.45	268.17	1.68	SPIG0405 20	2937	451.20	452.62	184.45	268.17	1.68
SPIG0405 21	2939	363.63	365.41	149.00	216.41	1.68	SPIG0405 21	2939	363.63	365.41	149.00	216.41	1.68
SPIG0405 22	2940.5	431.23	433.04	174.00	259.04	1.66	SPIG0405 22	2940.5	431.23	433.04	174.00	259.04	1.66

éch.	alt (m)	m _{ech}	m _{eau1}	m _{eau2}	V _{ech}	ρ _{tot}	éch.	alt (m)	m _{ech}	m _{eau1}	m _{eau2}	V _{ech}	ρ _{tot}
ILJ							ILJ						
SPIG0406 01	2633	451.81	453.69	212.00	241.69	1.87	SPIG0408 01	3729	447.43	449.48	167.42	282.06	1.59
SPIG0406 02	2635	597.21	599.42	278.40	321.02	1.86	SPIG0408 02	3731	478.10	480.08	232.72	247.36	1.93
SPIG0406 03	2637	483.40	485.68	228.43	257.25	1.88	SPIG0408 03	3733	522.63	525.00	259.00	266.00	1.96
SPIG0406 04	2639	617.20	619.24	304.27	314.97	1.96	SPIG0408 04	3735	486.63	488.60	244.45	244.15	1.99
SPIG0406 05	2641	542.85	544.66	262.00	282.66	1.92	SPIG0408 05	3737	526.40	528.68	257.09	271.59	1.94
SPIG0406 06	2643	526.25	528.26	250.40	277.86	1.89	SPIG0408 06	3739	538.25	540.20	261.60	278.60	1.93
SPIG0406 07	2645	464.64	466.60	213.87	252.73	1.84	SPIG0408 07	3741	473.40	474.42	224.00	250.42	1.89
SPIG0406 08	2647	576.40	578.21	268.40	309.81	1.86	SPIG0408 08	3743	433.00	435.00	194.43	240.57	1.80
SPIG0406 09	2649	560.42	562.28	244.20	318.08	1.76	SPIG0408 09	3745	438.60	440.68	193.04	247.64	1.77
SPIG0406 10	2651	438.69	440.60	187.62	252.98	1.73	SPIG0408 10	3747	316.40	318.20	142.60	175.60	1.80
SPIG0406 11	2653	512.80	514.81	218.63	296.18	1.73	SPIG0408 11	3749	359.80	361.86	142.60	219.26	1.64
SPIG0406 12	2655	402.80	404.41	167.81	236.60	1.70	SPIG0408 12	3751	437.40	439.40	178.20	261.20	1.67
SPIG0406 13	2657	478.40	480.42	201.82	278.60	1.72	SPIG0408 13	3753	377.44	379.40	144.65	234.75	1.61
SPIG0406 14	2659	415.23	417.23	177.43	239.80	1.73	SPIG0408 14	3755	483.40	485.40	186.60	298.80	1.62
SPIG0406 15	2661	494.64	496.66	211.80	284.86	1.74	SPIG0408 15	3757	394.40	396.67	157.40	239.27	1.65
SPIG0406 16	2663	380.64	382.45	160.25	222.20	1.71	SPIG0408 16	3759	412.20	414.25	154.83	259.42	1.59
SPIG0406 17	2665	495.40	497.27	232.06	265.21	1.87	SPIG0408 17	3761	421.00	423.09	152.69	270.40	1.56
SPIG0406 18	2667	459.88	461.87	211.65	250.22	1.84	SPIG0408 18	3763	354.80	356.81	129.00	227.81	1.56
SPIG0406 19	2669	478.08	480.09	223.20	256.89	1.86	SPIG0408 19	3765	367.20	369.00	130.00	239.00	1.54
SPIG0406 20	2671	475.00	477.05	216.26	260.79	1.82	SPIG0408 20	3767	443.62	445.60	124.49	321.11	1.38
SPIG0406 21	2673	467.87	469.61	198.07	271.54	1.72	ILJ						
SPIG0406 22	2675	489.43	491.20	201.02	290.18	1.69	SPIG0409 01	4200	496.20	498.15	251.46	246.69	2.01
ILJ							SPIG0409 02	4202	464.82	466.20	226.00	240.20	1.94
SPIG0407 1	2498	394.43	396.20	116.09	280.11	1.41	SPIG0409 03	4204	510.40	512.47	244.26	268.21	1.90
SPIG0407 2	2499.5	406.20	407.68	186.20	221.48	1.83	SPIG0409 04	4206	487.47	489.40	228.21	261.19	1.87
SPIG0407 3	2501	512.62	514.45	247.25	267.20	1.92	SPIG0409 05	4208	514.46	516.79	226.60	290.19	1.77
SPIG0407 4	2502.5	607.60	609.40	311.20	298.20	2.04	SPIG0409 06	4210	425.29	427.00	194.89	232.11	1.83
SPIG0407 5	2504	579.84	581.60	292.26	289.34	2.00	SPIG0409 07	4212	415.47	417.20	164.20	253.00	1.64
SPIG0407 6	2505.5	542.22	544.05	275.60	268.45	2.02	SPIG0409 08	4214	390.39	391.83	142.84	248.99	1.57
SPIG0407 7	2507	610.80	612.63	306.00	306.63	1.99	SPIG0409 09	4216	401.42	403.40	122.81	280.59	1.43
SPIG0407 8	2508.5	453.41	455.00	216.02	238.98	1.90							

Annexe 6. Porosités

éch.	elev (m)	N° run	P1 (psi)	P2 (psi)	Vs (cm ³)	Vs _{mgv} (cm ³)	mech (g)	ρs	σ(%)	ptot	Øt	σ (%)
SPIG0401A	0	1	19.501	12.091	29.136	29.278	73.330	2.505	0.285	1.620	0.353	4.295
		2	19.526	12.100	29.297							
		3	19.540	12.109	29.289							
		4	19.542	12.109	29.320							
		5	19.497	12.080	29.348							
SPIG0401B	1.5	1	19.522	11.870	34.779	35.205	95.800	2.721	1.935	1.570	0.423	6.243
		2	19.606	11.918	34.850							
		3	19.557	11.883	34.972							
		4	19.522	11.860	35.012							
		5	19.594	11.843	36.412							
SPIG0401C	3	1	19.500	11.904	33.663	33.713	82.980	2.461	0.097	1.500	0.391	4.098
		2	19.503	11.904	33.706							
		3	19.500	11.901	33.734							
		4	19.493	11.897	33.728							
		5	19.500	11.901	33.734							
SPIG0401F	7.5	1	19.502	11.969	32.139	32.211	79.500	2.468	0.178	1.370	0.445	4.182
		2	19.515	11.975	32.187							
		3	19.508	11.970	32.204							
		4	19.499	11.963	32.239							
		5	19.517	11.972	32.288							
SPIG0401G	9	1	19.542	12.144	28.448	28.521	70.800	2.482	0.284	1.350	0.456	4.293
		2	19.496	12.113	28.508							
		3	19.520	12.124	28.606							
SPIG0401J	13.5	1	19.503	11.899	33.831	33.951	85.080	2.506	0.308	1.310	0.477	4.319
		2	19.541	11.915	34.001							
		3	19.503	11.891	34.020							
SPIG0401M	18	1	19.507	11.603	40.622	40.671	100.870	2.480	0.148	1.310	0.472	4.151
		2	19.511	11.604	40.653							
		3	19.568	11.634	40.738							
SPIG0401P	22.5	1	19.516	12.074	29.834	29.883	74.250	2.485	0.148	1.300	0.477	4.150
		2	19.494	12.057	29.917							
		3	19.504	12.064	29.897							
SPIG0401S	27	1	19.604	12.022	32.328	32.303	80.040	2.478	0.075	1.310	0.471	4.076
		2	19.609	12.027	32.281							
		3	19.620	12.033	32.299							
SPIG0401W	35	1	19.498	11.848	34.911	34.878	86.660	2.485	0.115	1.340	0.461	4.117
		2	19.536	11.872	34.889							
		3	19.565	11.892	34.834							
SPIG0401Z	41	1	19.619	12.340	24.637	24.639	61.870	2.511	0.022	1.270	0.494	4.022
		2	19.573	12.311	24.639							
		3	19.508	12.270	24.642							
SPIG041Z2	44.3	1	19.578	12.117	29.632	29.671	72.590	2.446	0.117	1.320	0.460	4.118
		2	19.595	12.125	29.694							
		3	19.538	12.090	29.687							

éch.	elev (m)	N° run	P1 (psi)	P2 (psi)	Vs (cm ³)	Vs _{mgy} (cm ³)	mech (g)	ρs	σ(%)	ptot	Øtot	σ (%)
SPIG040501	0	1	19.559	12.345	23.449	23.477	61.140	2.604	0.115	1.670	0.359	4.116
		2	19.544	12.334	23.490							
		3	19.503	12.308	23.493							
SPIG040503	3	1	19.570	11.884	35.032	35.119	91.450	2.604	0.222	1.700	0.347	4.228
		2	19.524	11.851	35.150							
		3	19.633	11.916	35.176							
SPIG040506	7.5	1	19.526	12.404	21.317	21.332	55.790	2.615	0.089	1.820	0.304	4.090
		2	19.538	12.411	21.334							
		3	19.660	12.488	21.347							
SPIG040508	10.5	1	19.615	11.627	41.391	41.471	109.020	2.629	0.170	1.680	0.361	4.174
		2	19.497	11.552	41.501							
		3	19.615	11.621	41.520							
SPIG040510	13.5	1	19.639	11.329	47.860	47.923	125.630	2.622	0.121	1.690	0.355	4.123
		2	19.675	11.346	47.935							
		3	19.529	11.260	47.972							
SPIG040513	23	1	19.643	12.046	32.256	32.278	85.500	2.649	0.087	1.730	0.347	4.088
		2	19.613	12.027	32.270							
		3	19.498	11.955	32.306							
SPIG040515	27	1	19.612	12.009	32.685	32.665	86.300	2.642	0.136	1.750	0.338	4.138
		2	19.555	11.977	32.616							
		3	19.660	12.038	32.695							
SPIG040517	31	1	19.687	12.232	28.385	28.435	75.590	2.658	0.158	1.750	0.342	4.161
		2	19.569	12.156	28.452							
		3	19.520	12.125	28.466							
SPIG040519	35	1	19.528	11.751	37.494	37.576	99.680	2.653	0.192	1.680	0.367	4.196
		2	19.521	11.741	37.625							
		3	19.553	11.761	37.608							
SPIG040522	40.5	1	19.572	12.080	30.378	30.254	78.820	2.605	0.365	1.660	0.363	4.380
		2	19.660	12.141	30.215							
		3	19.508	12.049	30.169							
SPIG040901	0	1	19.569	11.657	40.138	40.201	102.420	2.548	0.243	2.010	0.211	4.250
		2	19.493	11.611	40.154							
		3	19.527	11.624	40.313							
SPIG040902	2	1	19.564	11.606	41.185	41.232	104.880	2.544	0.106	1.930	0.241	4.107
		2	19.567	11.605	41.245							
		3	19.486	11.556	41.266							
SPIG040903	4	1	19.489	11.824	35.276	35.302	89.790	2.543	0.081	1.900	0.253	4.082
		2	19.471	11.812	35.301							
		3	19.585	11.880	35.328							
SPIG040904	6	1	19.409	12.150	26.069	26.128	66.450	2.543	0.224	1.870	0.265	4.229
		2	19.520	12.217	26.132							
		3	19.627	12.282	26.183							
SPIG040905	8	1	19.519	11.190	49.324	49.310	124.060	2.516	0.039	1.780	0.293	4.039
		2	19.539	11.203	49.294							
		3	19.572	11.221	49.312							
SPIG040906	10	1	19.470	11.775	36.232	36.268	88.570	2.442	0.147	1.830	0.251	4.150
		2	19.580	11.841	36.244							
		3	19.500	11.789	36.328							
SPIG040907	12	1	19.589	11.874	35.611	35.653	89.380	2.507	0.147	1.640	0.346	4.150
		2	19.464	11.797	35.639							
		3	19.540	11.840	35.710							
SPIG040908	14	1	19.498	11.817	35.653	35.723	89.980	2.519	0.251	1.570	0.377	4.259
		2	19.547	11.845	35.693							
		3	19.629	11.889	35.824							
SPIG040909	16	1	19.500	12.084	29.274	29.305	74.130	2.530	0.121	1.430	0.435	0.216
		2	19.550	12.114	29.299							
		3	19.493	12.077	29.341							

Annexe 7. Stéréogrammes des fabriques magnétiques

Kmax = carrés noirs

Kmin = ronds noirs

Les directions moyennes à chaque site sont représentées par les gros symboles, avec leur ellipse de confiance.

