HAL
open science

Genèse et évolution des magmas andésitiques à thyodacitiques récents des volcans Misti et Ubinas (sud du Pérou)

Marco Rivera Porras

To cite this version:

Marco Rivera Porras. Genèse et évolution des magmas andésitiques à thyodacitiques récents des volcans Misti et Ubinas (sud du Pérou). Volcanologie. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2006. Français. NNT : 2010CLF22051 . tel-00718983

HAL Id: tel-00718983

https://theses.hal.science/tel-00718983v1

Submitted on 18 Jul 2012

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.

Nº d'Ordre : D.U. 2051

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

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
E.D. ° 652

THÈSE

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Spécialité : Volcanologie - Géochimie

Par

Marco RIVERA PORRAS

Diplômé d'Études Approfondies

Genèse et évolution des magmas andésitiques à rhyodacitiques récents des volcans Misti et Ubinas (Sud du Pérou)

Soutenue publiquement le 16 juillet 2010, devant la commission d'examen composée de :

R.C. MAURY	Professeur, Université de Brest	Rapporteur
J.L. BOURDIER	Professeur, Université d'Orléans	Rapporteur
H. MARTIN	Professeur, LMV, Université Blaise Pascal	Président
J.C. THOURET	Professeur, LMV, Université Blaise Pascal	Examinateur
A. GOURGAUD	Professeur, LMV, Université Blaise Pascal	Examinateur
J.L. LE PENNEC	Chargé de Recherche, IRD, LMV	Directeur de thèse
M.C. GERBE	Maître de Conférence, Université Jean Monnet	Invitée

REMERCIEMENTS

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'une convention de coopération inter-institutionnelle entre le Laboratoire Magmas et Volcans (Clermont-Ferrand), l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) et l'INGEMMET (Instituto Geológico Minero y Metalúrgico) du Pérou. La bourse doctorale a été financée par le Département Soutien et Formation des communautés scientifiques du sud (DSF) de l'IRD. La thèse a été effectuée au sein du Laboratoire Magmas et Volcans et dans le bureau de l'INGEMMET à Arequipa (Pérou), où j'ai eu l'occasion de rencontrer et de travailler avec un grand nombre de personnes, scientifiques ou non, pendant ces trois ans de thèse. Je tiens à les remercier pour leur aide et leur soutien.

Tout d'abord je tiens à remercier mon directeur de thèse Jean-Luc Le Pennec. Merci Jean-Luc pour t'être occupé du bon déroulement de ma thèse, pour avoir consacré du temps à discuter de mon sujet et pour avoir corrigé mes nombreuses fautes de français. Merci aussi pour m'avoir fait confiance en me laissant notamment beaucoup d'autonomie et d'indépendance dans la réalisation de cette thèse.

Hervé Martin et Alain Gourgaud, un grand merci à tous les deux pour votre disponibilité, votre aide constante et vos conseils durant ces trois dernières années. Je vous remercie également pour les nombreuses discussions que nous avons eu sur la volcanologie et la géochimie, ainsi que pour les corrections de mes fautes de français.

Un grand merci à Jean-Claude Thouret, pour m'avoir initié à la volcanologie des volcans péruviens, et pour m'avoir fourni les analyses chimiques des roches du Misti présentées dans ce travail. Merci pour tes conseils et tes encouragements tout au long de ces années de thèse.

Un remerciement sincère à tous les membres du jury pour avoir accepté de juger mon travail, et dont j'ai apprécié les nombreuses remarques constructives.

Marie-Christine Gerbe, merci beaucoup d'avoir partagé avec moi ton savoir faire sur les analyses des isotopes de l'oxygène et de m'avoir lancé dans le monde des isotopes stables. Merci aussi pour tes remarques constructives.

Merci à Pablo Samaniego pour toutes ces discussions sur la pétrologie, ainsi que sur la géochimie des laves et leurs caractéristiques « adakitiques ».

Je remercie le personnel du LMV, pour son accueil chaleureux et son soutien. Je remercie en particulier :
Chantal Bosq qui a effectué les analyses isotopiques de Sr et Nd.
Jean-Luc Devidal, pour toutes les calibrations de la microsonde électronique.
Mireille Besairie pour son aide précieuse lors de la séparation des minéraux destinés aux datations ^{40}Ar-^{39}Ar.
Christophe Constantin pour la réalisation des lames minces.

Merci à Stéphane Scaillet d'avoir effectué six datations ^{40}Ar-^{39}Ar sur les neuf échantillons de départ. Heureusement, que tu as réussi à finir les manips avant que je ne rende le manuscrit !

Merci également à Ouidir Benabderrahman et Fanny Lessous, membres du Département Soutien et Formation des communautés scientifiques du sud de l'IRD, pour l'organisation logistique et administrative de ma bourse. Vous avez été très efficace.

Je voudrais également dire merci à tout le personnel de la représentation de l'IRD à Lima et notamment son directeur Gerald Hérail, ainsi que Miriam Soto pour son soutien et l'organisation logistique de mon voyage en France. Merci Pierre Soler de m'avoir encouragé et soutenu afin d'obtenir une bourse de l'IRD, ce qui m'a permis de continuer en thèse.

Muchas gracias a todos los colegas y amigos del INGEMMMET, en especial Lionel Fidel y Luz Marina por haber gestionado los licencias de capacitación. Gracias también a los integrantes del Grupo de Volcanología instalados en la ciudad de Arequipa, quienes apoyaron de alguna u otra manera la realización de los diversos trabajos de campo. Gracias Jersy, Luisa, Pablo, Domingo, Yanet y Lourdes. Gracias también Miriam Mamani por haberme proporcionado los datos de geoquímica y las publicaciones sobre geoquímica.

Je remercie Gerard Wörner (Université de Göttingen, Allemagne) pour m'avoir fourni quelques analyses géochimiques du Misti et de l'Ubinas présentées lors de ce travail.

Merci à tous les thésards (et leurs moitiés) qui se sont succédés au laboratoire ; pour les repas partagés au RU-Dolet, Lebon et ultérieurement au RU-Faculté dentaire ; pour les pauses-cafés, mais aussi pour toutes les fêtes…

Bien évidemment, je salue plus particulièrement mes collègues de bureau : Aude, Kim, Noël, et ceux qui sont partis quelques mois plus tôt : Mathieu et Célia. Merci de m'avoir supporté durant ces trois dernières années. Et merci à tous les autres Giacomo, Yann, Anaïs, Sébastien, Aurélien, Julia, Hanika, Fanny, Ahmed, Lydie, Thomas, Nico...

Une pensée toute aussi spéciale pour ceux qui ne sont plus à Clermont aujourd'hui mais qui ont été de très bon copains, Benjamin, Daniel, Géraldine, Guillaume, Marion, Sarah, Carolina…

Merci Catherine Deniel et Mhammed Benbakkar pour votre amitié et vos encouragements au cours de ces trois années.

Merci à mes parents, mes frères et ma sœur installés à Lima pour m'avoir encouragé et soutenu tout au long de ces (« très ») longues études de géologie et de volcanologie.

Maintenant, finissons avec les meilleures, Margoth, Liz et Valeria, qui m'ont soutenu tous les soirs par leurs coups de téléphone. Vous m'avez beaucoup manqué. Merci d'avoir patienté et désolé de m'être éloigné de vous pendant plusieurs mois lors de ce séjour en France…

P.S. La liste n'étant pas exhaustive, je remercie également ceux que j'aurais pu oublier…

Genèse et évolution des magmas andésitiques à rhyodacitiques récents des volcans Misti et Ubinas (Sud du Pérou)

Le Misti et l'Ubinas sont deux volcans actifs de la Zone Volcanique Centrale (CVZ) des Andes du Sud du Pérou. Le Misti est situé au front de l'arc volcanique plio-quaternaire, tandis que l'Ubinas se trouve à l'arrière de cet arc (~40 km à l'Est). Ce mémoire de thèse présente une étude des processus de genèse et d'évolution des magmas émis par l'activité récente de ces édifices (<112 ka au Misti, <370 ka à l'Ubinas), périodes pendant lesquelles ces volcans ont connu une grande diversité de dynamismes : phases effusives et extrusives (construction et destruction de dômes), éruptions explosives de styles variés (pliniennes, phréatomagmatiques, vulcaniennes), événements d'effondrement avec avalanches de débris.

L'étude minéralogique et géochimique (éléments majeurs, traces et isotopes de Sr, Nd et O) montre que le Misti a émis des andésites et quelques dacites, dont la composition chimique (majeurs et traces) varie dans une gamme limitée, alors que des rhyolites ont été mises en place entre 31 et 34 ka (retombées et écoulements pyroclastiques ponceux de l'étape « Misti 3 »). L'Ubinas possède une diversité compositionnelle plus grande que le Misti, notamment lors du dernier millénaire (des andésites basiques aux dacites). Les produits très récents (≤500 ans) liés aux éruptions explosives de magnitudes modérées (vulcaniennes, phréatomagmatiques, "Saint Vincent") ont une composition plus basique que celle des produits anciens.

Les résultats de ce travail révèlent que les magmas du Misti et de l'Ubinas résultent de la fusion partielle du coin du manteau métasomatisé par des fluides aqueux issus de la déshydratation de la plaque plongeante. Compte tenu de la localisation de ces édifices par rapport à la fosse du Pérou, la quantité de fluides issus de ce mécanisme serait plus élevée au Misti, situé plus près de la fosse, qu'à l'Ubinas. Ceci suggère que les taux de fusion partielle sont légèrement plus forts au Misti qu'à l'Ubinas, ce qui s'accorde avec la production magmatique plus élevée du Misti, ainsi qu'avec la richesse en éléments incompatibles (LILE) des magmas de l'Ubinas.

Globalement, cette étude indique que l'évolution des magmas du Misti et de l'Ubinas est principalement contrôlée par des processus d'assimilation et de cristallisation fractionnée (AFC) dans des réservoirs situés dans la croûte continentale supérieure. Le contaminant identifié dans ce travail est le gneiss protérozoïque du Massif d'Arequipa. Ainsi, l'évolution des lignées magmatiques associée à chaque volcan se traduit par des taux de contamination ≤14% au Misti (avec une contamination majeure entre 31 et 34 ka) et ≤ 8% à l'Ubinas.

Les roches de ces deux volcans sont légèrement appauvries en HREE et Y par rapport aux magmas calco-alcalins "classiques" d'arc. Ceci suggère que les magmas primaires ont assimilé des produits issus de la fusion partielle de la base de la croûte continentale, contenant du grenat (± amphibole) dans leur résidu de fusion. Le mécanisme proposé ici est donc de type MASH, en accord avec l'existence d'une croûte continentale très épaisse (65 à 70 km) sous ces volcans.

Les nouvelles connaissances apportées dans ce mémoire permettent de mieux comprendre le fonctionnellement de ces édifices explosifs et conduisent à une meilleure appréciation des aléas associés à ces volcans potentiellement très dangereux.

***Mots-clés** : Misti, Ubinas, Pérou, évolution volcanique, zone de subduction, magmas calco-alcalins, géochimique, isotopes, assimilation-cristallisation fractionnée, mélange.*

Genesis and evolution of recent andesite to rhyodacitic magmas of the Misti and Ubinas volcanoes (southern Peru)

Misti and Ubinas are two active volcanoes located in the northern Central Volcanic Zone (CVZ) of the Andes, in southern Peru. Misti is located at the front of the Plio-Quaternary calc-alkaline volcanic arc, while Ubinas is located ~40 km to the east behind the arc. Misti has been erupting over the past ~833 ka and Ubinas over more than 370 ka. This thesis focuses on the recent genesis and evolution of magmas of <370 ka for Ubinas and <112 ka for Misti. During this eruptive period, these volcanoes have exhibited a large range of styles: effusive and extrusive (construction and destruction of domes) phases, explosive eruptions of varied styles (plinian, phreatomagmatic, vulcanian), as well as phenomena of flank collapse that produced debris avalanche deposits.

Mineralogical and geochemical (major and trace elements, and Sr, Nd and O isotopic) data show that despite a large variety of eruptive styles during its recent eruptive history Misti has emitted lavas and tephras with a chemical composition that is rather homogeneous when major and trace elements are considered. Lavas and tephras are predominantly andesites with a minor amount of dacites. Exceptionally rhyolite was emitted between 31 and 34 ka ("Misti 3") in the form of fall and flow deposits. Ubinas, in spite of a minor production of magma that Misti shows a larger compositional variety through time, in particular during the last thousand years, during which mafic andesites, andesites and dacites were produced, related to moderate explosive eruptions (vulcanian, phreatomagmatic, "Saint Vincent"). The most recent products (≤500 yrs) are slightly more mafic (55-57 wt% SiO_2) than previous products.

The results of this work reveal that magmas of Misti and Ubinas result from partial melting of mantle corner metasomatized by aqueous fluids resulting from dehydratation of the slab. Taking into account the location of these volcanoes compared to the Peru-Chile trench, the quantity of fluids resulting from this mechanism would be higher for Misti, located closer than Ubinas. This suggests that the rates of partial melting are slightly stronger by comparison with Ubinas. This is coherent with the higher magmatic production of Misti, as well as a higher content of the magmas of Ubinas in incompatible elements (LILE).

This study shows that the evolution of the magmas of Misti and Ubinas has been essentially controlled by AFC (assimilation-fractional crystallization) processes, in reservoirs located in the upper continental crust where the contaminant is the proterozoic gneiss of Charcani (Arequipa Massif). The degree of contamination is higher (≤14%) at Misti, and lower (≤8%) at Ubinas.

All the rocks of these two volcanoes are slightly depleted in HREE and Y compared to calc-alkaline arc magmas. This observation supports the hypothesis that primary magmas have assimilated magmas resulting from partial melting of base of the continental crust containing garnet (± amphibole) in their melting residue. The mechanism generally proposed is similar to (Melting, Assimilation, Storage and Homogenization) MASH-type, coherent with the presence of a thick continental crust (65-70 km) under Misti and Ubinas volcanoes.

This memoir provides are clearer understanding of the processes involved in the two explosive volcanoes, and the information will be useful for hazard assessment.

TABLE DES MATIERES

1. Introduction …… 5

1.1 Zones de subduction et genèse des magmas…… 5
1.1.1 Les sources possibles ……7
1.2 Evolution des modèles de genèse des magmas d'arc ……8
1.3 La Cordillère des Andes …… 16
1.4 Le volcanisme plio-quaternaire de la Cordillère des Andes …… 19
1.5 Les travaux antérieurs …… 24
1.5.1 Les magmas plio-quaternaires du Pérou méridional ……24
1.5.2 L'activité volcanique récente au sud du Pérou …… 29
1.6 Objectifs de la thèse …… 31

2. Cadre géologique et volcanologique du Pérou méridional …… 35

2.1 Le contexte géodynamique …… 35
2.2 Coupe générale des Andes au sud du Pérou …… 38
2.2.1 La zone d'avant-arc …… 38
2.2.2 La Cordillère occidentale et l'arc magmatique …… 39
2.2.3 Zone d'arrière-arc …… 40
2.2.4 L'avant-pays …… 41
2.3 Géologie régionale entre le bassin d'Arequipa et l'Ubinas …… 41
2.3.1 Précambrien …… 42
2.3.2 Mésozoïque …… 42
2.3.3 Cénozoïque …… 45
2.4 L'activité magmatique récente au sud du Pérou …… 50
2.4.1 L'arc volcanique calco-alcalin …… 50
2.4.2 L'arc volcanique potassique et ultrapotassique (shoshonitique) …… 52
2.5 Les failles régionales et les linéaments locaux …… 53

3. Genèse et évolution des magmas du volcan Misti depuis 112 000 ans…… 57

3.1 Cadre géologique et volcanologique …… 57
3.2 Stratigraphie et géochronologie des dépôts …… 60
3.2.1 Introduction ……60
3.2.2 Datations ^{40}Ar-^{39}Ar …… 63
3.2.3 Misti 1 (833 000 – 112 000 ans) …… 66
3.2.4 Misti 2 (112 000 – 40 000 ans) …… 67
3.2.5 Misti 3 (38 000 – 11 000 ans) …… 69
3.2.6 Misti 4 (< 11 000 ans)…… 72
3.2.6.1 Activité éruptive pré-historique et historique …… 74

3.3 Pétrographie des produits laviques et pyroclastiques …… 75
3.3.1 Echantillonage …… 75
3.3.2 Misti 2 (112 000 – 40 000 ans)…… 75
3.3.3 Misti 3 (38 000 – 11 000 ans) …… 78
3.3.4 Misti 4 (< 11 000 ans)…… 83
3.4. Etude minéralogique …… 86
3.4.1 Les feldspaths ……86
3.4.2 Les pyroxènes …… 90
3.4.2.1 Le clinopyroxène …… 91
3.4.2.2 L'orthopyroxène …… 94
3.4.3 L'amphibole …… 95
3.4.4 La biotite …… 98
3.4.5 L'olivine …… 99
3.4.6 L'apatite …… 100
3.4.7 Les oxydes ferro-titanés …… 100
3.4.8 Le verre …… 101
3.4.9 Conclusions …… 102
3.5 Conditions thermodynamiques …… 105
3.5.1 Géothermomètre à deux pyroxènes …… 105
3.5.2 Géothermométrie et géobarométrie à l'aide de l'amphibole ……105
3.5.3 Conclusions …… 109
3.6 Etude géochimique ……110
3.6.1 Eléments majeurs …… 110
3.6.1.1 Diagrammes de classification …… 110
3.6.1.2 Diagrammes de variation des éléments majeurs …… 113
3.6.2 Eléments en traces …… 115
3.6.2.1 Variation des teneurs en éléments en traces …… 115
3.6.2.2 Diagrammes multi-éléments …… 118
3.6.3 Données isotopiques : $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{143}Nd/^{144}Nd$ …… 120
3.6.4 Isotopes de l'Oxygène ……123
3.6.5 Signature adakitique ?…… 126
3.6.6 Evolution temporelle des magmas …… 128
3.6.7 Conclusions de l'étude géochimique …… 131
3.7 Processus pétrogénétiques, origine et évolution des magmas …… 133
3.7.1 Introduction …… 133
3.7.2 Cristallisation fractionnée …… 133
3.7.2.1 Arguments minéralogiques et géochimiques …… 133
3.7.2.2 Modélisation géochimique …… 135
3.7.3 Contamination crustale – AFC (Assimilation – Cristallisation Fractionnée) … 139
3.7.3.1 Contaminants potentiels …… 139
3.7.3.2 Modélisation du processus …… 141
3.7.3.3 Application aux produits du Misti ……142
3.7.3.4 Rôle de la contamination crustale ou AFC ……145
3.7.4 Conclusion de la modélisation géochimique ……146
3.8 Modèle pétrogénétique ……147

4. Genèse et évolution des magmas du volcan Ubinas depuis 370 000 ans 149

4.1 Cadre géologique et volcanologique 149
4.2 Stratigraphie et évolution du strato-volcan Ubinas depuis 370 000 ans 152
4.2.1 Introduction 152
4.2.2 Datations ^{40}Ar-^{39}Ar 152
4.2.3 L'Ubinas I (>376 000 ans) 157
4.2.4 L'Ubinas II (376 000 ans jusqu'à l'époque actuelle) 161
4.2.4.1 Activité éruptive >376 000 à 270 000 ans : Ubinas IIa 161
4.2.4.2 Activité éruptive entre 270 000 et 16 000 ans : Ubinas IIb 161
4.2.4.3 Activité explosive entre 16 000 et 1 000 ans : Ubinas IIc 163
4.2.4.4 Activité explosive depuis 1 000 ans : Ubinas IId 167
4.2.4.5 Activité explosive entre 2006 et 2009 169
4.3 Pétrographie des produits laviques et pyroclastiques 171
4.3.1 Echantillonnage 171
4.3.2 Ubinas IIa : 370 - 270 ka 172
4.3.3 Ubinas IIb : 270 - 16 ka 174
4.3.4 Ubinas IIc : 16 - 1 ka 176
4.3.5 Ubinas IId : <1 000 ans jusqu'à l'actuel 177
4.3.6 Activité explosive de 2006 - 2009 179
4.4 Etude minéralogique 181
4.4.1 Le feldspath plagioclase 181
4.4.2 L'amphibole 185
4.4.3 Les pyroxènes 188
4.4.3.1 Le clinopyroxène 188
4.4.3.2 L'orthopyroxène 191
4.4.4 La biotite 193
4.4.5 L'olivine 194
4.4.6 L'apatite 196
4.4.7 Les oxydes ferro-titanés 196
4.4.8 Le verre 198
4.4.9 Conclusions 199
4.5 Conditions thermodynamiques 202
4.5.1 Géothermométrie : les oxydes ferro-titanés 202
4.5.2 Géothermomètre à deux pyroxènes 204
4.5.3 Géothermométrie et géobarométrie basée sur l'amphibole 204
4.5.4 Conclusions 207
4.6 Etude géochimique 209
4.6.1 Eléments majeurs 209
4.6.1.1 Diagrammes de classification 209
4.6.1.2 Diagrammes de variation des éléments majeurs 212
4.6.2 Eléments en traces 214
4.6.2.1 Diagrammes multi-éléments 217
4.6.3 Données isotopiques : $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{143}Nd/^{144}Nd$ 219
4.6.4 Isotopes de l'Oxygène 222
4.6.5 Signature adakitique ? 226

4.6.6 Evolution temporelle des magmas …… 228
4.6.7 Conclusions de l'étude géochimique …… 230
4.7 Processus pétrogénétiques, origine et évolution des magmas …… 232
4.7.1 Introduction …… 232
4.7.2 Cristallisation fractionnée ……232
4.7.2.1 Arguments minéralogiques et géochimiques …… 232
4.7.2.2 Modélisation géochimique …… 234
4.7.3 Contamination crustale - AFC (Assimilation - Cristallisation Fractionnée)…… 237
4.7.3.1 Contaminants potentiels …… 237
4.7.3.2 Modélisation du processus …… 238
4.7.3.3 Application aux produits du volcan Ubinas …… 238
4.7.3.4 Rôle de la contamination crustale ou AFC …… 241
4.7.4 Conclusion de la modélisation géochimique …… 241
4.8 Modèle pétrogénétique …… 242

5. Comparaison entre les volcans Misti et Ubinas …… 244

5.1 Introduction …… 244
5.2 Comportement éruptif récent des volcans Misti et Ubinas …… 245
5.2.1 Le volcan Misti …… 245
5.2.2 Le volcan Ubinas…… 246
5.3 Mécanismes de genèse et évolution des magmas …… 248
5.3.1 Modalités de fusion partielle du manteau sous l'arc ……248
5.3.2 Magmas pauvres en HREE et Y : assimilation en base de croûte ? ……253
5.3.3 Evolution magmatique : AFC (Assimilation - Cristallisation Fractionnée)…….256
5.4 Peut-on prévoir l'activité future du Misti et de l'Ubinas à court terme ? …… 260
5.5 Conclusions ……261

6. Conclusions générales ……263

Références bibliographiques ……269

Annexes …… 287

Annexe 1. Publications sur le volcan Ubinas
Annexe 2. Méthodes analytiques
Annexe 3. Composition chimique des phases minérales majeures du volcan Misti
Annexe 4. Analyses chimiques des roches du volcan Misti
Annexe 5. Composition chimique des phases minérales majeures du volcan Ubinas
Annexe 6. Analyses chimiques des roches du volcan Ubinas

1. Introduction

1.1 Zones de subduction et genèse des magmas

Les zones de subduction sont parmi les environnements géodynamiques actuels les plus complexes de la planète. Elles présentent plusieurs sources possibles pour les magmas. La lithosphère océanique, crée à l'axe des dorsales océaniques, s'y enfonce dans le manteau où elle se transforme, essentiellement par déshydratation et/ou par fusion partielle avant d'être progressivement incorporée dans le manteau supérieur. Ce recyclage de la croûte océanique subductée dans le manteau s'accompagne généralement d'un magmatisme important. Actuellement, la meilleure illustration de ce phénomène est la "ceinture de feu" du Pacifique, gigantesque suite de zones convergentes s'étendant de la Nouvelle-Zélande au Chili en passant par le Japon, les Aléoutiennes, les Etats-Unis (chaîne des Cascades). Les magmas engendrés à proximité de ces zones de subduction se forment directement ou indirectement aux dépens du manteau, ils sont ensuite ajoutés à la croûte continentale, soit sous forme de plutons, soit sous forme de dépôts volcaniques.

Le magmatisme dans les zones de subduction engendre des produits possédant des caractéristiques différentes de celles des MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts), engendrés sous les rides médio-océaniques, et des OIB (Oceanic Island Basalts) issus des point chauds. Ainsi, les produits engendrés dans les zones de subduction se distinguent par :

- Un enrichissement en silice.
- Une prédominance des andésites calco-alcalines.
- Comparativement aux MORB, les laves d'arc sont plus enrichies en éléments à grand rayon ionique (LILE ; Large Ion Lithophile Element), tels que le K, Rb, Ba, Sr, U, Th, Pb et Cs ; en éléments légers (B, Be, Li) et dans une moindre mesure en terres rares légères (LREE ; Light Rare Earth Element).
- Les Terres Rares sont très fractionnées dans les laves de la série calco-alcaline, les terres rares légères (LREE) étant enrichies par rapport aux terres rares lourdes (HREE pour Heavy Rare Earth Element).

- Les éléments à faible rayon ionique et forte valence (HFSE pour High Field Strength Element) tels que le Ti, Ta, Hf, Nb ou le Zr sont au contraire appauvris.
- Leur caractère hydraté et oxydé est exprimé par la présence de phases minérales riches en eau, comme les micas, les amphiboles et aussi par des teneurs en eau élevées dans les verres (par ex. 0,5-8 % selon Wallace, 2005). A cause de cette richesse en H_2O, les volcans des zones de subduction sont caractérisés par une activité à caractère essentiellement explosif.

Les mécanismes de genèse des magmas calco-alcalins sont âprement débattus depuis plusieurs années et différentes hypothèses, parfois contradictoires, s'affrontent encore actuellement. Toutefois, la plupart des auteurs s'accordent sur le fait que les LILE sont apportés au coin mantellique par un composant hydraté issu de la déshydratation de la plaque subductée (Arculus, 1994).

Concernant aux HFSE, selon les travaux de Tatsumi *et al.* (1986), les HFSE présentent une mobilité réduite durant la déshydratation de la plaque subductée. Leurs résultats indiquent que plus un élément possède un grand rayon ionique (Cs, Rb, K, Ba), plus il sera mobile et donc facilement dissous dans la phase fluide $K_{D\ LILE}^{min/fluide} < 1$. En revanche, les HFSE (Nb) ne sont pas mobilisés par la phase aqueuse ($K_{D\ HFSE}^{min/fluide} > 1$). Par conséquent, les fluides enrichissent sélectivement la source des magmas d'arc en LILE, voire en LREE, et non en HFSE.

Sur la base des travaux de Tatsumi *et al.* (1986), plusieurs auteurs se sont intéressés à la présence éventuelle de minéraux pouvant retenir les HFSE dans la croûte océanique subductée ou dans le coin de manteau, ce qui expliquerait leur mobilité réduite : a) cristallisation de minéraux hydratés (par ex. amphibole, mica) qui vont piéger les HFSE, lors du passage de l'agent métasomatique dans le coin de manteau (Ionov et Hofmann, 1995) ; b) présence de phases titanées résiduelles (par ex. rutile, sphène, ilménite) qui retiennent sélectivement les HFSE durant la fusion partielle du coin de manteau, idée réfutée par les expériences de Ryerson et Watson (1987). Ils ont en effet démontré la forte solubilité du TiO_2 dans les liquides mafiques, qui rend impossible la cristallisation d'une phase titanifère dans le manteau situé sous l'arc; c) fractionnement durant le processus de déshydratation (Brenan *et al.*, 1995 ; Audetat et Keppler, 2005) ou fusion partielle de la plaque plongeante (Grégoire *et al.*, 2001), en présence de phases titanées résiduelles.

A partir de ces observations et des expérimentations pétrologiques, le magmatisme des zones de subduction a généralement été considéré comme le résultat de la fusion partielle du coin de manteau, sous l'effet de la baisse de son point de fusion par l'ajout de fluides provenant de la

plaque subduite (Ringwood, 1974 ; Tatsumi, 1986, 1989 ; Schmidt et Poli, 1998). Ces fluides, selon les modèles les plus récents (Schmidt et Poli, 1998), peuvent se libérer progressivement le long de la plaque, au gré des réactions de déshydratation des minéraux hydratés, formés grâce à l'interaction de la plaque océanique et des sédiments qui la couvrent avec l'eau de mer. Une fois libérés, ces fluides vont intégrer la couche de manteau sus-jacent à la plaque et l'hydrater, puis un phénomène d'hydrofracturation prend place, lorsque la pression de fluides est assez grande, ce qui permet à ces fluides de remonter dans le coin de manteau vers la région source des magmas (Davies, 1999).

1.1.1 Les sources possibles

Au niveau global, la genèse des magmas dans les zones de subduction est considérée comme un phénomène complexe. En effet, pour produire ces magmas, trois sources potentielles interviennent et peuvent participer d'une manière différente :

1) la lithosphère océanique subductée, qui se compose de roches mafiques (AOC = Altered Oceanic Crust) et de sédiments et qui participe à la genèse des laves d'arc par le biais de fluides aqueux issus de sa déshydratation et/ou de liquides silicatés hydratés engendrés par sa fusion partielle ;

2) le manteau, en fonction de l'agent et du degré de métasomatose, peut fondre pour produire une grande diversité de magmas, où il peut aussi participer en tant que contaminant si les magmas sont issus de la fusion de la lithosphère subductée ;

3) la croûte continentale peut agir en tant qu'agent de contamination ou d'assimilation lors de la remontée ou la différenciation des magmas, processus étroitement contrôlées par sa nature et son épaisseur (25-70 km suivant le contexte géodynamique). Elle peut aussi fondre pour produire ainsi des magmas acides. La contamination par la croûte continentale va apporter des éléments en traces tels que Th, Ba, Rb, K, Sr, LREE, et induire des rapports isotopiques élevés en Sr et Pb, et des valeurs élevés en $\delta^{18}O$. Mais par contre, des faibles rapports isotopiques en Nd (Arculus et Johnson, 1981; Pearce, 1983 ; Hildreth et Moorbath, 1988 ; Davidson *et al.*, 1991).

1.2 Evolution des modèles de genèse des magmas d'arc

Après une trentaine d'années, et malgré des approches diverses et complémentaires (géochimie, pétrologie, pétrologie expérimentale, géophysique), de très nombreuses incertitudes subsistent encore sur l'origine des magmas en contexte de subduction, et l'un des thèmes les plus débattus actuellement concerne le rôle de la plaque plongeante.

Au tout début du développement de la théorie de la tectonique des plaques, l'association systématique des roches calco-alcalines avec des zones tectoniquement actives a conduit Green et Ringwood (1968) à postuler qu'une étroite relation existait entre la genèse de ces laves et les mécanismes d'orogenèse. Ces deux auteurs montrent l'importance du métamorphisme des basaltes sous-plaqués et de la fusion partielle du coin de manteau. Ils ont validé leur hypothèse par des résultats expérimentaux, obtenus en faisant cristalliser différentes compositions synthétiques s'étendant des tholéiites à quartz aux rhyodacites. Selon Green et Ringwood (1968), les stades précoces d'un cycle orogénique sont caractérisés par la formation d'un grand volume de magmas basaltiques, issus de la fusion partielle du manteau pyrolitique. Ces basaltes s'empilent les uns sur les autres et s'accumulent vers 15 km de profondeur sous les marges continentales, les arcs insulaires ou encore les dorsales océaniques. Deux cas de figure peuvent alors se produire :

1) si l'activité magmatique cesse et que la pile de basaltes reste "sèche", le poids des laves permet la transformation des couches inférieures en éclogites, par métamorphisme d'enfouissement. Grâce à leur densité élevée, les éclogites vont s'enfoncer dans le manteau jusqu'à atteindre une profondeur permettant leur fusion partielle (70-100 km) et la genèse de la série calco-alcaline ;

2) la seconde alternative tient compte de la présence d'eau lors de l'empilement des basaltes, qui peut provenir de l'introduction de roches hydratées dans le manteau, par une cellule de convection. Des conditions hydratées, accompagnées d'un fort gradient géothermique provoqué par une activité magmatique soutenue, permet alors la formation d'amphibolites aux dépens des basaltes. Ces amphibolites peuvent ensuite fondre partiellement en base de croûte (vers 30 km) et donner naissance à la série calco-alcaline.

La composition des magmas dérivés de l'un ou l'autre mécanisme est déterminée par la composition moyenne de la pile de basaltes, les conditions de pression et de température lors de

la fusion partielle, ainsi que l'absence ou la présence d'eau. Lors de leur remontée vers la surface, ces magmas subissent divers processus de cristallisation fractionnée, qui produisent toute la gamme de composition des magmas calco-alcalins.

Quatre ans après les expériences de Green et Ringwood (1968), Nicholls et Ringwood (1972) revisitent le modèle de genèse des magmas d'arc et montrent l'importance de la plaque océanique subductée et de sa fusion partielle. En effet, ils déterminent expérimentalement la profondeur maximum à laquelle différentes compositions de liquides (tholéiites plus ou moins saturées en silice et andésites basaltiques) se trouvent en équilibre avec un assemblage mantellique représenté par son constituant principal : l'olivine. En partant du postulat que la cristallisation d'olivine au liquidus dans des conditions mantelliques requiert un environnement riche en H_2O, Nicholls et Ringwood (1972) ont démontré qu'il était possible d'engendrer des liquides tholéiitiques saturés en silice, voire même à quartz normatif, par fusion partielle d'une péridotite hydratée vers 70-100 km de profondeur. En revanche, des liquides andésitiques ne peuvent être produits par ce processus, car ils nécessiteraient une profondeur de formation non réaliste pour une zone de subduction (c'est-à-dire ~20 km).

Dans ce modèle, la fusion partielle du manteau péridotitique est déclenchée par l'apport d'eau provenant de la déshydratation de la lithosphère océanique subductée, qui se fait sur un grand intervalle de profondeur (jusqu'à 100-150 km). L'eau libérée migre dans le manteau sous-jacent, diminue sa viscosité et crée des instabilités gravitaires. Grâce à ces instabilités, des diapirs de péridotite hydratée remontent et fondent par décompression adiabatique en produisant des magmas tholéiitiques saturés en silice. Après ségrégation, ces magmas fractionnent de l'olivine et évoluent vers des basaltes sur-saturés en silice. Durant leur remontée vers la surface, le fractionnement de pyroxène, d'amphibole et finalement de plagioclase permet la formation des magmas plus siliceux de la suite calco-alcaline (andésites, dacites et rhyolites).

En 1973, Nicholls et Ringwood complètent leur modèle en s'intéressant au devenir de la croûte océanique subductée et proposent une explication autre que la cristallisation fractionnée pour la genèse des liquides andésitiques. Vers 100 km de profondeur, après la déstabilisation de l'amphibole, la plaque océanique se transforme en éclogite à quartz sous l'effet de l'augmentation des conditions de pression et de température. Les minéraux hydratés restants (serpentine, talc, hydroxylo-silicates de haute pression) libèrent alors de l'eau entre 100 et 150 km. Lorsque la température régnant dans la zone de Benioff excède celle du solidus d'une éclogite à quartz, la fusion de la plaque plongeante se produit et engendre des liquides calco-

alcalins très riches en silice (> 65% SiO_2). Au contraire de Green et Ringwood (1968), qui proposaient la remontée directe de ces magmas acides jusqu'en surface, Nicholls et Ringwood (1973) sont convaincus que, dans la plupart des cas, ces liquides réagissent avec le coin de manteau pour former des pyroxénites à grenat hydratées. Finalement, des diapirs de pyroxénites à grenat remontent parfois vers la surface et fondent partiellement pour produire des magmas calco-alcalins de composition andésitique.

Au début des années 80, les idées convergent vers l'hypothèse que la genèse des magmas dans les zones de subduction est un processus complexe, impliquant au moins deux réservoirs : la croûte océanique subductée et le coin de manteau sus-jacent. La croûte océanique apporte sa contribution par le biais de fluides aqueux issus de sa déshydratation et de liquides silicatés générés par sa fusion partielle. En 1982, Wyllie et Sekine proposent un modèle détaillé qui tient compte de ces deux possibilités (Fig. 1.1). D'après leur modèle, les fluides aqueux issus de la déshydratation de la plaque plongeante entre 70 et 100 km de profondeur (entre la zone D et la zone E) ne déclenchent pas la fusion partielle du manteau sus-jacent trop froid. En revanche, ils peuvent favoriser la fusion partielle du manteau en base de croûte, lors de leur remontée vers la surface (zone F).

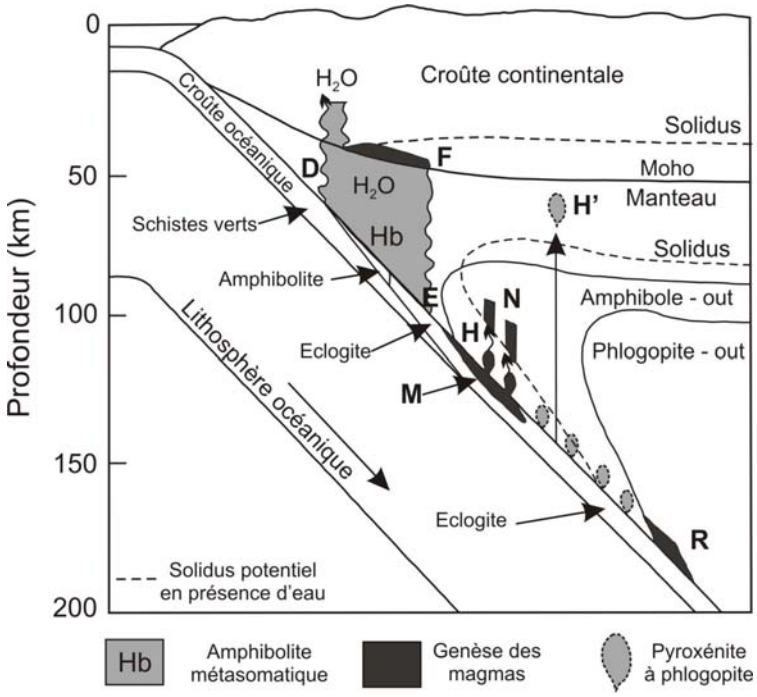


Figure 1.1. Modèle de genèse des magmas d'arc d'après Wyllie et Sekine (1982).

Comme Nicholls et Ringwood (1973), Wyllie et Sekine (1982) proposent que des liquides silicatés riches en eau soient formés par la fusion partielle de la plaque plongeante à des profondeurs supérieures à 100 km (zone M). Ces liquides réagissent ensuite avec la péridotite

mantellique à l'interface avec la croûte subductée. Une couche de pyroxénite à phlogopite se forme alors juste au-dessus de la plaque plongeante. Les fluides aqueux, relâchés lors des réactions métasomatiques et lors de la solidification de cette couche (zone H), migrent vers des zones où la température est plus élevée (zone N) et déclenchent la fusion partielle de la péridotite mantellique. Les magmas produits par ce processus donnent naissance, au niveau du front volcanique, à la série calco-alcaline. La couche de pyroxénite à phlogopite restante est entraînée en profondeur par la convection mantellique. Lorsqu'elle atteint les conditions thermiques appropriées, elle fond partiellement et génère des liquides alcalins sous-saturés, typiques des volcans situés à l'arrière des arcs volcaniques (zone R). Wyllie et Sekine (1982) ont également proposé que des diapirs de pyroxénite remontent parfois à travers le coin de manteau et restent bloqués à la base de la lithosphère continentale (zone H'). Ces blocs participeraient ultérieurement à la genèse des laves intraplaques continentales, ce qui permettrait d'expliquer leur enrichissement en potassium.

A la fin des années 80, Tatsumi et collaborateurs (Tatsumi, 1986, 1989 ; Tatsumi *et al.*, 1986) montrent l'importance de la déstabilisation de phases hydratées du coin de manteau comme le facteur déclenchant la fusion partielle de la péridotite mantellique. En observant que le plan de Benioff se trouve systématiquement à une profondeur d'environ 110 km sous le front volcanique, Tatsumi (1986, 1989) et Tatsumi *et al.* (1986) ont conclu que la formation de ce dernier devait être liée à des réactions dépendant de la pression, comme par exemple la déstabilisation d'une phase hydratée dans le coin de manteau. Pour ces auteurs, la hornblende est la principale phase hydratée de la plaque océanique subductée. Elle se déstabilise vers 90 km en libérant de l'eau qui s'infiltre dans le manteau susjacent, au niveau de l'avant-arc (Fig. 1.2a). Lors de leur percolation, les fluides réagissent avec les minéraux mantelliques au cours d'une réaction qui permet de fixer l'eau dans la péridotite par formation d'amphibole :

orthopyroxène + clinopyroxène + spinelle + H2O → amphibole + olivine

(Schneider et Eggler, 1986).

La péridotite hydratée est ensuite entraînée en profondeur par les mouvements de convection. Vers 110 km, l'amphibole métasomatique se déstabilise et libère de l'eau qui migre vers des profondeurs inférieures, où elle réagit à nouveau avec une portion de péridotite anhydre. Il en résulte un mouvement latéral de l'eau dans la péridotite mantellique, la zone hydratée s'éloignant de la fosse et se déplaçant vers des zones de température de plus en plus élevée. Lorsque le front de formation de l'amphibole atteint la température du solidus de la péridotite hydratée, cette dernière peut fondre partiellement et engendrer des magmas qui vont remonter sous forme de

diapirs (zone A, Fig. 1.2a). A plus forte profondeur, la déstabilisation de la phlogopite mantellique déclenche la formation de magmas à l'arrière de l'arc volcanique (zone B).

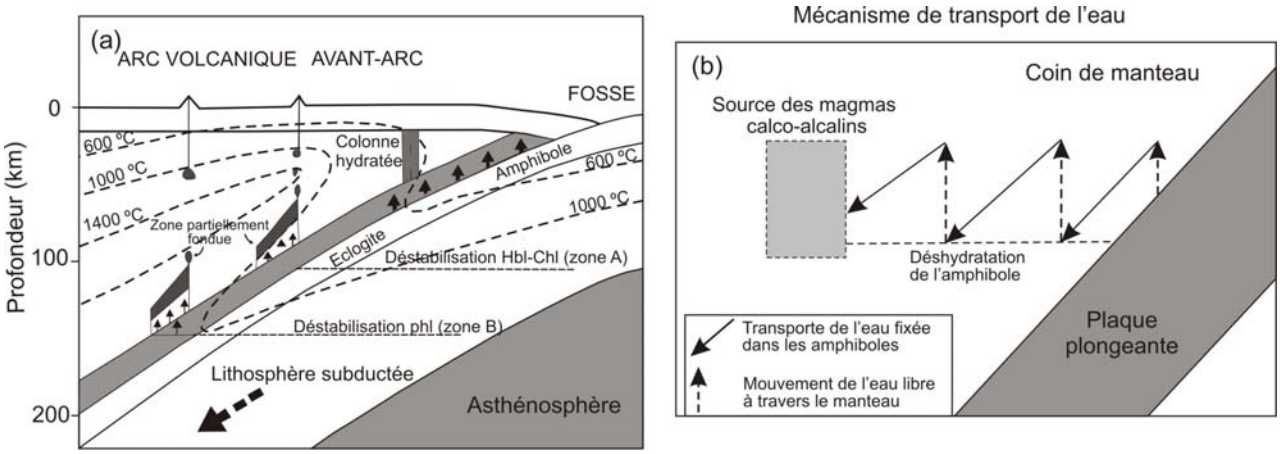


Figure 1.2
(a) Modèle de genèse des magmas d'arc d'après Tatsumi (1989).
(b) Mécanisme de transport latéral de l'eau, de la plaque plongeante vers le coin de manteau (Davies et Stevenson, 1992).

Selon ces auteurs, les phases hydratées de la plaque plongeante se déstabilisent toutes avant 100 km de profondeur. La croûte océanique subductée est par conséquent complètement anhydre lorsqu'elle arrive sous l'arc volcanique principal. La source mantellique hydratée des magmas d'arc est donc produite au niveau de l'avant-arc, puis transportée en profondeur par la convection du coin de manteau. La quantité d'eau disponible, et donc l'abondance des phases mantelliques hydratées, diminue de l'avant vers l'arrière de l'arc, ce qui explique la diminution du degré de fusion du coin de manteau et du nombre d'édifices volcaniques. D'après ce modèle, la fusion partielle se produit à deux profondeurs différentes sous l'arc volcanique. En surface, ce processus se manifeste par la formation de deux chaînes volcaniques parallèles à l'axe de la fosse, comme observées dans de nombreux arcs insulaires et continentaux.

Malgré un modèle détaillé, Tatsumi et ses collaborateurs (Tatsumi, 1986, 1989 ; Tatsumi *et al.*, 1986) ne s'attardent pas sur le mécanisme permettant la migration des fluides et l'avancée du front de formation de l'amphibole. Les travaux ultérieurs de Davies et Stevenson (1992) ont montré que la migration latérale de l'eau dans le manteau sub-arc convectif est contrôlée par des processus successifs de déstabilisation-cristallisation de l'amphibole métasomatique (Fig. 1.2b). Ce mécanisme permet ainsi aux fluides d'atteindre des portions de péridotite possédant une température élevée et de déclencher leur fusion partielle.

Au sujet de la déshydratation de la plaque plongeante, Tatsumi (1989) montre que la déshydratation de la croûte océanique subductée se produit à un seul endroit, correspondant aux conditions de déstabilisation de la hornblende. Au contraire, Nicholls et Ringwood (1972) avaient proposé une déshydratation continue, jusqu'à 150 km de profondeur. Actuellement, ces deux courants de pensée s'affrontent encore au sujet des modalités de la déshydratation de la plaque plongeante. Pour certains, fidèles aux idées de Tatsumi (1986, 1989) et de Tatsumi *et al.* (1986), il n'y a plus de minéral hydraté stable dans la plaque plongeante après la décomposition de la hornblende, qui se produit vers 650°C (Liu *et al.*, 1996). Toute l'eau contenue dans la croûte océanique subductée est donc libérée avant 100 km de profondeur pour une croûte océanique chaude et avant 150 km pour une croûte mature et froide. Pour d'autres (par ex. Pawley et Holloway, 1993 ; Schmidt et Poli, 1998), la lithosphère océanique subductée se déshydrate de manière progressive et continue. Elle peut en effet contenir des quantités significatives d'H_2O jusqu'à plus de 250 km de profondeur, grâce à la présence de minéraux hydratés de haute pression comme la lawsonite, la phengite ou encore le chloritoïde, qui seront stables bien après la décomposition de l'amphibole. Les fluides ne sont plus libérés à une profondeur unique, mais simultanément en différents endroits de la plaque plongeante. L'emplacement du front volcanique n'est donc plus lié à un événement de déshydratation principal, mais à la position des isothermes du coin de manteau, là où la fusion partielle sera suffisante (ca. 1300°C) pour permettre l'extraction mécanique des magmas.

L'hypothèse d'une déshydratation progressive de la plaque plongeante, jusqu'à forte profondeur, est confortée par les expériences de Mibe *et al.* (1999), qui se sont intéressés à la connectivité de la phase fluide dans le manteau supérieur, à l'interface avec la plaque subductée (Fig. 1.3). En tenant compte de la variation des angles de mouillage (θ) d'un système fluide-forstérite, ils ont démontré que les fluides libérés par la déshydratation de la plaque plongeante restent tout d'abord piégés dans la péridotite sus-jacente (θ >60°), puis sont libérés entre 80-150 km de profondeur sous le front volcanique (θ <60°). Ce modèle permet ainsi d'expliquer la position statique du front volcanique, même si la déshydratation de la plaque plongeante s'effectue de manière continue de 40 à plus de 250 km de profondeur.

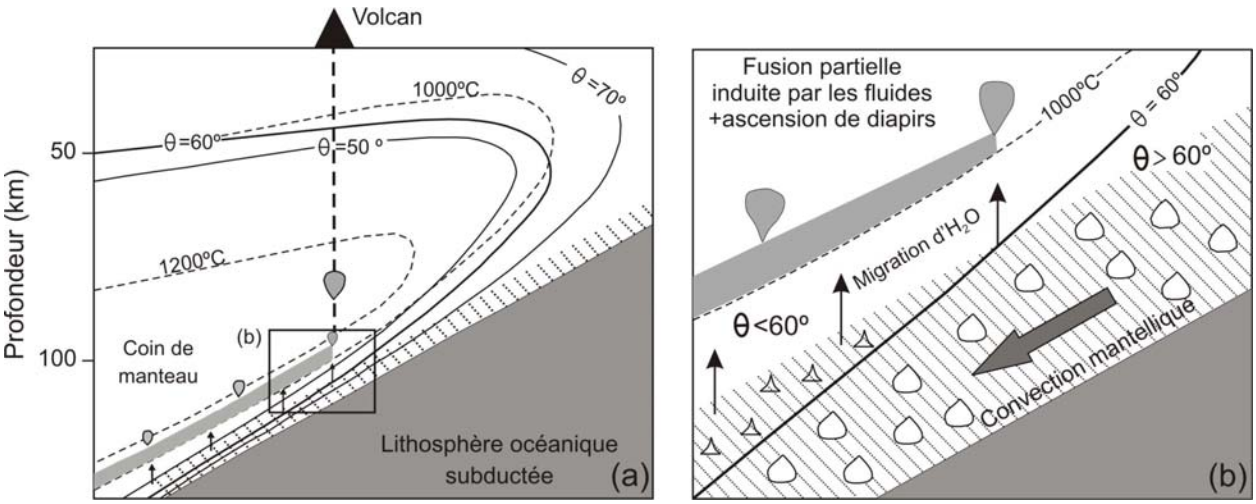


Figure 1.3
(a) Distribution des angles de mouillage dans une zone de subduction.
(b) Détail de la partie centrale. Les symboles à forme concave et convexe représentent la géométrie des limites grains-fluides pour des angles de mouillage respectivement de θ <60° et de θ >60°. La migration des fluides piégés est donc possible lorsque θ <60°. D'après Mibe *et al.* (1999).

La divergence des résultats et interprétations, entre les partisans d'une déshydratation ponctuelle et ceux d'une déshydratation continue, peut s'expliquer par des procédures expérimentales différentes. En effet, la durée moyenne des expériences de Pawley et Holloway (1993) et de Schmidt et Poli (1998) est d'environ une semaine, alors que Liu *et al.* (1996) ont fait durer les leurs jusqu'à trois mois. En partant de l'hypothèse que la courte durée des expériences des premiers a peut-être permis la persistance de phases métastables, Forneris et Holloway (2003) ont réalisé des expériences de une à quatre semaines, afin de déterminer l'influence du temps sur la cristallisation de phases métastables (2,2-3,4 GPa ; 625-750°C). Ils ont démontré que le chloritoïde est effectivement une phase métastable, qui peut encore être présente deux semaines après le début des expériences, mais qui disparaît par la suite. Ainsi, pour des pressions de 3 GPa, les épidotes sont les dernières phases hydratées stables dans la croûte océanique en subduction (Forneris et Holloway, 2003). Leur décomposition avant 100 km de profondeur entraîne la déshydratation totale des basaltes subductés avant leur arrivée sous l'arc volcanique principal.

Les résultats de Forneris et Holloway (2003) sont donc en accord avec ceux de Tatsumi (1986, 1989) et de Liu *et al.* (1996) sur un point crucial : la déshydratation totale de la plaque plongeante est réalisée entre 90 et 110 km de profondeur.

La controverse sur les mécanismes de la déshydratation de la plaque plongeante se poursuit encore actuellement. Les auteurs sont néanmoins d'accord sur un point : la déstabilisation des

phases hydratées de haute pression (par ex. phengite), présentes dans la croûte océanique subductée après la disparition de la hornblende, libèrent beaucoup moins de fluides que cette dernière. La plupart des fluides sont donc relâchés avant 100 km de profondeur.

A partir des années 90, les modèles et les études expérimentales récents plaident en faveur d'une genèse des magmas d'arc par fusion partielle du coin de manteau, déclenchée par l'apport de fluides issus de la déshydratation de la plaque subductée. Néanmoins, la découverte de laves d'arcs dont la signature géochimique diffère de celle des magmas calco-alcalins classiques, tout d'abord sur l'île d'Adak (Aléoutiennes ; Kay, 1978), puis à l'extrémité sud du Chili (Martin, 1987), et finalement sur tout le pourtour de l'océan Pacifique: par ex. Philippines (Maury *et al.*, 1996 ; Sajona *et al.*, 1993, 2000) ; Kamchatka (Kepezhinskas *et al.*, 1995) ; Japon (Morris, 1995) ; chaîne des Cascades (Defant et Drummond, 1993) ; Baja California (Calmus *et al.*, 2003) ; îles Aléoutiennes (Kay, 1978 ; Yogodzinski *et al.*, 1995, 2001) ; Andes du Nord (Beate *et al.*, 2001 ; Bourdon *et al.*, 2002, 2003 ; Samaniego *et al.*, 2002, 2005 ; Hidalgo *et al.*, 2007) ; Andes australes (Martin, 1987 ; Stern et Kilian, 1996 ; Sigmarsson *et al.*, 1998), a permis de définir un nouveau type de magmatisme lié aux zones de subduction : le magmatisme adakitique, nommé ainsi par Defant et Drummond (1990).

Les adakites forment une suite de roches volcaniques ou plutoniques caractérisée par l'absence de termes basaltiques/gabbroïques, la rareté des compositions andésitiques/dioritiques, ainsi que par l'abondance des dacites et des rhyolites/granites. Les représentants volcaniques renferment de nombreux phénocristaux de plagioclase, d'amphibole, voire de biotite. Les pyroxènes (clino- ou ortho-) sont en général absents. De plus, les adakites renferment fréquemment des phases accessoires comme l'apatite, le zircon et le sphène. Géochimiquement, ces laves sont caractérisées par une composition intermédiaire à acide (SiO_2 = 56%), ainsi que par des teneurs élevées en Al_2O_3 (~ 15%) et en Na_2O (<3,5%). Comparativement aux andésites calco-alcalines classiques, les termes basiques de la série adakitique sont plus riches en MgO (3-6%), ainsi qu'en Cr (36 ppm) et en Ni (24 ppm). Leur caractéristique principale, qui permet de les différencier des autres laves d'arc, est leur appauvrissement marqué en Y (<18 ppm) et en terres rares lourdes (Yb < 1,8 ppm), qui confèrent à ces laves des rapports La/Yb (= 20) et Sr/Y (= 40) exceptionnellement élevés. Malgré ces quelques particularités, elles présentent un appauvrissement en HFSE typique des laves d'arc et des compositions isotopiques (Sr, Nd, Pb) comparables à celles des MORB.

La genèse des adakites peut être attribuée à :

1) *la fusion partielle de la croûte océanique subductée* : laquelle est restreinte à trois cas précis, selon le modèle proposé par Peacock *et al.* (1994):

a) en présence de fortes contraintes cisaillantes (>100 MPa) entre les plaques, causées par une subduction rapide ou oblique ;

b) en présence d'une croûte océanique extrêmement jeune (<5-10 Ma) et donc chaude ;

c) lors des premiers stades de la subduction d'une croûte océanique mature et froide.

2) *la fusion de basaltes sous-plaqués en base de croûte continentale épaisse (>40 km),* dans le domaine de stabilité du grenat, comme c'est le cas du batholite de la Cordillère Blanche au nord du Pérou (Petford et Atherton, 1996) ;

3) *cristallisation d'un cumulat à amphibole et grenat à haute pression* par refroidissement d'un basalte primitif hydraté (Prouteau et Scaillet, 2003).

A l'échelle planétaire, Martin *et al.* (2005) ont proposé l'existence de deux groupes différents au sein des adakites :

a) Les adakites riches en SiO_2 (HSA = High-Silica Adakites, avec SiO_2 > 60%). Elles proviennent de la fusion des basaltes subductés qui interagissent avec le manteau et voient leur composition modifiée (enrichie en Mg, Ni, Cr) ;

b) Les adakites pauvres en SiO_2 (LSA = Low-Silica Adakites, avec SiO_2 < 60%). Ces adakites réagissent intégralement avec les péridotites mantelliques qu'elles métasomatisent. La fusion ultérieure de ce manteau engendre le volcanisme.

1.3 La Cordillère des Andes

La Cordillère des Andes est considérée comme un archétype de "chaîne de subduction", édifiée le long d'une marge continentale par des processus directement liés à la subduction des plaques océaniques Cocos et Nazca sous le continent sud-américain. Elle s'étend sur 9000 km de longueur depuis le Vénézuela jusqu'à la Tierra del Fuego (Chili) entre les latitudes 5°N et 55°S. La chaîne a environ 600 km de large et une altitude maximum de 7000 m. Au Pérou les directions régionales de cette chaîne changent vers l'Ouest à proximité des déflexions d'Abancay (13º S) (Fig. 1.4) et de Huancabamba (5º 30'S), dans le sud et le nord-ouest du Pérou, respectivement. Tout le long de la cordillère existent des variations longitudinales de la géométrie de la subduction, de la structure de la lithosphère profonde, de la tectonique, du

volcanisme, de la topographie, etc. Par ailleurs, cette cordillère est le siège d'environ 200 centres volcaniques actifs au Quaternaire.

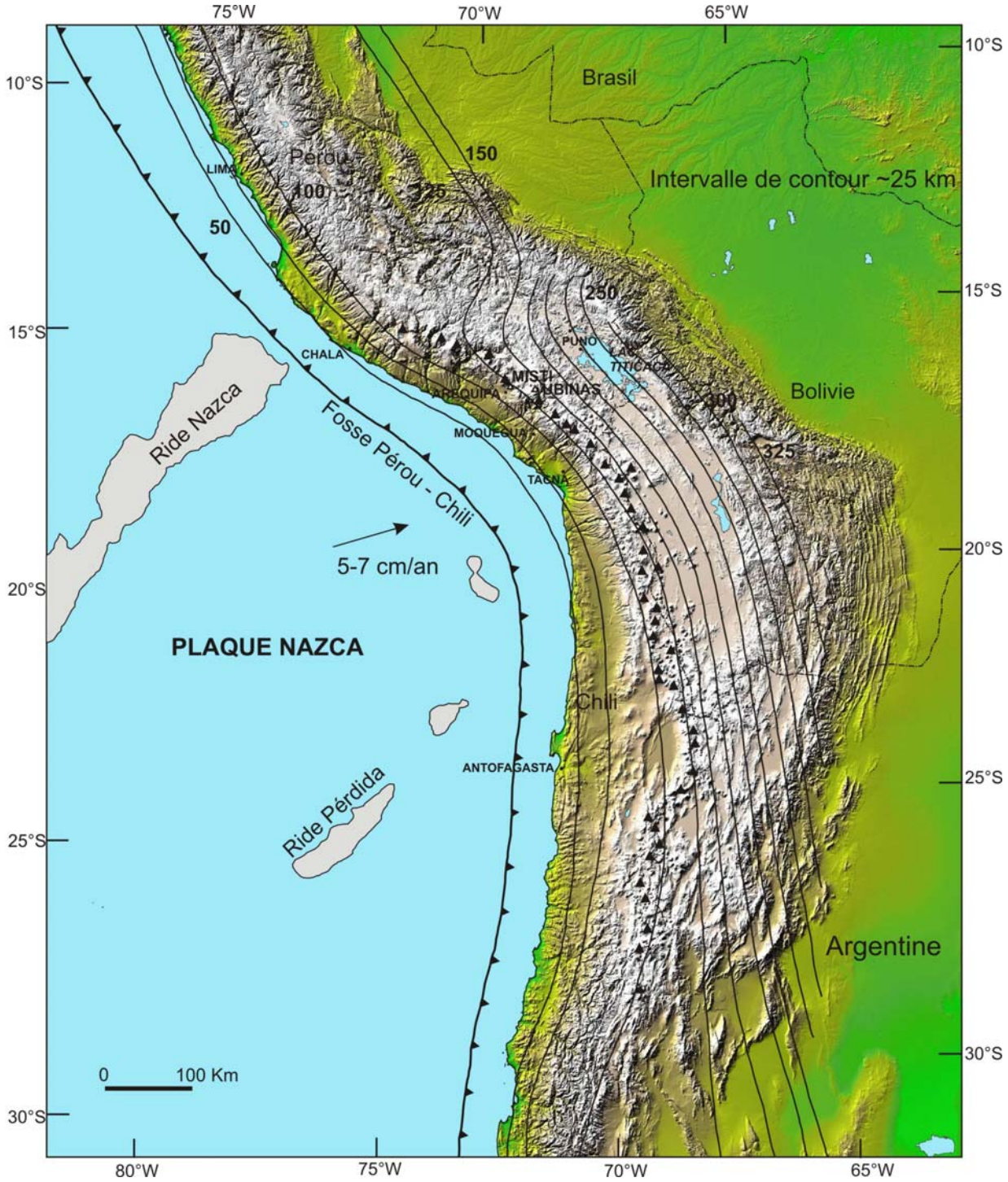


Figure 1.4 Image "Radar Shuttle" qui montre la topographie des Andes Centrales entre 9º S et 31º S (SRMT NASA/JPL, http://photojournal.jpl.nasa.gov/tiff/PIAO3388.tif). Sur cette image nous avons placé les volcans de la CVZ ainsi que la profondeur de la zone Wadati–Benioff (Cahill et Isacks, 1992).

La Cordillère des Andes est subdivisée en trois zones, septentrionales (>2° S), centrales (2 à 33° S ; Fig. 1.4) et méridionales (>33° S). Contrairement au Andes du Nord (10°N - 3°S) qui se seraient formées par collision et accrétion de terrains d'origine océanique (Bourgois *et al.*, 1986 ;

Bosch et Rodríguez, 1992), les Andes centrales (Pérou et Nord du Chili) ne présentent pas de témoignages de phases de collision dans leur histoire et semblent essentiellement liées à la subduction, depuis le Jurassique inférieur jusqu'à nos jours (Coira *et al.,* 1982 ; Mégard, 1987). Cependant, les Andes du Sud enregistrent la fermeture d'un bassin océanique d'arrière arc (Ramos et Kay, 1992).

La chronologie et l'origine du soulèvement des Andes centrales (Fig. 1.4) restent débattue jusqu'à aujourd'hui (Gregory-Wodzicki, 2000 ; Semperé et Jacay, 2008). La genèse de la chaîne s'appuie sur des caractéristiques morphologiques et géologiques, à savoir un relief important (nombreux sommets > 6000 m sur un plateau à 4000 m d'altitude environ), et une croûte continentale épaisse (entre 65 et 74 km d'épaisseur ; Kono *et al.,* 1989 ; Zandt *et al.,* 1996). Cette morphologie semble liée à l'épaississement crustal qui résulte de l'addition magmatique et du raccourcissement acquis au Cénozoïque. On observe davantage de raccourcissement de la croûte dans la Cordillère orientale et davantage d'ascension de magma sous la Cordillère occidentale (Kono *et al.,* 1989 ; Giese *et al.,* 1999 ; Victor *et al.,* 2004). Selon Sobolev et Babeyco (2005), le facteur le plus important contrôlant le raccourcissement est l'accélération du chevauchement vers l'ouest de la plaque sud-américaine sur la plaque océanique Nazca. Les variations du taux de convergence semblent jouer un rôle moins important.

De nombreux auteurs se sont intéressés à la chronologie du soulèvement des Andes centrales, surtout du sud Pérou (Tosdal *et al.* 1984 ; Sébrier et Soler, 1988, 1991 ; Semperé *et al.,* 1997). D'après des données géologiques, Tosdal *et al.* (1984) suggèrent que les géoformes du flanc ouest de la Cordillère occidentale reflètent des épisodes de soulèvement, en réponse à trois événements tectoniques principaux de type compressif (phase Inca), qui se sont succédés entre l'Eocène supérieur (ca. 42 Ma) et le Pléistocène inférieur. Sébrier et Soler (1991) suggèrent que le soulèvement des Andes centrales aurait eu lieu principalement pendant le Miocène en "phases" discontinues, lors de quatre phases compressives : Quechua I (ca. 17 Ma), Quechua II (ca. 10 Ma), Quechua III (ca. 7 Ma), et une phase vers 2 Ma environ. En revanche, Semperé *et al.* (1997), Gregory-Wodzicki (2000) et Kennan (2000) suggèrent que la déformation des Andes a eu lieu de manière continue après l'événement tectonique "Inca", avec une migration de la déformation vers l'Est. En se basant sur l'étude d'incision des canyons au sud Pérou Thouret *et al.* (2007), proposent l'idée d'un soulèvement continu de la Cordillère occidentale au moins pendant les derniers 13 Ma. Pour Semperé et Husson (2003), Thouret *et al.* (2007) et Mamani *et al.* (2010), un écoulement latéral de matériel à faible viscosité dans la croûte moyenne à inférieure, tel que celui modélisé par Victor *et al.* (2004) et Vietor et Oncken (2005) pour le cas

Bolivien, serait une cause plus plausible pour l'initiation de la phase majeure de soulèvement de la Cordillère occidentale au sud du Pérou, entre 13 et 9 Ma.

1.4 Le volcanisme plio-quaternaire de la Cordillère des Andes

L'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 (Gutscher, 2002). Une représentation caractéristique des Andes est en effet la segmentation de la zone de subduction en secteurs à slab plat (<10°) dans lesquelles le volcanisme est absent (par exemple au Nord du Pérou), et d'autres à slab plus incliné (~30°), correspondant aux quatre zones volcaniques actives des Andes (Fig. 1.5).

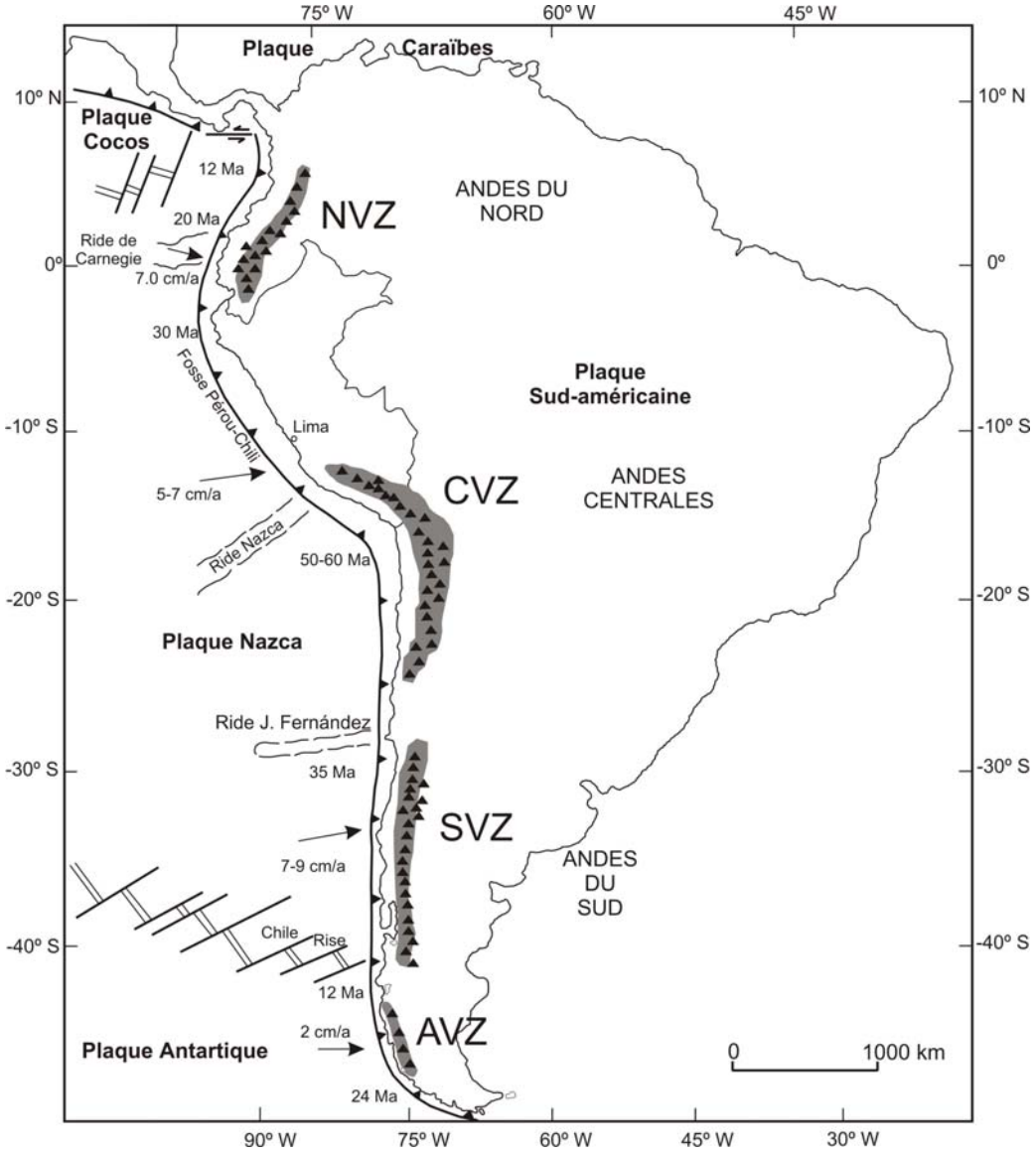


Figure 1.5. Carte schématique du continent sud-américain et des plaques océaniques du Pacifique, d'après Ramos et Alemán (2000), présentant les quatre segments volcaniques actifs des Andes, les rides océaniques (Gutscher, 2002), les âges, la vitesse et le direction des plaques océaniques toute le long des Andes (Norabuena *et al.*, 1998 ; Angermann *et al.*, 1999).

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 lacune sismique de profondeur intermédiaire. La diminution de l'angle de la subduction a été attribuée à la friction exercée par l'arrivée à la fosse 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.

L'arc volcanique de la Cordillère des Andes comprend plus de 200 strato-volcans et au moins 12 caldeiras géantes potentiellement actives, disposées en quatre segments séparés de la chaîne andine connues comme zones volcaniques septentrionale, centrale, méridionale et australe (Fig. 1.5), dont l'activité est le produit de la subduction des plaques océaniques Nazca et Antarctique sous la plaque sud-américaine (Thorpe *et al*., 1982 ; de Silva et Francis, 1991).

La Zone Volcanique Nord (NVZ = Northern Volcanic Zone), couvre la Colombie et l'Equateur, entre 5°N et 2°S (Fig. 1.5). Les volcans sont distribués le long de deux chaînes de montagnes, la Cordillère Occidentale et la Cordillère Orientale (Colombie) ou Cordillère Real (Equateur), séparées par un bassin intra-montagneux appelé dépression Cauca-Patria (Colombie) ou Valle Intermedio (Equateur). A cet endroit, l'épaisseur de la croûte est dans la moyenne de celle observée sur l'arc, soit moins de 60 km d'épaisseur (Feninger et Seguin, 1983). Cette croûte est formée par des terrains allochtones d'origine océanique accrétés à la paléo-marge continentale à la fin du Crétacé (85-65 Ma) et à la fin de l'Eocène (58-35 Ma.) (Bourgois *et al.*, 1986 ; Aspden et Litherland, 1992). Par contre, dans la partie orientale du pays, le socle est constitué de terrains métamorphiques paléozoïques et jurassiques (Aspden et Litherland, 1992).

Les andésites et les dacites sont les roches les plus représentatives de la NVZ. Il ressort de ce modèle que ces variations peuvent être expliquées par des différences de taux de fusion partielle du manteau sous l'arc, les magmas produits sous les volcans du front de l'arc étant générés par des taux de fusion plus élevés (de l'ordre de 15%) que ceux d'arrière arc (moins de 2%). Cet arc est également sujet à des émissions de laves à caractère adakitique. Plusieurs études (Bourdon, 1999 ; Gutscher *et al.*, 2000 ; Beate *et al.*, 2001 ; Bourdon *et al.*, 2002 ; Samaniego *et al.*, 2002 ; Hidalgo *et al.*, 2007) ont démontré les caractères adakitiques de certaines laves émises sur ce segment et se sont focalisées sur l'entrée en subduction de la ride de Carnegie comme la

responsable de la fusion partielle de la plaque océanique plongeante, qui a probablement entre 12 et 20 Ma. La ride de Carnegie aurait pour effet de remonter la plaque et de changer la géométrie de la subduction en rendant cette plaque horizontale ce qui permettrait une fusion de la croûte océanique. Le débat est assez ouvert quant à la présence d'adakites dans le volcanisme de la NVZ (Garrison et Davidson, 2003 ; Bourdon et *al.*, 2003 ; Chiaradia *et al.*, 2009). Par exemple, Garrison et Davidson (2003), en examinant les variations de rapports d'éléments traceurs de la signature adakitique (Sr/Y) en fonction de la latitude sur l'ensemble de la NVZ, ont montré que cette signature particulière ne se corrélait pas avec le contexte géodynamique, et surtout que la subduction subhorizontale proposée par Gutscher *et al*. (2000), basée sur un unique relevé sismique était, au mieux, peu probable.

La Zone Volcanique Centrale (CVZ = Central Volcanic Zone) des Andes (Fig. 1.5), s'étend de 16°S, depuis le bord de la Cordillère occidentale du sud du Pérou jusqu'à 28°S, à la frontière entre le Chili et l'Argentine. Les volcans Misti et l'Ubinas objets de notre étude en constituent donc le secteur septentrional de cette zone. Dans la CVZ, le front volcanique est situé dans le Cordillère occidentale entre 240 et 320 km à l'est de la fosse Pérou-Chili. Le volcanisme dans la CVZ, localisé dans la Cordillère occidentale, semble continu depuis 25 Ma environ, mais a été plus intense au Néogène. La quantité de produits volcaniques émis semble avoir diminué depuis le Pléistocène inférieur jusqu'à aujourd'hui. A cet endroit, de grandes nappes ignimbritiques, rhyo-dacitiques, d'âge mio-pliocène et de plusieurs centaines de km^3 couvrent plus de 200 000 km^2 (Thorpe *et al.*, 1982 ; de Silva et Francis, 1991). Le volcanisme plus récent (quaternaire) est dominé par l'émission de laves andésitiques et par la formation des grands strato-volcans, dont certains sont encore actifs aujourd'hui, associé à un volume d'ignimbrites moindre (Thorpe *et al.*, 1982). On recense 44 strato-volcans actifs, ainsi que plus de 18 champs de cônes monogéniques et au moins six grandes caldeiras potentiellement actives (de Silva et Francis, 1991) dans cette partie de la Cordillère soumise à la subduction de la plaque Nazca, où la croûte océanique est la plus ancienne.

Dans la CVZ se trouve la chaîne volcanique plio-quaternaire du sud du Pérou avec huit volcans composites actifs: Sara Sara, Nevado Sabancaya, Misti, Ubinas, Huaynaputina, Ticsani, Tutupaca, Yucamane (Fig. 1.6), et une quarantaine de petites cônes monogéniques de scories et cendres (zones d'Orcopampa-Andahua et Huambo). Les volcans composites (Huaynaputina, Misti, Ubinas, Nevado Sabancaya, Tutupaca et Yucamane) ont connu au moins une éruption depuis la conquête espagnole en 1540. Par exemple le volcan Huaynaputina a été actif en 1600 A.D. (Thouret *et al.*, 1999 ; Adams *et al.*, 2001 ; de Silva *et al.*, 2008) et le Nevado Sabancaya

entre 1986 et 1998 (Thouret *et al.*, 1994 ; Gerbe et Thouret, 2004). Le volcan Ubinas présente actuellement une petite activité qui a débuté en 2006 (Rivera *et al.*, 2007).

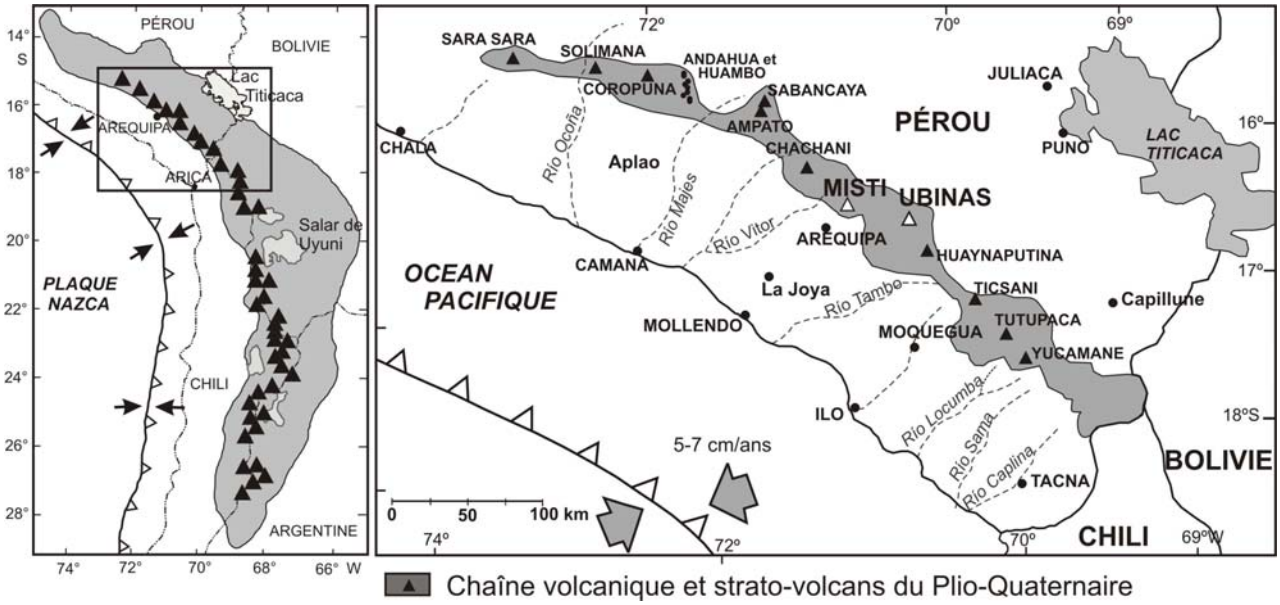


Figure 1.6 Carte de localisation de la chaîne volcanique plio-quaternaire du sud du Pérou et les volcans Misti et Ubinas.

Les Andes centrales possèdent une grande variété pétrologique de laves quaternaires émises. Les andésites, dacites et rhyolites sont les types de roches prédominants émis dans la CVZ, tandis que les andésites basaltiques et les basaltes sont assez rares, voire localement absents. Dans la CVZ, les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ (>0,7055) et $\delta^{18}O$ (>6,4‰) des roches volcaniques sont significativement élevés par rapport aux roches de la SVZ et NVZ, tandis que les rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ (<0,5125) sont significativement faibles (James, 1982, 1984 ; Taylor, 1986 ; Wilson, 1989 ; Davidson *et al.*, 1991). Les corrélations entre isotopes du Sr et O par rapport aux teneurs en SiO_2 augmentent (Harmon *et al.*, 1981 ; Francis *et al.*, 1984 ; Feeley et Davidson, 1994). Les corrélations entre données isotopiques du Pb et l'âge du socle andin (Wörner *et al.*, 1992 ; Aitcheson *et al.*, 1995 ; Mamani *et al.*, 2008), indiquent qu'une importante contamination des magmas de la CVZ ont eu lieu par assimilation intra-crustale (AFC et/ou MASH ; James, 1984 ; Hildreth et Moorbath, 1988), combinée avec la cristallisation fractionnée et/ou anatexie de la croûte (Hawkesworth *et al.*, 1982 ; Davidson *et al.*, 1991 ; Davidson et de Silva, 1995) (Fig. 1.7). Les variations temporelles de la composition des magmas de la CVZ indiquent que la contamination a augmenté dans le temps, depuis l'Oligocène à une période récente, quand la croûte s'épaississait jusqu'à >70 km (Lucassen *et al.*, 2001 ; Mamani *et al.*, 2010).

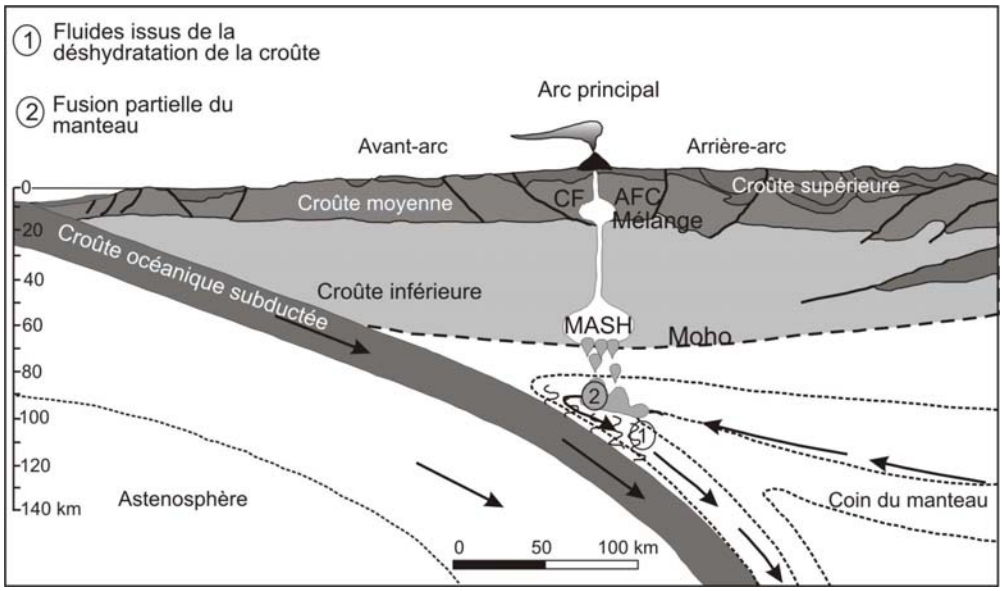


Figure 1.7. Coupe schématique simplifiée présentant le modèle de genèse de magmas dans la CVZ (d'après Mamani, 2006).

Les magmas basiques provenant directement du manteau ou peu contaminés dans le CVZ sont assez rares voire absents. Certains magmas moins contaminés et dérivés directement du manteau dans le CVZ sont représentés par des basaltes à olivine et andésites basaltiques émis par des centres monogéniques (de Silva et Francis, 1991 ; Davidson et de Silva, 1995 ; Delacour *et al.*, 2007), ou par quelques strato-volcans quaternaires (Ollagüe; Feeley *et al.*, 1993 ; Feeley et Davidson, 1994 ; Feeley et Hacker, 1995).

La Zone Volcanique Sud (SVZ = South Volcanic Zone) couvre la partie centrale du Chili et de l'Argentine, entre 33°S et 46°S (Fig. 1.5). Elle est délimitée au Nord par la subduction de la ride de Juan Fernandez et au sud par la subduction de "Rise Chile". On trouve sur cette zone une soixantaine de volcans potentiellement actifs reposant sur une croûte continentale plus mince (entre 30 et 35 km en moyenne). Au nord, au delà de 35°N la croûte est plus épaisse et peu atteindre 60 km. Tout le long de la SVZ, la plaque océanique a entre 0 et 45 Ma et une vitesse de 7 - 9 cm/an. A cet endroit, les âges du substratum varient du Paléozoïque au Mésozoïque inférieur (Munizaga *et al.*, 1988). Les laves émises (des basaltes aux rhyolites) sont supposées provenir de la fusion partielle du coin de manteau sous l'effet d'une baisse de température du solidus grâce à l'ajout de fluides provenant de la plaque plongeante (Stern, 2004).

La Zone Volcanique Australe (AVZ= Austral Volcanic Zone), se trouve au sud du point triple du Chili, traversant la Patagonie et la Tierra de Fuego, et s'étend entre les latitudes 48°S et 54°S (Fig. 1.5). L'AVZ consiste en cinq strato-volcans et l'île Cook constituée par un complexe de dômes et coulées de laves de l'Holocène (Stern et Killian, 1996). C'est la seule des quatre zones

dont l'activité soit liée à la subduction de la jeune plaque Antarctique (moins de 12 Ma), à la vitesse de 2 cm/an. La croûte est assez peu épaisse sous ce segment et le plus souvent inférieure à 35 km (Lowrie et Hey, 1981). Seuls des basaltes et andésites basaltiques ont été échantillonnés à cet endroit. Il résulte de ce contexte un volcanisme à tendance adakitique (Stern et Killian, 1996) lié à la fusion d'une croûte océanique jeune (< 24 Ma).

1.5 Les travaux antérieurs

1.5.1 Les magmas plio-quaternaires du Pérou méridional

Depuis les années 1970, de nombreuses études se sont attachées à expliquer les variations pétrologiques, géochimiques et isotopiques à l'échelle de l'arc volcanique calco-alcalin du sud du Pérou, en différenciant deux grands régions d'âge différent, à savoir : Arequipa (< 1 Ma) région septentrionale, et la Cordillère de Barroso (5 à 1 Ma) région plus méridionale (Dupuy et Lefèvre, 1974 ; James *et al.,* 1976 ; Dostal *et al.,* 1977 ; Hawkesworth *et al.,* 1979 ; Lefèvre , 1979 ; Thorpe et Francis, 1979). Ces travaux ont montré que les roches laviques et pyroclastiques de l'arc calco-alcalin du sud du Pérou, et plus particulièrement celles d'Arequipa et la Cordillère de Barroso, sont des andésites sensu lato, dacites et rhyolites, à texture généralement porphyrique. D'un point de vue géochimique ces roches appartiennent à la série calco-alcaline moyennement à fortement potassique, et sont caractérisées par de fortes concentrations en LILE et LREE, et en K_2O, Rb, Ba, Sr et de faibles teneurs en TiO_2, Ta, Nb. Ces caractéristiques ont permis d'expliquer que les magmas sont le résultat de la fusion partielle d'un manteau péridotitique métasomatisé par des fluides issus de la croûte océanique subductée (Dupuy et Lefèvre, 1974 ; James *et al.,* 1976 ; Dostal *et al.,* 1977 ; Lefèvre, 1979). Ces travaux montrent que les roches des régions d'Arequipa et Barroso ont des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ assez élevés (0,7067 – 0,7079 pour la région d'Arequipa, et 0,7054 – 0,7680 pour la région de Barroso) par rapport au magmas d'arc insulaires. Ces rapports isotopiques élevés ont permis d'évaluer le degré de contamination des magmas par la croûte continentale, pendant son ascension et stockage près de la surface (James *et al.,* 1976 ; Lefèvre, 1979 ; Briqueu et Lancelot, 1979). Cependant, ces travaux n'ont pas pris en compte la diversité pétrologique et géochimique existant entre les différents appareils volcaniques de ces régions, et ils étaient souvent fondés sur un nombre d'échantillons restreint.

Postérieurement, dans les années 1980 et 1990 des études géochimiques effectuées à l'échelle de l'arc volcanique calco-alcalin du sud Pérou et de la CVZ (Tilton et Barreiro, 1980 ; James, 1982,

1984 ; Thorpe *et al.,* 1982 ; Harmon *et al.,* 1981, 1984 ; Taylor, 1986 ; Sébrier et Soler, 1991 ; Davidson *et al.,* 1990, 1991 ; Vatin-Pérignon *et al.,* 1992 ; Feeley et Hacker, 1995) fondés souvent sur le comportement des éléments majeurs, en trace et des isotopes (O, Sr, Nd, Pb) des laves représentées tout au long de l'arc montrent l'occurrence de plusieurs types de processus ou mécanismes intervenant lors de l'évolution des magmas dérives de la fusion partielle du coin du manteau. Ces processus sont l'assimilation de magmas génères en base de la croûte continentale (Davidson *et al.,* 1990, 1991 ; Feeley et Hacker, 1995) dans une zone MASH (fusion, assimilation, stockage et homogénéisation - de Hildreth et Moorbath, 1988) ; des processus d'AFC (assimilation - cristallisation fractionnée) à des faibles profondeurs (James, 1982, 1984 ; Taylor, 1986), et/ou la contamination crustale de magmas calco-alcalins lors du stockage et/ou de la remontée du magma vers la surface, du fait de la présence d'une croûte continentale très épaisse (~70 km, James, 1971).

Dans ce contexte, James (1984) a examiné les variations systématiques des isotopes de l'O, Sr, Nd et Pb, ainsi que l'abondance des éléments en trace dans les laves de la région d'Arequipa et de la Cordillère du Barroso. Ainsi, il a proposé des processus couplés d'assimilation crustale et cristallisation fractionnée (AFC) lors de l'évolution et différenciation des magmas. James (1984) soutient que ces magmas assimilent le "gneiss de Charcani" (Massif d'Arequipa) d'âge précambrien, à des niveaux superficiels de la croûte continentale, couplé avec le fractionnement du plagioclase.

D'ailleurs, des études pétrologiques effectuées sur d'autres strato-volcans calco-alcalins de la CVZ, tels que les volcans Ollagüe (Feeley et Hacker, 1995), Parinacota et Tata Sabaya (Davidson *et al.,* 1990 ; de Silva *et al.,* 1993), montrent que les produits laviques et pyroclastiques de ces volcans calco-alcalins ont des teneurs en HREE et Y faibles, plus ou moins similaires à celles des volcans plio-quaternaires du sud du Pérou. En autre, ils présentent des rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ trop élevés, et des rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ faibles par comparaison avec ceux magmas d'arcs insulaires. Ce type de signature géochimique a été interprété par la contamination ou l'assimilation de magmas d'origine mantellique en base de la croûte continentale (Wörner *et al.,* 1988 ; Davidson *et al.,* 1990).

Dans les dix dernières années, des études pétrologiques spécifiquement effectuées sur certains volcans plio-quaternaires du Pérou méridional, comme le Nevado Sabancaya (Gerbe et Thouret, 2004) ; le Huaynaputina (Thouret *et al.,* 2001 ; Adams *et al.,* 2001 ; de Silva *et al.,* 2008) ; l'Ubinas (Rivera, 2000 ; Thouret *et al.,* 2005) ; Misti (Legros, 2001) et le région d'Andahua-

Orcopampa-Huambo (Delacour *et al.,* 2007 ; Sorensen et Holm, 2008) montrent que chaque volcan possède un ou plusieurs système(s) magmatique(s). L'évolution de leurs magmas est principalement contrôlée par des processus de cristallisation fractionnée, souvent couplés avec la contamination ou l'assimilation crustale lors de son stockage en base de croûte (par ex. zone de MASH - de Hildreth et Moorbath, 1988) et/ou pendant son ascension et stockage dans des réservoirs superficiels. Eventuellement, ces magmas évoluent par des processus de cristallisation fractionnée, AFC et/ou de mélange de magmas dans une ou plusieurs chambres magmatiques superficielles ou profondes. En général, les magmas sont de nature calco-alcaline moyenne à fortement potassique, et résultent principalement de la fusion partielle du coin du manteau métasomatisé par des fluides issus de la déshydratation de la croûte océanique subductée. Malgré une apparente uniformité pétrographique et minéralogique, elles possèdent des caractéristiques géochimiques et isotopiques qui varient suivant leur position au sein de l'arc volcanique.

Ainsi des études pétrologiques et géochimiques effectuées sur les produits émis par les volcans monogéniques d'Andahua-Orcopampa et Huambo (Delacour *et al.,* 2007) montrent qu'ils sont de composition calco-alcaline, depuis des d'andésites basiques riches en olivine aux dacites (52,1 – 68,1 wt% SiO_2). Les andésites basiques riches en olivine de Huambo constituent les magmas quaternaires les plus primitifs reconnus au Pérou méridional. Ces roches présentent des similitudes et aussi des différences pétrographiques et géochimiques avec celles des volcans composites. L'étude pétrologique et géochimique de ces laves démontre que les magmas de ce secteur des Andes proviennent de la fusion partielle du manteau, mais évoluent dans des réservoirs profonds situés en base de croûte où ils interagissent avec les magmas engendrés lors de la fusion partielle d'une granulite à grenat (à haute pression), dans une zone MASH (fusion, assimilation, stockage et homogénéisation). Dans cet endroit, la fusion de la croûte inférieure est rendue possible par le régime thermique anormal induit par l'épaississement de la croûte (entre 65 et 70 km d'épaisseur) (Whitman *et al.,* 1996 ; Kay *et al.,* 1999). Ensuite, les magmas déjà "contaminés" montent jusqu'aux zones de stockage des niveaux supérieurs de la croûte où ils subissent les effets combinés des processus de cristallisation fractionnée, d'AFC et de mélange magmatique. Certaines laves des volcans monogéniques qui remontent rapidement vers la surface, conservent les caractéristiques "primitives" (andésites basiques à olivine). Malgré quelques indices d'évolution par cristallisation fractionnée en système ouvert, la plupart des magmas ne portent pas de trace significative d'une contamination dans la croûte superficielle. L'absence d'anomalie en Eu même dans les magmas différenciés, qui serait indicatrice de fractionnement intense de plagioclase à basse pression, suggère que ces magmas sont remontés rapidement depuis les zones profondes.

Par ailleurs, les études pétrologiques de produits récents (1988 à 1996) du volcan Nevado Sabancaya, effectuées par Gerbe et Thouret (2004), montrent que des injections répétées de magmas mafiques à la base d'un réservoir superficiel (localisés à environ 6 km de profondeur, d'après les mesures effectuées sur les cristaux d'amphibole) en cours de différenciation, ont provoqué des processus de mélange mécanique (« mingling ») et d'hybridisation (« mixing »), conduisant à la formation de magmas andésitiques hybrides. Avant la réactivation du volcan en 1988, des processus d'assimilation de matériaux crustaux ont affecté les magmas d'origine mantellique, dont les rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ apparaissent trop élevés (0,7067–0,7067 et 7,6–8,4 ‰ VSMOW, respectivement) pour résulter d'une simple différenciation en système clos à partir de magmas issus d'une source mantellique.

Des études pétrologiques et géochimiques des roches du volcan Ubinas mises en place entre le Pléistocène moyen (>370 ka) et l'époque historique effectuées par Thouret *et al.* (2005) montrent que ces produits sont de composition calco-alcaline fortement potassique (56 à 71 wt% SiO_2 et 2,1 à 3,9 wt% K_2O). Les processus magmatiques participant à la genèse des magmas incluent la cristallisation fractionnée à différents niveaux de la croûte continentale, et le mélange de magmas andésitiques dans un réservoir magmatique superficiel. Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,706-0,707) élevés et εNd (-6,48) faibles, ainsi que l'appauvrissement en HREE et Y des roches de l'Ubinas, sont attribués à l'assimilation des magmas mantelliques en base de la croûte continentale épaisse (>65 km d'épaisseur), en présence de grenat (à haute pression). Selon cette étude, les éruptions récentes enregistrent une modification vers un système plus profond, avec des magmas plus mafiques et plus hétérogènes dérivés de sources distinctes, suggéré par l'importante variation des rapports Sr/Y et Sm/Yb des produits récents. Ces auteurs ont réalisé des études fondées sur un nombre limité d'échantillons, peu représentatifs de l'évolution temporelle, sans données par exemple dans l'intervalle 140 à 25 ka. En plus, ils n'ont pas de données sur les produits de l'activité éruptive de 2006 – 2009.

Des études effectuées par Legros (2001) et Legendre (1999) sur le volcan Misti montrent que les compositions des produits émis par ce volcan varient depuis les andésites jusqu'aux rhyolites (55 – 76 wt% SiO_2). Ces études montraient que les roches du Misti présentent des rapports élevés en Sr/Y et des teneurs faibles en Y et HREE. Legros (2001) suggère que les magmas du volcan Misti sont adakitiques et probablement générés par la fusion partielle de la croûte inférieure, épaissie par des sous-placages basaltiques d'origine mantellique, comme cela a été proposé par Atherton et Petford (1993) pour les roches sodiques du batholite de la Cordillère Blanca au nord du Pérou.

Par ailleurs, des études géochimiques de roches ignées et métamorphiques d'âge Protérozoïque à l'Holocène de la CVZ (13°-18°S), effectuées par Mamani *et al.* (2008) avec l'aide des rapports isotopiques (Pb, Sr, Nd) montrent l'existence de deux grands domaines crustaux dans les Andes Centrales, qui ont des caractéristiques isotopiques particulières. Ces domaines sont : le Domaine d'Arequipa (16° S à 19° S) et le Domaine de la Cordillère (au Nord de 16° S et au Sud de 19° S). Les volcans Misti et Ubinas sont situés dans le "Domaine d'Arequipa", dont les roches présentent de rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ (>0,705) élevés, Pb de type crustale ($^{206}Pb/^{204}Pb$: 16,08-18,55, $^{207}Pb/^{204}Pb$: 15,44-15.7, $^{208}Pb/^{207}Pb$: 37,62-38.66) et εNd (-4 à -13) bas, ce qui indique que les magmas basaltiques provenant du manteau ont été fortement contaminés par la croûte continentale superficielle acide, mais aussi par la croûte continentale inférieure à composition basique, où le grenat est présent, soit comme résidu de fusion soit comme phase fractionnant (*cf.* Mamani *et al.*, 2008).

A partir d'une vaste base de données chimiques et isotopiques de roches volcaniques émises depuis le Jurassique jusqu'à l'Holocène, Mamani *et al.* (2010) ont récemment mis en évidence l'âge du début de l'épaississement crustal dans la Cordillère occidentale, entre l'Oligocène et Miocène. Les résultats indiquent des différences systématiques dans les compositions chimiques et isotopiques des roches volcaniques en fonction de l'âge. Ainsi, la composition chimique des andésites émises avant (Oligocène) et après l'épaississement crustal (post-Miocène), est semblable en termes d'éléments majeurs. Néanmoins, dans le plupart de cas, les andésites post-Miocène montrent un importante enrichissement de certains éléments en trace (Ba, Sr), LREE (La, Sm), ainsi qu'un appauvrissement marqué en HREE et Y. Ces roches présentent en outre des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ élevés et εNd bas par rapport à leurs équivalents anciens. Ceci indique une importante contamination ou assimilation des magmas récents provenant du manteau en base de croûte ou à l'interface croûte-manteau, où sera présent le grenat (±amphibole), comme résidu de fusion ou phase fractionnante (*cf.* Mamani *et al.*, 2010).

Il semble donc que la composition des magmas plio-quaternaires au sud du Pérou soit principalement contrôlée par des processus se produisant dans la zone de subduction et la croûte continentale, et dominés par :

- Les transferts de fluides de la plaque plongeante vers la péridotite mantellique ;
- Les modalités de la fusion partielle (taux de fusion, profondeur) ;
- L'assimilation ou mélange de magmas provenant du manteau avec ceux issus de la fusion de base de la croûte continentale (processus MASH, de Hildreth et Moorbath, 1988) ;

- Les modalités de contamination et d'assimilation crustale de magmas mantelliques à différents niveaux de la croûte continentale, qui a des âges et des compositions différents à travers la CVZ ;
- La cristallisation fractionnée et éventuellement le mélange de magmas dans des réservoirs magmatiques superficiels.

Dans la cadre de ce travail de thèse, nous étudions les produits laviques et pyroclastiques émis par les deux volcans actifs Misti (<112 ka) et Ubinas (<370 ka), du point de vue pétrologique et géochimique. Cette étude permettra d'avoir une connaissance détaillée de la pétrogenèse et l'évolution des magmas émis au cours du temps et des caractéristiques de l'activité volcanique passée.

1.5.2 L'activité volcanique récente au sud du Pérou

Dans le sud du Pérou, plusieurs types de structures volcaniques et styles évolutifs sont observés. Les deux cas typiques sont:

1) Les strato-cônes andésitico-dacitiques de relativement courte durée (<1 Ma), la plupart de forme presque symétrique et avec un cratère central (volcans Ubinas, Misti, Yucamane). L'évolution temporelle typique est caractérisée pour une gamme continue d'éruptions avec des volumes de laves émis importants, dont la composition dans la plupart des cas reste relativement stable. Dans le registre pétrographique, des figures de mélange de magma ont été souvent observées, et parfois considérées comme un facteur déclenchant des éruptions.

2) Les anciens édifices de type bouclier (>0.5 Ma) avec dômes dacitiques et produits pyroclastiques associés. L'interaction de magmas est aussi enregistrée notamment dans leurs minéraux qui montrent des compositions et des structures complexes.

Les volcans actifs et potentiellement actifs à caractère calco-alcalin sont construits sur une croûte continentale épaisse (65 km d'épaisseur environ). L'histoire de ces volcans se déroule en moins d'1 Ma (volcans Misti, Ubinas, Nevado Sabancaya, Tutupaca, Yucamane). Ces volcans ont présenté différents types de dynamismes éruptifs pendant leur histoire. En effet, leur activité, au moins pendant les derniers 100 ka, à été caractérisée par des éruptions explosives de type plinienne, sub-plinienne, phréatomagmatique, vulcanienne, qui ont mis en place plusieurs types de dépôts de retombées et coulées pyroclastiques répandues autour des ces volcans. De plus, la

croissance et la destruction de dômes de laves ont produit des dépôts de blocs et cendres (volcans Misti, Ticsani, Yucamane, Ubinas). Ces dynamismes éruptifs ont été mis en évidence par diverses études volcanologiques et stratigraphiques, effectuées pendant ces quinze dernières années (Rivera *et al.,* 1998 ; Suni, 1999 ; Thouret *et al.,* 1999, 2001, 2002 ; Legros, 2001 ; Adams *et al.,* 2001 ; Thouret *et al.,* 2005 ; Gerbe et Thouret, 2005 ; de Silva *et al.,* 2008).

Les volcans du sud du Pérou montrent une activité volcanique variable liée probablement aux conditions physico-chimiques qui règnent dans les réservoirs magmatiques et aux variations temporelles de la composition chimique et du volume de magma injectés dans le réservoir magmatique superficiel. Tout au long de l'évolution des volcans polygéniques, des variations dans la composition chimique des magmas sont observées à différentes échelles de temps. Les changements à court terme sont ceux produis au cours d'une seule éruption ou cycle éruptif, par exemple l'éruption plinienne de 1600 du volcan Huaynaputina (Thouret *et al.,* 1999 ; Adams *et al.,* 2001 ; de Silva *et al.,* 2008). Ils peuvent être attribués à une zonation du réservoir magmatique avant éruption ou mélange de magmas de différentes compositions. Les variations à moyen terme qui sont observées à l'intérieur d'une séquence effusive ou pyroclastique pendant des périodes de plusieurs milliers d'années et peuvent être attribuées à une grande variété de processus pétrogénétiques, comme la cristallisation fractionnée, le mélange de magmas ou l'AFC (assimilation - cristallisation fractionnée). Les différences de composition observée à long terme, c'est-à-dire au cours de l'histoire d'un volcan, reflètent le changement des conditions physiques et chimiques de genèse et d'évolution des magmas qui peuvent dériver de diverses régions sources. En autre, des régimes magmatiques distincts sont aussi observés, se succédant selon différentes échelles de temps. Cependant, un rapide changement (<1 ka) d'un régime à un autre n'est pas généralement observé.

Les chroniques historiques relatant l'activité volcanique au sud du Pérou existent depuis 1550 D.C. et montrent que les volcans actifs péruviens ont émis des produits volcaniques sous forme de retombées de cendres ou coulées pyroclastique que ont engendré des dommages dans les villages localisés autour de ces volcans (Thouret *et al.,* 1994, 2002 ; Rivera *et al.,* 1998 ; Suni, 1999). Actuellement, du point de vue des risques au sud du Pérou, une éruption explosive faible à modérée du volcan Misti pourrait causer des dommages importants dans l'agglomération d'Arequipa, deuxième ville du Pérou, qui abrite environ 900 000 personnes. Il en est de même de l'Ubinas, dont l'activité éruptive actuelle a débuté le 27 mars 2006 et se poursuit encore aujourd'hui. Ce volcan, au cours des derniers 500 ans a présenté des éruptions modérées de types vulcaniennes, phréatomagmatiques et "Saint-Vincent", qui ont mis en place des retombées de

cendres et coulées pyroclastiques de cendres et scories, produits répandus sur plus de 10 km autour du volcan. L'activité du dernier siècle a provoqué des dommages dans les villages situées entre 4 et 12 km au pied du flanc sud où vivent plus de 5000 personnes (Rivera *et al.*, 1998, 2007).

1.6 Objectifs de la thèse

La connaissance détaillée de l'activité éruptive passée d'un volcan actif est cruciale pour comprendre les processus et proposer des scénarios éruptifs futurs, ainsi que pour identifier les zones qui pourraient être affectées par de futures éruptions. Ainsi, la reconstruction de l'activité volcanique passée requiert une base stratigraphique détaillée, fondée sur des datations tirées des archives et radiométriques (^{14}C, Ar^{40}/Ar^{39}) qui permettront de calculer le degré de récurrence de différents types d'éruptions, ainsi que le temps de repos ou d'activité éruptive intermittente. La fréquence éruptive ainsi que le style éruptif futur pourraient être corrélés aux processus physiques et chimiques qui opèrent dans un réservoir magmatique. La mise en évidence de ces processus est le principal objectif des méthodes de la pétrologie, géochimie et volcanologie.

Le but de cette thèse est d'approfondir les thématiques suivantes : évolution volcanologique, types et dynamismes éruptifs, caractérisation des processus pétrogénétiques et des sources des magmas émis par les volcans Misti et Ubinas. Cette étude permettra aussi de mieux connaître le comportement dynamique et magmatique récent de ces volcans afin de prévenir les risques associés en cas d'éruptions futures.

L'évolution volcanologique du volcan Ubinas est aujourd'hui encore mal connue. En effet, l'âge de la mise en place des importants dépôts laviques et pyroclastiques de l'Ubinas, et les périodes de changement de styles éruptifs au cours de son historie éruptive sont peu précises. Par contre, pour le Misti, plus de 35 datations ^{14}C et Ar^{40}/Ar^{39} obtenues par Thouret *et al.* (2001) et Legros (2001) expliquent de manière presque exhaustive l'évolution volcanologique. Pour ce dernier volcan, dans le cadre de ce travail de thèse, nous avons réalisé deux nouvelles datations Ar^{40}/Ar^{39} pour préciser l'âge limite de chaque période stratigraphique décrite par Thouret *et al.* (2001). En plus nous avons fait des logs stratigraphiques dans différents endroits localisés autour du Misti et corrélé les différents dépôts pour préciser l'évolution volcanologique et repérer chrono-stratigraphiquement les échantillons étudiés dans ce travail de thèse. Dans le cas de l'Ubinas quatre nouvelles datations Ar^{40}/Ar^{39} ont été obtenues pour préciser l'âge limite de chaque étape

évolutive et la mise en place des produits les plus volumineux. En plus, une nouvelle stratigraphie et une carte géologique fondée sur les donnés de terrain seront présentés dans la cadre de ce mémoire.

Par ailleurs, il est admis que les magmas des volcans Misti et Ubinas proviennent de la fusion partielle du coin du manteau par déshydratation de la plaque plongeante (par ex. Thouret *et al.,* 2005 ; Mamani *et al.,* 2008, 2010). Cependant, les principaux mécanismes intervenant lors de la genèse et l'évolution de ces magmas restent à connaître, car ils sont masqués par les différents processus de contamination et d'assimilation qui interviennent lors de la montée à travers la croûte continentale épaisse (entre 65 et 70 km d'épaisseur). Ces magmas calco-alcalins se caractérisent par des rapports élevés en $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$, ainsi que par un appauvrissement en HREE et en Y (Legros, 2001 ; Thouret *et al.,* 2005 ; Mamani *et al.,* 2010) ; Dans ce sens, la discussion portera ici sur le ou les mécanisme(s) de genèse et leur évolution. En effet, plusieurs processus magmatiques sont à même de produire ces caractéristiques géochimiques :

- la cristallisation fractionnée et l'assimilation crustale (AFC) de magmas basaltiques provenant du manteau, et évoluant à différents niveaux de la croûte continentale ;
- la contamination, l'assimilation et le stockage de magmas d'origine mantellique à la base de la croûte continentale ;
- le mélange de magmas d'origine mantellique avec ceux engendrés par la fusion de la base de la croûte continentale ou mélange de magmas au niveau de la croûte superficielle;

En conséquence les objectifs principaux de ce travail sont de :

- caractériser l'évolution chrono-stratigraphique du volcan Ubinas, à partir des reconstitutions stratigraphiques des dépôts (description de leurs faciès, corrélations stratigraphiques et datations radiométriques) ;

- caractériser l'évolution pétro-géochimique des magmas des volcans Misti (<112 ka) et Ubinas (<370 ka) émis pendant leurs dernières étapes éruptives, en relation avec les épisodes volcaniques décrits par ailleurs ;

- Identifier les processus pétrogénétiques qui peuvent rendre compte de la genèse et de l'évolution des magmas des volcans Misti et Ubinas, dans le contexte de l'arc volcanique calco-alcalin plio-quaternaire du sud du Pérou ;

- modéliser les différents processus pétrogénétiques et définir leur participation relative dans la genèse et l'évolution des magmas des volcans Misti et Ubinas.

Afin d'atteindre ces objectifs, j'ai réalisé de nombreuses études de terrain et de cartographie. Un échantillonnage minutieux a été réalisé sur le terrain depuis 1997 avec J.C. Thouret sur le volcan Ubinas. Pour le volcan Misti, cet échantillonnage a été effectué avec J.C. Thouret et J.P. Eissen, lors de plusieurs campagnes de terrain depuis 1995. En 2008, j'ai prélevé avec A. Gourgaud 20 échantillons supplémentaires des deux volcans.

Différents types d'analyses ont été effectués dans plusieurs laboratoires :

- Analyses chimiques de roches totales (éléments majeurs et en traces). Ces analyses ont été effectuées dans trois laboratoires : l'Université de Bretagne Occidentale (par Joseph Cotten), l'Université de Göttingen (Allemagne) et le Laboratoire Acme Labs (Canada) ;

- Analyses chimiques des minéraux (éléments majeurs). Après les calibrations faites par Jean-Luc Devidal, j'ai effectué les analyses à l'aide de la microsonde Cameca SX-100 du Laboratoire Magmas et Volcans (Clermont-Ferrand) ;

- Analyses isotopiques de roches totales (Sr, Nd et O). Les analyses des isotopes du Sr et du Nd ont été effectuées par Chantal Bosc au Laboratoire Magmas et Volcans. J'ai effectué les analyses isotopiques de l'oxygène au laboratoire des Isotopes Stables de l'Université de Saint Etienne, sous la direction de Marie-Christine Gerbe ;

- Datations $^{49}Ar/^{39}Ar$ (verres et biotites). La séparation des verres et biotites a été effectuée par mes soins au Laboratoire Magmas et Volcans, tandis que les analyses de l'argon ont été réalisées par S. Scaillet au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement – Unité mixte de recherche CEA-CNRS, à Gif Sur Yvette.

Ce mémoire se compose de six chapitres :

1) Le premier chapitre consiste en une revue des travaux antérieurs sur les mécanismes mis en jeux dans la genèse des magmas des zones de subduction, spécifiquement tout au long de la cordillère des Andes, ainsi qu'au niveau des différents réservoirs.

2) Dans un deuxième chapitre, j'exposerai le cadre géologique et volcanologique de la Zone Volcanique Centrale (CVZ) des Andes et plus précisément l'arc volcanique Plio-Quaternaire péruvien, où se situent les volcans Misti et Ubinas étudiés dans ce travail de thèse.

3) Dans un troisième chapitre, la stratigraphie est présentée, et la minéralogie, pétrologie et géochimie des produits du volcan Misti sont caractérisées. Le résultat du modèle pétrogénétique est présenté ensuite.

4) Dans le quatrième chapitre, j'exposerai l'étude stratigraphique du volcan Ubinas en caractérisant la minéralogie, la pétrologie et la géochimie des roches de ce volcan. Les résultats des modèles pétrogénétiques sont présentés ensuite.

5) Dans un sixième chapitre, les données acquises au cours de notre étude sur les roches des volcans Misti et Ubinas, et les mécanismes mis en jeu pendant la genèse et l'évolution des magmas seront comparés, pour caractériser leur signature géochimique.

6) Enfin je résumerai les différents résultats dans une conclusion générale.

2. Cadre géologique et volcanologique du Pérou méridional

2.1 Le contexte géodynamique

La marge péruvienne est caractérisée par une activité sismique et volcanique récurrente, directement liée à la subduction de la plaque océanique Nazca sous la plaque continentale sud-américaine. Cette subduction est le résultat de la rupture, il y a environ 28 Ma, de l'ancienne plaque océanique Farallón, qui a engendré les plaques Nazca et de Cocos au sud, et la plaque Juan de Fuca au nord (Hey, 1977 ; Pilger, 1984 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987; Somoza, 1998).

Au Pérou, les études de localisation des foyers sismiques situés tout le long du plan de Benioff-Wadati ont permis à Barazangi et Isacks (1976), ainsi que à Bernal *et al.* (2002) de montrer que les angles de subduction de la plaque Nazca varient tout au long de la ligne de côte (Fig. 2.1). En effet, dans le sud du Pérou (15° - 27° S), où se produit le volcanisme plio-quaternaire, les angles de subduction sont de 30° environ, tandis qu'au centre et au nord du Pérou les angles de subduction varient entre 2° et 15° S (Fig. 2.1), là où le volcanisme n'est plus actif. Dans la marge occidentale péruvienne les séismes peuvent être observés jusqu'à environ 300 km de profondeur, ensuite, la lithosphère plongeante se réchauffe et devient ductile, empêchant toute tectonique cassante d'engendrer des séismes.

Le taux de convergence entre les plaques Nazca et sud-américaine, d'après Norabuena *et al.* (1999) sur la base de données géophysiques, serait actuellement d'environ 6 cm/an, à la latitude de Lima (12° S). Par ailleurs, Kendrick *et al.* (2003) proposent un taux de convergence de 6,3 cm/an pour la marge centrale andine. 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 indiquerait une décélération de la convergence entre les plaques Nazca et sud-américaine depuis 3 Ma (Norabuena *et al.*, 1999). À ce ralentissement serait corrélée une diminution de la production magmatique depuis le Pliocène supérieur. En effet, les produits laviques et pyroclastiques sont apparemment moins volumineux que ceux du Miocène.

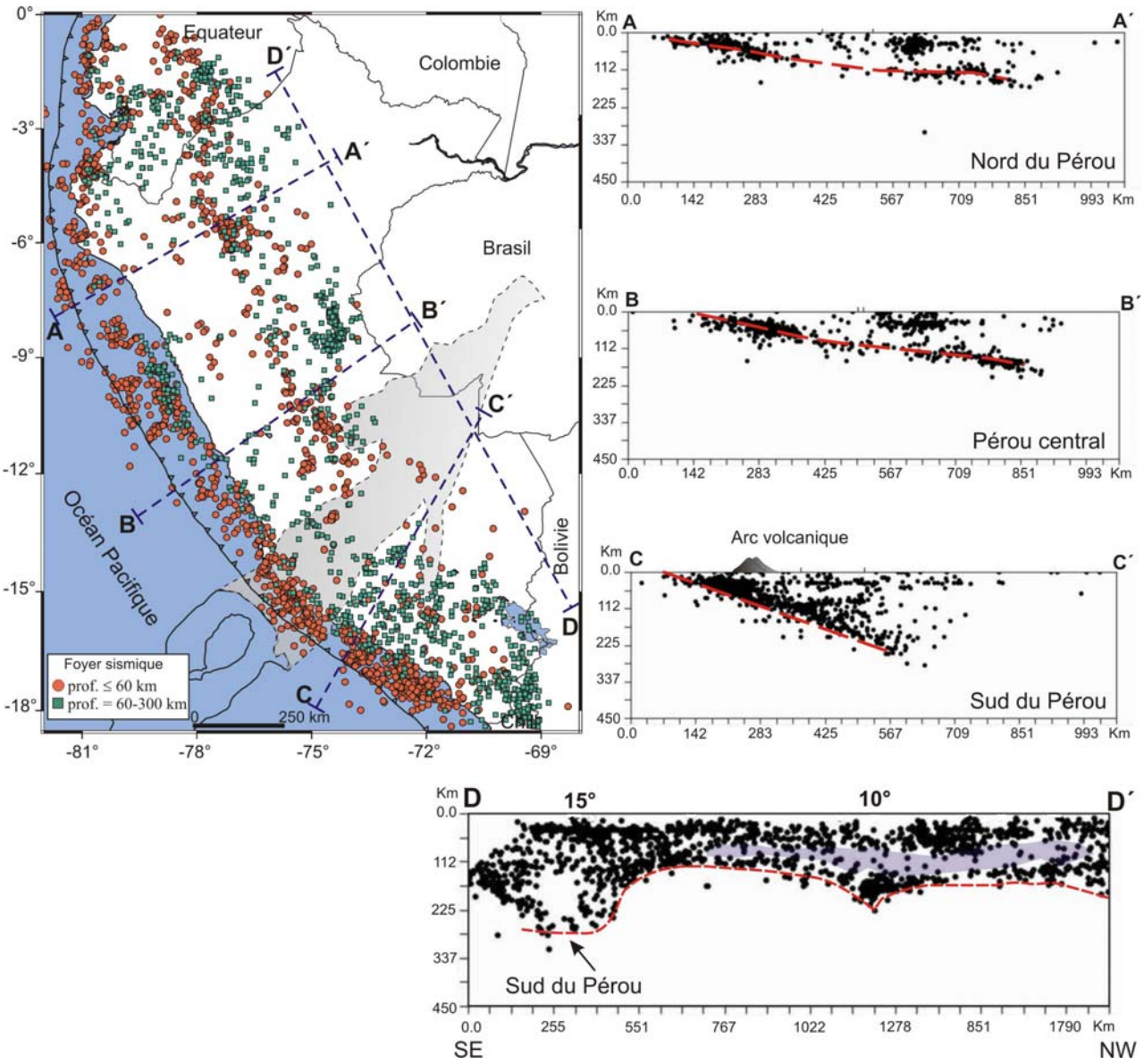


Figure 2.1 Géométrie du plan de Benioff au-dessous de différents secteurs du Pérou selon les coupes sélectionnées AA', BB', CC' (Bernal *et al.*, 2002).

La subduction de la plaque Nazca se produit de façon oblique à la plaque sud-américaine (N79°E). L'âge de la plaque subductée sous la CVZ est d'environ 40 à 50 Ma (Sébrier et Soler, 1991). La fosse Pérou-Chili a une profondeur maximale de 8000 m, et elle est dépourvue de sédiments au sud du Pérou (Thornburg et Kulm, 1987). De plus, aucun prisme d'accrétion n'a été observé tout au long de la CVZ (von Huene *et al.*, 1999). Cependant, des sédiments pélagiques ont été supposés à 140 km de la côte du Chili, et sont principalement des calcaires, de 220 m d'épaisseur environ (Thornburg et Kulm, 1987).

Au Pérou méridional, l'arc volcanique calco-alcalin plio-quaternaire est situé entre 235 et 300 km à l'Est de l'axe de la fosse Pérou-Chili (Sébrier et Soler, 1991 ; Thornburg et Kulm, 1987), et le plan de Benioff se trouve au-dessous de cette zone, entre 120 et 160 km de profondeur

(Barazangi et Isacks, 1976 ; Cahill et Isacks, 1992). Le volcan Misti est situé à environ 240 km à l'Est de la fosse, tandis que l'Ubinas est situé à 280 km.

Des données sismiques et gravimétriques indiquent que la croûte continentale sous la Cordillère occidentale au sud du Pérou a entre 65 et 70 km d'épaisseur (James, 1971 ; Kono *et al.,* 1989) (Fig. 2.2), et diminue sous l'Altiplano à moins de 60 km d'épaisseur. Selon certains auteurs le magmatisme a été la cause principale de l'épaississement crustal sous la Cordillère occidentale, par rapport à la Cordillère orientale, où l'épaississement serait lié à une activité principalment tectonique (James, 1971 ; Kono *et al.,* 1989 ; Semperé et Jacay, 2008).

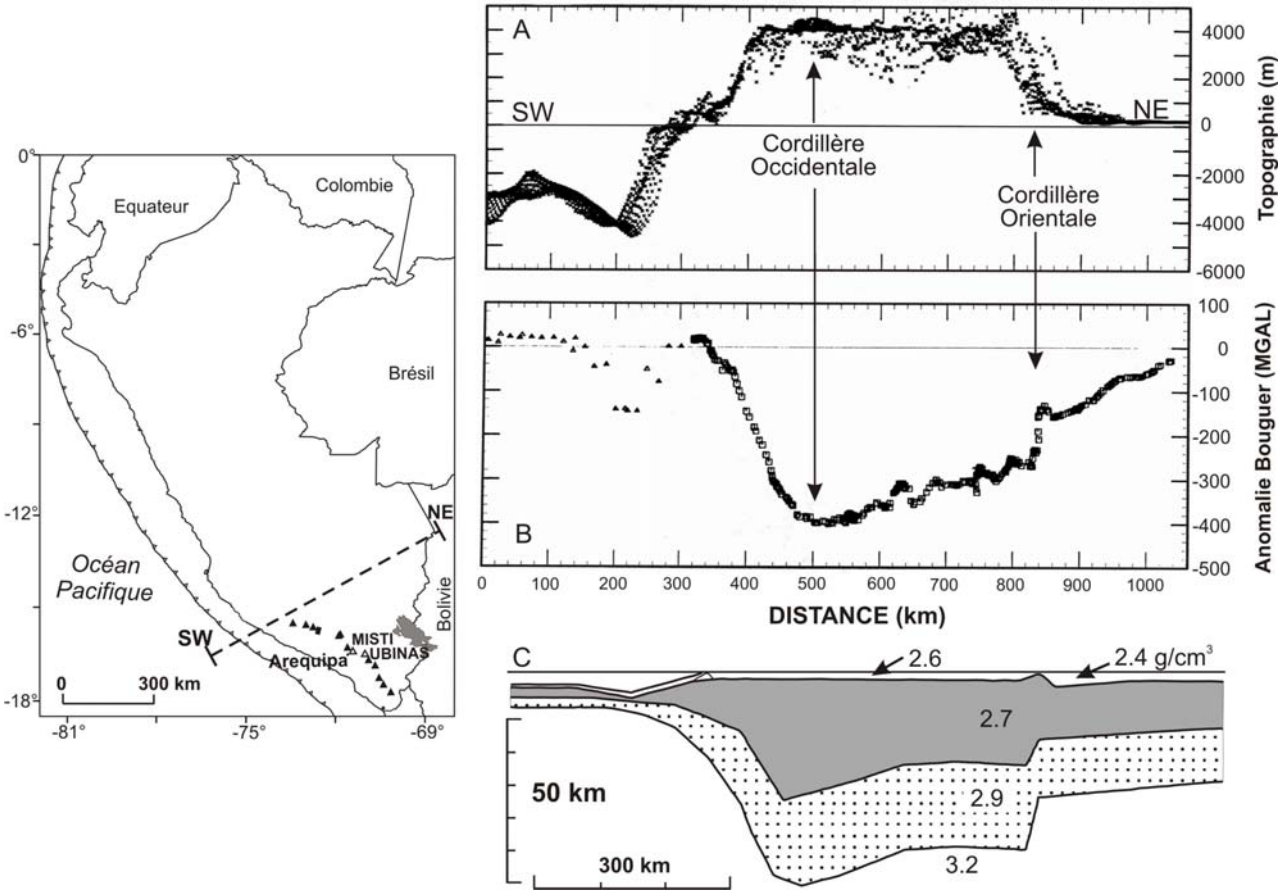


Figure 2.2 Topographie (A), anomalies de Bouguer (B) et distribution estimées des densités et des épaisseurs de la croûte continentale (C) au sud du Pérou (d'après Kono *et al.,*1989).

L'histoire géologique des Andes Centrales, en particulier au Pérou méridional, débute au Trias supérieur et se poursuit jusqu'à l'époque actuelle (Audebaud *et al.,* 1973). Elle peut être subdivisée en deux grandes périodes, la période pré-orogénique et la période orogénique dont la phase de compression débute au Crétacé supérieur (Mégard, 1987). Des études sur le régime tectonique et magmatique effectuées sur la période allant de l'Oligocène à l'Actuel (Sébrier et Soler, 1991) ont montré que l'Oligocène a été marqué par un "repos" magmatique qui semble

être contemporain d'une période de faible convergence. Selon Sébrier et Soler (1991), cinq phases compressives majeures EW se sont succédé depuis la fin de l'Oligocène jusqu'à la période actuelle. Elles sont liées à une convergence rapide, synchrone d'une période d'activité magmatique importante. L'hypothèse de Sébrier et Soler (1991) a été remise en cause par Sempéré et Jacay (2008), qui suggèrent que depuis le Miocène une activité tectonique de type compressionelle continue s'est produite dans la Cordillère orientale (Fig. 2.2), tandis qu'un important apport magmatique s'est produit dans la Cordillère occidentale.

Au sud du Pérou, la tectonique actuelle est caractérisée par une extension N-S dans les Hautes Andes de la Cordillère de la côte et par une compression E-W dans la Cordillère subandine (Mercier *et al.*, 1992).

2.2 Coupe générale des Andes au sud du Pérou

D'ouest en est, les Andes au sud du Pérou présentent une zonation paléogéographique et structurale liée à une histoire complexe. Le long d'une coupe perpendiculaire à la chaîne, quatre grands sous-domaines se dessinent (Mégard, 1987 ; Sébrier *et al.*, 1988 ; Allmendinger *et al.*, 1997 ; Lamb et Hoke, 1997 ; Gregory-Wodzicki, 2000) (Fig. 2.3) :

2.2.1 La zone d'avant-arc

Dans ce domaine on distingue deux unités : le piémont Pacifique et la Cordillère de la côte situés à l'ouest de la Cordillère des Andes (Fig. 2.3). Le piémont Pacifique présent une topographie assez plane, localisée entre 100 et 500 m d'altitude, tandis que la Cordillère de la côte localisée entre 1000 et 1500 m d'altitude, présente des fortes pentes en direction de l'océan Pacifique (Sébrier *et al.*, 1988). Le substrat des régions côtières est dominé par les roches granitiques de la Cordillère de la côte, qui s'injectent dans le socle métamorphique du Protérozoïque. Ces granites sont les restes internes d'un arc volcanique mésozoïque. Ils sont recouverts par des roches sédimentaires marines et volcano-sédimentaires, mises en place dans de grands et profonds bassins marginaux, en extension au Mésozoïque. Sur ces terrains reposent en discordance les séquences volcaniques de l'Oligocène et du Miocène, et sédiments alluviaux et éoliens du Quaternaire (Palacios, 1995).

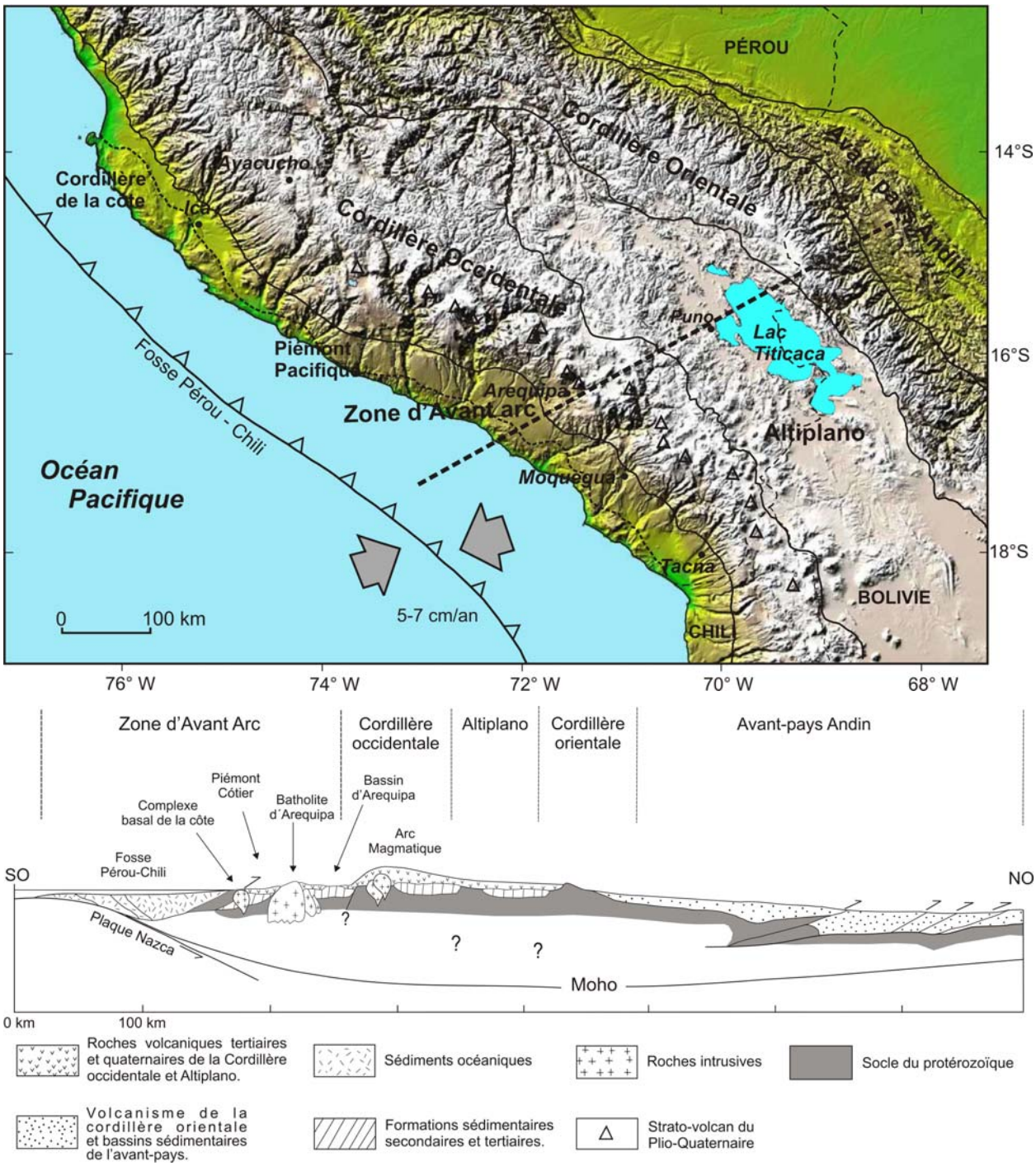


Figure 2.3 Coupe simplifiée montrant les sous-domaines morphostructuraux des Andes centrales à la latitude 16°S environ au sud du Pérou (d'après Kennan, 2000).

2.2.2 La Cordillère occidentale et l'arc magmatique

La Cordillère occidentale est une chaîne de montagne d'environ 150 km de large dont l'altitude varie de 3500 à 6700 m. Le substratum est constitué essentiellement de roches sédimentaires marines du Mésozoïque et de roches magmatiques plutoniques (granites à tonalites) du Jurassique au Paléocène (Boily *et al.*, 1989), sur lesquelles reposent des séquences volumineuses

de roches volcaniques, sous la forme de dépôt de coulées pyroclastiques et laves mises en place au Cénozoïque. En plus, au sud du Pérou (15° S), vers l'ouest de la Bolivie et le nord du Chili (19° S), la Cordillère occidentale présente une chaîne de strato-volcans pléistocènes qui reposent sur un haut plateau à environ 4400 m d'altitude.

Localement, le flanc occidental de la Cordillère est entrecoupé par des vallées profondes et étroites, qui sont parfois des canyons (Río Cotahuasi, Río Colca) de 1,5 à 3 km de profondeur. La formation de ces canyons est étroitement liée au soulèvement de la Cordillère des Andes depuis 13 Ma (Thouret *et al.*, 2007).

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 d'escarpement Ouest Andin (Wörner *et al.*, 2002). Cet escarpement dont on observe un élément à l'ouest d'Arequipa (Fig. 2.3) a une histoire structurale assez complexe, mais il semble néanmoins dominé par des failles de décrochement et failles normales à vergence ouest, qui ont permis le soulèvement en bloc de la Cordillère occidentale depuis le Miocène (Mering *et al.*, 1996).

2.2.3 Zone d'arrière-arc

2.2.3.1 L'Altiplano

L'Altiplano est localisé à l'est de la Cordillère occidentale des Andes (Fig. 2.3) et s'étend sur 250 km de large avec une altitude qui varie entre 3700 et 4400 m. Ce plateau comprend quelques dépressions peu profondes ou des vallées encaissées, les plus profondes s'étendant vers le sud-est de Cuzco. L'Altiplano est un ensemble de bassins cénozoïques remplis de séquences volcaniques et sédiments volcano-sédimentaires d'environ 4000 m d'épaisseur, provenant principalement de la Cordillère occidentale et en partie de la Cordillère orientale (Sébrier *et al.*, 1988). Ces roches reposent sur des séquences sédimentaires marines du Paléozoïque inférieur et du Crétacé. Les intercalations volcaniques sont constituées de coulées de lave, ignimbrites et dépôts volcanoclastiques d'âge Eocène et Miocène. Elles sont plus communes dans la partie ouest de l'Altiplano (Palacios, 1995). En autre, l'ouest de l'Altiplano est le siège d'une chaîne étroite et discontinue de petits volcans monogéniques à compositions shoshonitiques.

2.2.3.2 La Cordillère orientale

La Cordillère orientale est localisée à l'est de l'Altiplano (Fig. 2.3), à 4000 m d'altitude, avec quelques sommets englacés vers 6000 m d'altitude. Cette cordillère est principalement constituée par des séquences sédimentaires du Cénozoïque (Sébrier *et al.*, 1988) dans les ceintures de chevauchements, couvertes par des sédiments terrigènes continentaux. Il existe aussi quelques petits affleurements de roches intrusives à caractère peralumineux, datés entre 27 et 23 Ma (Clark *et al.*, 1984). En plus, des nappes ignimbritiques avec des compositions peralumineuses affleurent de manière irrégulière le long de la bordure occidentale, datés de ~18 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 (Sébrier et Soler, 1991).

2.2.4 L'avant-pays

L'avant-pays est localisé à l'est de la Cordillère orientale (entre 400 et 1000 m d'altitude) et se prolonge jusqu'à l'Amazonie de la Bolivie. La lithologie consiste en une série continue de sédiments d'origine marine qui datent du Silurien au Jurassique, dont l'épaisseur dépasse 4000 m. Ces roches sont recouvertes par des sédiments continentaux de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, de l'Oligocène supérieur au Holocène. L'ensemble de ces formations constitue une ceinture de chevauchements et de plis superficiels (zones sous-andines). Dans l'avant-pays, on observe aussi un bassin actif d'avant-pays (Christophoul *et al.*, 2002 ; Baby *et al.*, 1992).

2.3 Géologie régionale entre le bassin d'Arequipa et l'Ubinas

La distance qui sépare les volcans Misti et Ubinas est de 65 km environ. Nous décrirons dans ce paragraphe les différents ensembles géologiques qui forment une partie du substratum de ces deux volcans. Au sud du Pérou, dans la région où s'édifient les volcans Misti et Ubinas, le substratum est constitué principalement par des 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 plus, on observe des roches intrusives d'âge fini crétacé, et des séries volcaniques et volcano-sédimentaires continentales, jurassiques et cénozoïques. Le tout repose en discordance sur un socle précambrien, appelé Massif d'Arequipa (Vargas, 1970 ; Loewy *et al.*, 2004).

2.3.1 Précambrien

Massif d'Arequipa (socle métamorphique)

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 du Protérozoïque, principalement des gneiss à faciès granulitique, datés entre 2 et 1,9 Ga (Wasteneys *et al.*, 1995 ; Wörner *et al.*, 2000). Il appartient au substratum Arequipa-Antofalla, un bloc crustal Protérozoïque isolé (Loewy *et al.*, 2004). Ces roches sont exposées au sud-ouest Pérou, au sud-ouest de la Bolivie et au nord du Chili (Tosdal, 1996 ; Loewy *et al.*, 2004). Dans notre zone d'étude ces roches sont appelées "gneiss de Charcani". Elles affleurant à l'ouest (canyon du Río Chili), sud-ouest et sud (secteur de Polobaya) du volcan Misti. Vers le sud-ouest du bassin d'Arequipa (Fig. 2.4), ces roches sont recoupées par les intrusifs mésozoïques du batholite d'Arequipa. On trouve aussi ces gneiss tout au long de la vallée du río Coalaque (30 km au sud d'Arequipa), jusqu'au village d'Omate (40 km au sud de l'Ubinas). Là, les gneiss sont des roches massives de couleurs gris, avec un léger rubannement et de gros cristaux de microcline, hypersthène, plagioclase, quartz, biotite et sillimanite. Elles sont recoupées par de nombreuses veines de pegmatites.

2.3.2 Mésozoïque

Groupe Yura (Bajocien supérieur – Crétacé inférieur)

Les roches appartenant à ce groupe affleurent au pied du flanc nord du volcan Misti et à 25 km à l'ouest du Misti (Fig. 2.4). Ces roches affleurent aussi à l'est et au sud du volcan Ubinas (à environ 40 km). Il s'agit de sédiments clastiques d'origine océanique, où alternent des bancs de calcaires, de grès et d'argiles sur plus de 2000 m d'épaisseur (Jenks, 1978 ; Jacay, 2005). Ce groupe est composé de cinq formations sédimentaires :

- Formation Puente (Bajocien supérieur), constituée par des grès turbiditiques à grain fine ;
- Formation Cachíos (Callovien) constituée par des argiles noires et des grès à faciès de talus ;
- Formation Labra (Oxfordien - Kimméridgien) constituée de grès gris avec stratifications entrecroisées, à faciès deltaïque ;
- Formation Gramadal (Jurassique supérieur – Tithonien inférieur) constituée par des couches de calcaires récifaux ;
- Formation Hualhuani (Tithonien supérieur) constituée par des grès à grain fin qui présentent des stratifications entrecroisées. Les affleurements de ce groupe présentent des plis anticlinaux et synclinaux localement serrés, dont les axes ont une orientation générale NW-SE.

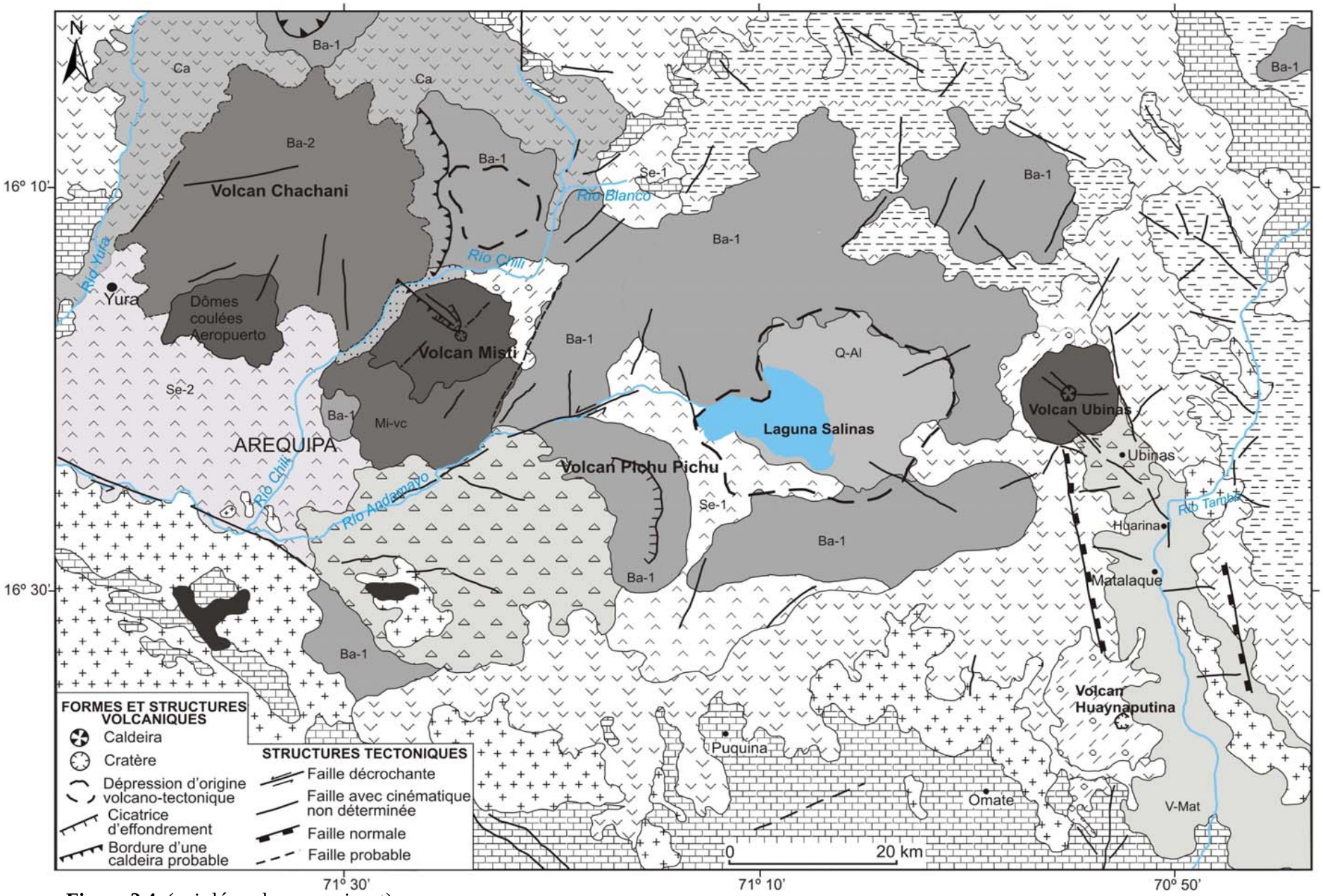


Figure 2.4: (voir légende page suivant)

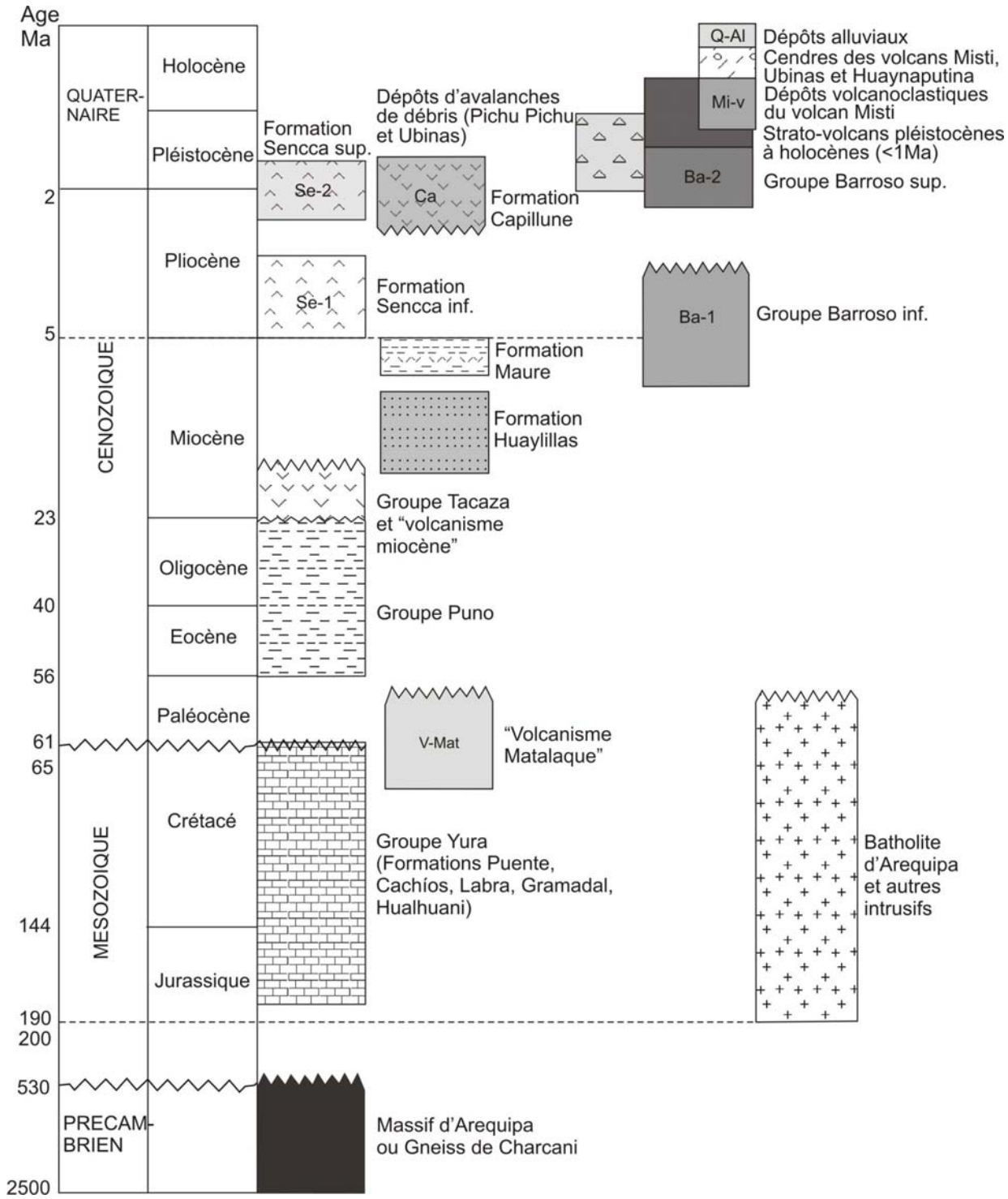


Figure 2.4 Carte géologique simplifiée de la région d'Arequipa et sa légende, réalisées à partir des cartes géologiques au 1/100000 de INGEMMET (Garcia et Landa, 1968 ; Guevara, 1969 ; Vargas, 1970 ; Marocco et del Pino, 1972 ; Garcia et del Pino, 1975), ainsi que des études stratigraphiques effectués par Tosdal *et al.* (1981), Paquereau-Lebti *et al.* (2006), Thouret *et al.* (2007) et des données de terrain.

Formation Matalaque (Mæstrichtien - Campanien)

Elle est constituée par une séquence de coulées de laves andésitiques altérées et hydrothermalisées, intercalées avec des dépôts de coulées pyroclastiques soudées, des brèches volcaniques et des niveaux de sédiments sableux (Marocco et del Pino, 1972). Cette formation a environ 1200 m d'épaisseur et repose sur des roches du Groupe Yura (Jurassique - Crétacé). Dans notre zone d'étude, les roches appartenant à la formation Matalaque affleurent dans la confluence des rivières Ubinas et Tambo (14 km au sud-est du volcan Ubinas, Fig. 2.4). Cette formation est la plus ancienne qui affleure autour du volcan Ubinas.

Le Batholite d'Arequipa (Jurassique - Paléocène)

Le batholite côtier du Pérou s'étend sur plus de 1600 km de long et 65 km de large et comprend plus de 1000 plutons (Wilson, 1989). Ce batholite est découpé en "super-unités", qui représentent chacune un événement magmatique calco-alcalin différent, avec une composition variant des gabbros aux leucogranites. Les termes intermédiaires (tonalites et granodiorites) sont 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). Le batholite d'Arequipa représente une branche orientale du batholite côtier (Fig. 2.4). Localement, le batholite côtier 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 dans la région d'Arequipa (Beckinsale *et al.*, 1985 ; Mukasa, 1986). Le batholite d'Arequipa est intrusif dans une zone de décollement datée du Mésozoïque supérieur (Vicente, 1990 in Mering *et al.*, 1996) et formée dans les roches du socle précambrien. Ces plutons recoupent aussi les roches sédimentaires mésozoïques du Groupe Yura. D'ailleurs, à 30 km environ au sud et sud-est du volcan Ubinas on observe des affleurements de roches intrusives à composition de monzonite à quartz, appartenant au batholite d'Arequipa.

2.3.3 Cénozoïque

Le Groupe Puno (Eocène - Oligocène)

Les roches sédimentaires appartenant au Groupe Puno affleurent sur une vaste région de l'Altiplano, localisée à l'est et nord-est du volcan Ubinas (Fig. 2.4). Il s'agit de trois faciès : 1) un faciès conglomératique peu induré qui comprend des niveaux massifs avec quelques niveaux

de grès interestratifiés ; 2) un faciès mixte, sable-conglomérat, et 3) un faciès constitué par de grès et argiles avec peu ou pas de stratification. Ces sédiments ont plus de 2000 m d'épaisseur (Chanove *et al.*, 1969) et contiennent des charophytes et une faune de divers vertébrés que comprend des actinoptérygiens et chéloniens (Marshall, 1985).

Le Groupe Tacaza (Oligocène supérieur – Miocène inférieur)

Le Groupe Tacaza comprend des dépôts de coulées pyroclastiques andésitiques à rhyolitiques, interstratifiés avec des coulées de laves et dépôts de brèches volcaniques (Marocco et del Pino, 1972), dont l'épaisseur est comprise entre 400 et 2000 m. Les roches appartenant au Groupe Tacaza ont été datées entre 27 et 19 Ma (Oligocène supérieur - Miocène inférieur, Bellon et Lefèvre, 1976 ; Gutierrez, 1981 ; Sandeman *et al.*, 1995). La mise en place de ces roches est synchrone du début du soulèvement de la Cordillère des Andes. Dans notre zone d'étude, autour du volcan Misti, les roches de ce groupe seraient représentées par des brèches qui reposent sur des quartzites jurassiques (Groupe Yura) dans la vallée amont du Río Chili. Ces brèches ne présentent aucune stratification et sont interprétées comme le dépôt de coulées de débris provenant d'un édifice volcanique polylithologique, attesté par la composition variée des clastes. En plus, des séquences épaisses des coulées pyroclastiques de cendres, et de coulées de cendres et ponces de composition dacitique et rhyolitique appartenant au Groupe Tacaza, affleurent au sud et est du volcan Ubinas (Fig. 2.4).

La Formation Huaylillas (Miocène)

Dans notre zone d'étude, une nappe appartenant à la Formation Huaylillas affleure à l'amont du canyon du río Chili (au pied du flanc nord du volcan Misti, Fig. 2.4), où elle a reçut le nom **d'Ignimbrite du Río Chili** (Paquereau-Lebti *et al.*, 2006). Elle s'agit d'une ignimbrite datée à 13,33 Ma (Thouret *et al.*, 2001). Elle comprend trois unités d'écoulement, de 90 à 150 m d'épaisseur totale, reposant sur des brèches tertiaires et des gneiss précambriens. Les zones intermédiaires, localement columnaires, sont partiellement soudées, tandis que le sommet et la base ne sont pas soudés.

Plus au sud du Pérou, la Formation Huaylillas est constituée d'une série de nappes ignimbritiques massives de composition rhyodacitique, interstratifiées avec des tufs mineurs remaniés dans des sédiments détritiques grossiers. Le volume est comparable à celui des grandes ignimbrites des Andes centrales. Des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ et K/Ar de ces ignimbrites au nord du Chili et à

l'extrême sud du Pérou indiquent une gamme d'âges de 26 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 livrent des âges plus récents allant de 13 à 16 Ma (Laharie, 1975 ; Thouret *et al.,* 2007). 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 ignimbrites Alpabamba datées entre 18 - 22 Ma au sud du Pérou (Lefèvre, 1979 ; Thouret *et al.,* 2007).

La Formation Maure (Miocène supérieur)

Cette formation fut décrite originellement par Wilson et García (1962) et Mendivil (1965) à l'extrême sud-est du Pérou. Elle s'agit d'une séquence de sédiments clastiques d'origine continentale (argiles, conglomérats, sables), peu consolidés et stratifiés qui reposent sur des roches de la Formation Huaylillas et la Formation Chuntacala (14,2 – 8,9 Ma ; Tosdal *et al.,* 1981). Dans notre zone d'étude, les roches appartenant à la Formation Maure affleurent sur l'Altiplano, au nord et nord-ouest du volcan Ubinas (Fig. 2.4). Au total, la séquence a entre 400 et 600 m d'épaisseur.

La Formation Sencca (Pliocène)

La Formation Sencca, décrite par Mendivil (1965) à l'extrême sud du Pérou (localité éponyme), a été divisée en une unité inférieure (4,9 à 3,6 Ma) et une unité supérieure (2,3 à 1,4 Ma) par Thouret *et al.* (2007). Elle constitue le substratum des strato-volcans pléistocène à actuels (Gerbe et Thouret, 2004). Ces volumineuses ignimbrites (environ 40 km^3) mises en place au sud du Pérou seraient responsables de la formation d'une ou plusieurs caldeira(s) situées dans l'arc volcanique, aujourd'hui érodées ou recouvertées par les dépôts volcaniques des strato-volcans pléistocènes à actuels (par exemple celles qui seraient enterrées sous le complexe volcanique du Nevado Chachani).

Dans notre zone d'étude les dépôts appartenant à la Formation Sencca sont exposés au nord-ouest, sud-ouest et au sud-est du volcan Misti (Fig. 2.4). Elles sont constituées par des ignimbrites à compositions dacitique et rhyolitique de couleurs gris clair à blanc, en couches de 20 à 60 m d'épaisseur. Dans le bassin d'Arequipa (au sud-ouest du Misti, Fig. 2.4) nous distinguons une séquence ignimbritique récente appelée **"Aéroport d'Arequipa"**.

La nappe ignimbritique **"Aéroport d'Arequipa"** ("Sillar d'Arequipa" ; Vargas, 1970) forme le sommet du remplissage du bassin d'Arequipa et se subdivise en deux unités d'écoulement : une blanche à la base et une rose au sommet, sans sédiments intercalés, qui couvrent une surface d'environ 600 km^2 (Vatin-Perignon *et al.,* 1992 ; Paquereau-Lebti *et al.,* 2006). L'unité blanche est non soudé, mais fortement induré par la recristallisation de phases vapeur, qui cimentent le dépôt et sont associés à une forte dévitrification du verre de la matrice. Tandis que l'unité rose est non soudée, mais faiblement indurée. Celle-ci a été datée à environ 1,65 Ma (Paquereau-Lebti *et al.,* 2006). La géométrie des affleurements et le pendage régulier des unités dans le bassin autour du flanc sud du complexe du Chachani, indiquent que la nappe "Aéroport d'Arequipa" provient probablement d'une zone située sous le complexe du Chachani. Ceci est confirmé par les mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique (Paquereau-Lebti *et al.,* 2006) et les comptages lithologiques des fragments lithiques dont la taille diminue progressivement du nord vers le sud-ouest et le sud-est dans l'unité rose.

La Formation Capillune (Pléistocène inférieur)

Au sud du Pérou la Formation Capillune, définie par Mendivil (1965) et Guevara (1969), consiste en sédiments lacustres intercalés avec des ignimbrites et téphras plus ou moins remaniés, avec quelques coulées de lave andésitiques intercalées, sur près de 950 m d'épaisseur. Cette formation présente un contact légèrement discordant avec la Formation Sencca sous-jacente (Tosdal *et al.,* 1981). Ces derniers 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 (Paquereau-Lebti *et al.,* 2006). Dans notre zone d'étude les roches appartenant à la Formation Capillune affleurent au nord et nord-ouest du volcan Misti (Fig. 2.4). La plus récente s'agit d'une nappe d'ignimbrites appelée **"Tufs de Yura"**.

Les dépôts d'écoulements pyroclastiques faiblement indurés **"Tufs de Yura"** ont été datés à 1,02 Ma (Paquereau-Lebti *et al.,* 2006). Ces ignimbrites peu volumineuses, se sont mises en place sous forme de couches de quelques mètres à 30 m d'épaisseur. Les tufs de Yura proviennent du nord du massif du Chachani, à l'emplacement du Cerro Nacarani ou du Cerro Baquetane. Ces ignimbrites couvrent une surface d'au moins 150 km^2 à l'ouest et sud-ouest du massif volcanique du Nevado Chachani (Fig. 2.3).

Le Groupe Barroso (Miocène – Pliocène)

Le volcanisme du Groupe Barroso (Mendivil, 1965), est divisé en deux membres (Fig. 2.4) :

(1) Un membre inférieur constitué par les laves des volcans-boucliers andésitiques, qui sont présents du nord au sud entre 16° et 20° S, au sein de la Cordillère occidentale. Au sud du Pérou, ces volcans-boucliers andésitiques ont un âge mio-pliocène (10-3 Ma, Mamani *et al.,* 2010). Dans notre zone d'étude, et plus précisément autour du volcan Misti et à l'ouest du volcan Ubinas, le Groupe Barroso (membre inférieur) se compose non seulement de coulée de laves andésitiques, mais aussi d'ignimbrites, et de dépôts de retombées ponceuses intercalés avec des sédiments lacustres finement stratifiés.

Dans le bassin d'Arequipa nous distinguons une séquence ignimbritique appelée **"La Joya"**, appartenant au volcanisme du Groupe Barroso, qui repose sous l'ignimbrite "Aéroport d'Arequipa" (Formation Sencca). L'ignimbrite **"La Joya"** a été datée à environ 4,9 Ma (Paquereau-Lebti *et al.,* 2006). Elle s'est écoulée dans le bassin d'Arequipa vers le sud, le sud-est et surtout le sud-ouest du volcan Misti, jusqu'à la ville de La Joya, à environ 40 km du complexe volcanique Nevado Chachani. Cette ignimbrite peu soudée de 50 à 80 m d'épaisseur dans la vallée du Río Chili, présente des ponces fibreuses dans une matrice riche en cristaux. La nappe **"La Joya"** suggère un écoulement provenant de l'altiplano (nord du Misti) ou de la Laguna Salinas (à l'Est du Misti) (Paquereau-Lebti *et al.,* 2008).

(2) Une deuxième génération d'édifices volcaniques "andésitiques" et des dépôts volcaniques mise en place dans la Cordillère occidentale, avec des âges plio-pléistocènes (3 à 1 Ma) est décrite comme le membre supérieur du Groupe Barroso (Benavides, 1999 ; Mamani *et al.,* 2010).

Dans notre zone d'étude les dépôts appartenant au Groupe Barroso supérieur sont exposés au nord-ouest et au sud-ouest du volcan Misti. De plus, une partie du complexe volcanique du Chachani appartient au volcanisme du Groupe Barroso supérieur.

Les strato-volcans récents (Pléistocène à l'actuel)

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 (<1 Ma),

dont les produits forment les sommets de l'arc volcanique actuel. Ils sont localement érodés par les derniers glaciers, avec des dépôts issus de l'activité explosive ou effusive, holocène et même historique (Misti, Huaynaputina, Ubinas, Sabancaya, ...). De plus, il existe des cônes monogéniques comme ceux d'Andahua-Orcopampa et Huambo, qui ont aussi un âge pléistocène supérieur à historique (Delacour *et al.*, 2007 ; Sorensen et Holm, 2008).

2.4 L'activité magmatique récente au sud du Pérou

Dans le sud du Pérou l'activité magmatique « récente » enregistrée depuis l'Oligocène à l'actuel se localise le long de deux ceintures (Fig. 2.5) :

(1) l'arc volcanique principal calco-alcalin, le long de la Cordillère occidentale, depuis ~26 Ma ;
(2) le volcanisme shoshonitique d'arrière-arc d'âge Miocène à Actuel, discontinu le long de la Cordillère orientale, et contrôlé par de grandes failles profondes.

2.4.1 L'arc volcanique calco-alcalin

Le volcanisme calco-alcalin du sud du Pérou a été étudié et décrit par différents auteurs depuis le milieu du XXe siècle : Wilson et Garcia (1962), Guevara (1969), Vargas (1970), Lefèvre (1979), Bellon et Lefèvre (1976), Sébrier et Soler (1991), Vatin-Perignon *et al.* (1996), Paquereau-Lebti *et al.* (2006), Thouret *et al.* (2007), Mamani *et al.* (2010).

L'activité magmatique au Pérou méridional s'est produite depuis le Jurassique, comme conséquence de la subduction de la plaque océanique Nazca sous la plaque continentale sud-américaine. Pendant le Jurassique et jusqu'au début du Crétacé, l'arc volcanique a été localisé tout le long de la côte actuelle, ce qui correspond aujourd'hui à la Cordillère de la côte (Benavides, 1999). Puis le volcanisme s'est déplacé vers l'est, jusqu'au Piémont Pacifique ainsi qu'au front de la Cordillère occidentale, jusqu'au début de l'Eocène. Ensuite, à la fin de l'Oligocène (~26 Ma), l'activité s'est déplacée une fois de plus vers l'est pour occuper sa place actuelle dans la Cordillère occidentale. Vers 13 et 5 Ma, l'arc volcanique s'élargit pour couvrir l'Altiplano et la Cordillère occidentale où un intense volcanisme ignimbritique a lieu.

A la fin du Miocène, une première génération de grands volcans-boucliers "andésitiques" (Groupe Barroso ; Mendivil, 1965) se met en place sur la bordure orientale de la Cordillère

occidentale actuelle. Depuis 5 Ma l'activité volcanique se concentre dans la Cordillère occidentale (Fig. 2.5).

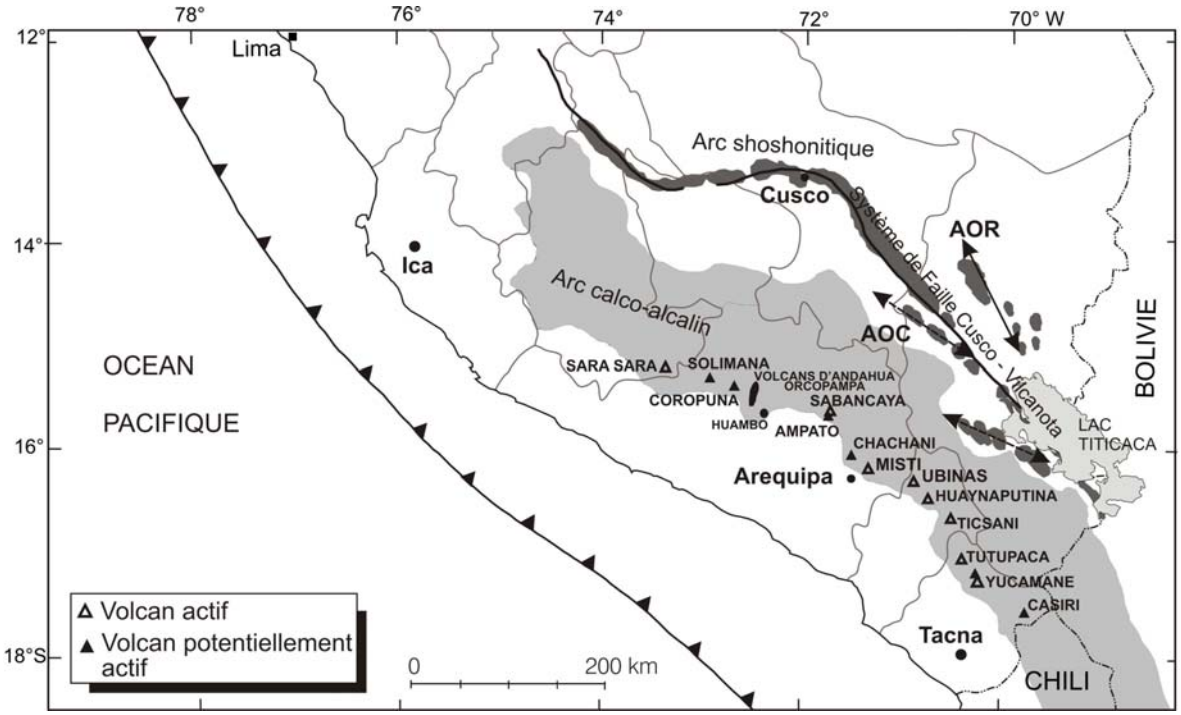


Figure 2.5. Chaînes volcaniques calco-alcaline (Plio-Quaternaire) et shoshonitique (Oligocène - Pliocène) au Sud du Pérou et répartition des strato-volcans actifs et potentiellement actifs (d'après Sébrier et Soler, 1991). On distingue les alignements magmatiques shoshonitiques : AOR = Altiplano oriental et AOC = Altiplano occidental (d'après Carlier *et al.*, 2005).

Ainsi, l'arc volcanique occidental mis en place depuis 5 Ma est essentiellement constitué par des volcans composites, volcans-boucliers, champs de cônes monogéniques, dômes de laves, épanchement de laves et nappes ignimbritiques de composition dacitique à rhyolitique, tous à caractère calco-alcalin. Cet arc volcanique forme une ceinture d'environ 50 km de large. Dans cet arc, il y a plus de 12 strato-volcans actifs et potentiellement actifs (Fig. 2.5). Parmi eux on distingue huit strato-volcans du Pléistocène supérieur à l'actuel : Nevado Sabancaya, Misti, Ubinas, Huaynaputina, Ticsani, Yucamane, Tutupaca, Sara Sara (de Silva et Francis, 1990 ; Simkin et Siebert, 1994 ; Thouret *et al.*, 2001, 2005 ; Juvigné *et al.*, 1997, 1998), et les cônes monogéniques d'Andahua-Orcopampa et Huambo. A ceux-ci succèdent les volcans du Plio-pléistocène : Nevado Coropuna, Solimana, Calientes et Casiri (Vatin-Pérignon *et al.*, 1992 ; Benavides, 1999). Ces derniers strato-volcans sont caractérisés par une histoire éruptive assez longue, de 3 à 1 Ma, avec des régimes et styles éruptifs variés.

Des études volcanologiques récentes montrent que pendant les derniers 500 ans au moins sept volcans ont connu des éruptions explosives qui ont généré des dommages dans plusieurs

villages, terrains de culture et infrastructures diverses (réservoirs d'eau, voies d'eau, routes) localisés à proximité. Certains volcans ont présenté des éruptions très violentes à l'époque historique comme ce fut au volcan Huaynaputina qui a connu une éruption explosive de très grande magnitude (VEI 6) en 1600 A.D. (Thouret *et al.*, 1997, 2002 ; de Silva et Zielinski, 1998 ; Adams *et al.*, 2001, de Silva *et al*, 2008). Les répercussions de cette éruption, la plus volumineuse des Andes Centrales dans les temps historiques, se sont fait ressentir par des retombées de cendres à plus de 1000 km autour du volcan et par un pic d'acidité dans la calotte glaciaire du Groenland. Dans un passé récent, certains volcans présentent une faible activité fumerollienne et des émissions de cendres, comme le Nevado Sabancaya, dont l'activité explosive de type vulcanienne et phréatomagmatique fut quasi permanente de 1990 à 1998. Le volcan Ubinas est entré en éruption le 28 mars 2006, mais aujourd'hui cette activité reste faible. Le volcan Misti montre une faible activité fumerollienne au niveau de son "dôme" sommital, situé à l'intérieur du cratère récent. D'autres volcans comme le Nevado Sabancaya, Tutupaca et Ticsani montrent parfois une légère activité fumerollienne.

2.4.2 L'arc volcanique potassique et ultrapotassique (shoshonitique)

Au sud-est du Pérou, depuis la région d'Ayacucho, en passant par Cuzco, et tout au long de la vallée de río Vilcanota et l'Altiplano péruvien (Fig. 2.5), on distingue un arc volcanique potassique et ultrapotassique étroit et discontinu qui a été actif pendant l'Oligocène au Pliocène (Cabrera *et al.*, 1991; Sandeman *et al.*, 1997; Carlier et Lorand, 2008). Cet arc, qui s'est étendu jusqu'à l'Altiplano bolivien et le nord de l'Argentine, est caractérisé par la présence de quelques cônes de scories, des empilements de coulées de lave, et des laves à blocs de faibles surfaces ($\leq$50 km^2). La plupart de ces roches se sont mises en place sur des fractures et failles régionales, principalement normales, dont certaines sont actuellement actives (Cabrera *et al.*, 1991). Des modèles pétrogénétiques de genèse de ces roches potassiques et ultrapotassiques montrent qu'elles correspondent à des magmas mantelliques primaires, lorsque le manteau lithosphérique métasomatisé localisé au-dessus de la croûte épaissie, a été soumis à un important réchauffement (Carlier *et al.*, 2005).

Des études récentes effectuées par Carlier *et al.* (2005), montrent que dans la région de Cuzco et de l'Altiplano, les roches potassiques et ultrapotassiques se mettent en place selon trois groupes d'alignements de composition géochimique et isotopique différentes (Fig. 2.5) :

1) Un alignement magmatique appelé Altiplano occidental (28 - 30 Ma), caractérisé par des leucitites, téphrites à leucite, theralites et trachybasaltes à diopside.

2) Un alignement magmatique Altiplano oriental (25 - 23 Ma), caractérisé par des lamproites à phlogopite, des lamproites à phlogopite-enstatite, et des minettes à enstatite, suivies par des dykes à composition de minettes à olivine (7,5 Ma).
3) Un système d'alignement magmatique plus récent (<2 Ma) qui se met en place dans le système de faille active Vilcanota-Cuzco de direction NW, qui sépare l'Altiplano oriental et l'Altiplano occidental. Cet alignement présente une grande gamme de roches que varient de lamproites à phlogopite, minettes à augite, kersantites à augite et trachybasaltes.

L'existence de ces trois alignements magmatiques suggère qu'il existe au moins deux blocs mantelliques lithosphériques d'âge et composition très différents sous l'Altiplano péruvien.

2.5 Les failles régionales et les linéaments locaux

Les données de terrain et les analyses des images satellitaires Aster 2009 et Spot 1999 de notre zone d'étude comprise entre le bassin d'Arequipa et le volcan Ubinas montrent l'existence d'alignements qui peuvent correspondre à des failles ou fractures importantes (Fig. 2.6). Sur les strato-cônes volcaniques Misti et Ubinas on distingue des fractures et quelques failles importantes. Ces structures jouent un rôle majeur sur l'instabilité éventuelle des appareils volcaniques et peuvent avoircontribué à la mise en place des édifices volcaniques et de leurs produits.

Le cône actuel du volcan Misti est affecté par deux systèmes de failles de directions NW-SE et NE-SW (Fig. 2.6). Les failles de directions NW-SE sont actives et jouent un rôle sur l'instabilité de flanc nord-ouest de l'appareil volcanique. En effet, l'activité de ces failles a probablement contribué à l'effondrement du flanc nord-ouest du volcan il y a plus de 11 ka. Des fractures et failles d'orientation NE-SW sont également visibles au sud et nord-est du Misti.

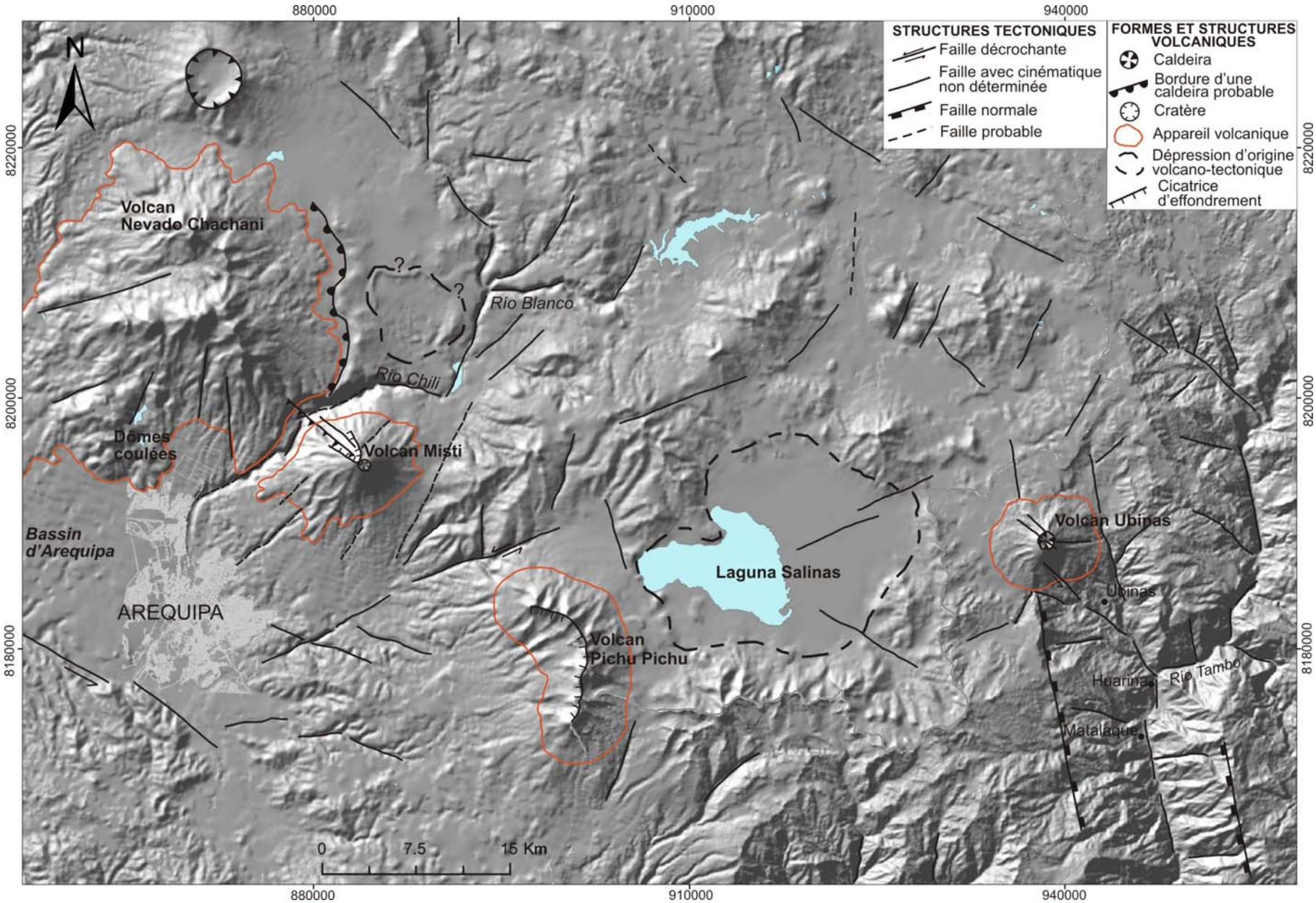


Figure 2.6. Modèle numérique de terrain extrait des données SRTM montrant les principales structures tectoniques et volcaniques autour des volcans Misti et Ubinas (d'après Paquereau-Lebti *et al.*, 2006 ; Lavalle *et al.*, 2009).

Au sud-ouest du Misti le bassin d'Arequipa, d'environ 30 km de long sur 15 km de large, marque la zone de transition entre le Batholite d'Arequipa au sud et la Cordillère occidentale au nord. Il s'agit d'un bassin intra-montagneux d'origine tectonique grossièrement orientée WNW-ESE (Fig. 2.6), 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 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 dans ce secteur à la formation de l'escarpement de la Cordillère occidentale au nord du bassin d'Arequipa et recoupent le Batholite d'Arequipa dans le sud du bassin. Elles sont associées à des failles de direction NE-SW à E-W en fentes de tension. Ces deux familles de failles forment des structures en extension en échelon décrites par Mering *et al.* (1996). Ces structures en échelon seraient dues à l'accommodation de la contrainte principale ($\sigma 1$) parallèle à la direction de convergence oblique observée au Pérou (N79°).

Autour du volcan Ubinas nous distinguons trois systèmes d'alignements importants de 1 à 12 km de longueur, la plupart correspondant à des failles ou fractures :

1) Des fractures de direction N - S et NW - SE, qui suivent le canyon du río Tambo (structure type graben) et quelques vallées encaissées (Fig. 2.6). La plus importante est celle d'orientation N-S qui se prolonge depuis le secteur de Chichilaque jusqu'à la confluence des ríos Ubinas et Tambo (Fig. 2.6). Ensuite l'alignement change d'orientation NW-SE vers le flanc sud de l'Ubinas et l'amont du río Para (Est de l'Ubinas). D'autres fractures avec le même type d'orientation existent au pied du flanc nord et nord-est de l'Ubinas. Il existe aussi une fracture de direction N 30° W qui traverse la caldeira sommitale et le cratère du volcan (Fig. 2.6).

2) Des fractures de direction NE-SW (Fig. 2.6) qui recoupent des séquences de roches volcaniques du Cénozoïque sont visibles au sud et nord-est de l'Ubinas.

3) Des fractures peu nombreuses de direction E-W sont visibles sur le flanc est de l'appareil volcanique et d'autres au sud de l'Ubinas.

Les failles ou fractures plus récentes (< 1 Ma) de la zone sont celles qui ont une orientation NW-SE et affectent le flanc sud de l'Ubinas.

Selon Lavalle *et al.* (2009) la forme conique du volcan Ubinas et l'absence d'évents périphériques, ainsi que la présence de deux failles au sud de l'appareil (l'une normale de direction N-S, qui se prolonge plus au sud de l'Ubinas (Fig. 2.6), et une faille senestre de direction NW-SE qui se prolonge depuis la confluence du rio Tambo et l'Ubinas), font penser que l'Ubinas a un conduit magmatique situé juste à la conjonction de ces failles. Il semble que l'activité des failles liées à l'évolution et/ou soulèvement des Andes, ait joué un rôle très important dans la mise en place et l'évolution de la plupart des volcans plio-quaternaires, comme l'Ubinas.

Les données sismologiques et structurales actuelles de la Cordillère occidentale du sud du Pérou, et plus particulièrement de l'arc volcanique calco-alcalin (David, 2002) où se situe le Misti, suggèrent l'existence d'une tectonique de cisaillement senestre NW-SE, parallèle à la marge continentale où la direction d'extension est N-S. Ceci est cohérent avec les systèmes de failles et/ou fractures qui existent autour du Misti. Cependant, dans la zone de l'Ubinas (au sud et sud-est du volcan) le système de failles de cisaillement senestre changent de direction N-S où la direction d'extension est perpendiculaire à la marge continentale, représenté principalement par la présence des failles normales (David, 2002).

3. Genèse et évolution des magmas du volcan Misti depuis 112 000 ans

3.1 Cadre géologique et volcanologique

Le Misti (16°16' S; 71°22' W, 5822 m) est un des sept volcans actifs du sud du Pérou appartenant à la Zone Volcanique Centrale des Andes (CVZ). Ce volcan est un cône asymétrique car il est construit "à cheval" sur le bord du flanc ouest de la Cordillère occidentale, à la limite NE de la dépression tectonique en « pull part » d'Arequipa. Il fait partie d'un groupe de strato-volcans avec le complexe volcanique Nevado Chachani (< 1 Ma) au nord-ouest et le complexe volcanique Pichu Pichu (< 2 Ma) au sud-est (Fig. 3.1). Le cratère actif du Misti est situé à 17 km au nord-est du centre de la deuxième ville du Pérou : Arequipa, qui compte environ 900 000 habitants. Un dénivelé de 3500 m sépare le sommet du volcan du centre ville d'Arequipa (2340 m).

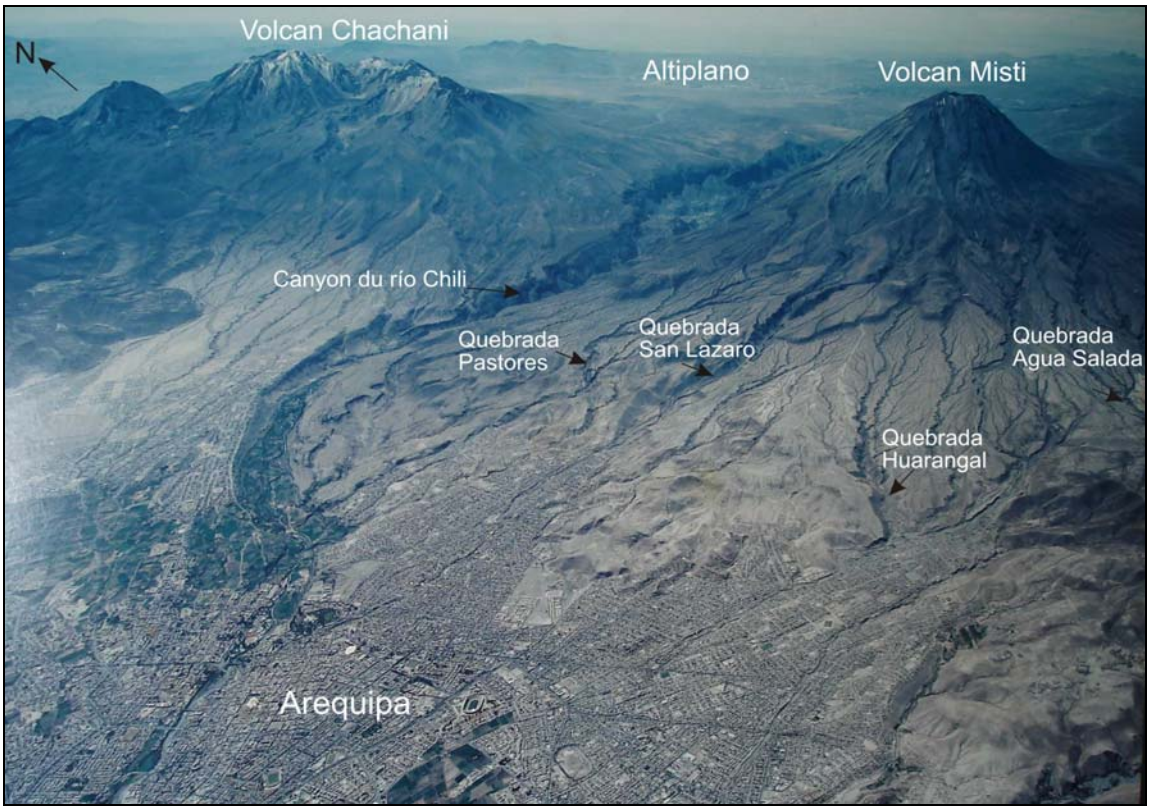


Figure 3.1 Vue des volcans Misti et Chachani, au nord-est de la ville d'Arequipa. Les secteurs sud et sud-ouest du Misti sont creusés par des nombreuses ravines ou oueds (Quebradas).

Au sommet du volcan Misti, on observe un grand cratère semi-circulaire légèrement allongé SE-NW, de 900 m de diamètre environ, à fond plat (Fig. 3.2A). Sur le bord sud-est de ce cratère se trouve un cône de scories de ~500 m de diamètre au sommet, dont le cratère à une profondeur d'environ 80 m. Ce cône présente au fond un dôme à l'état fumerollien, de 120 m diamètre et 20 m de hauteur.

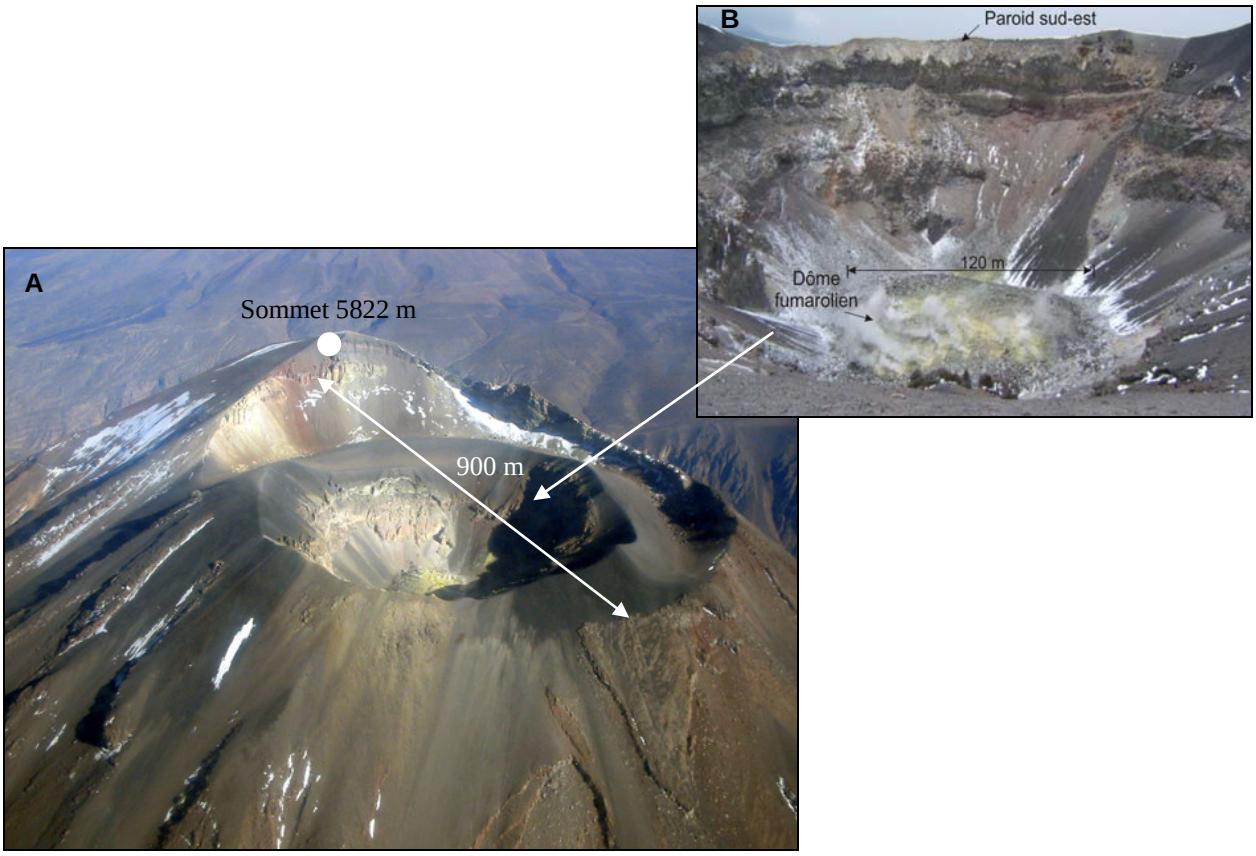


Figure 3.2 Vue du sommet du volcan Misti, avec ses deux cratères emboîtés récents (A). Sur le coté droit de la photo (ENE), on distingue le cratère historique et le dôme fumerollien (B). Les parois du cratère historique sont constituées par des coulées de laves altérées et hydrothermalisées, partiellement couvertes par des scories et cendres émises pendant les derniers 600 ans.

Les failles et fractures qui affectent ce volcan sont peu apparentes. Cependant, il existe deux systèmes de failles de direction NW-SE et NE-SW qui affectent le strato-cône. Une faille normale de direction NW-SE affecte le flanc nord-ouest (Figs. 2.5 et 3.3). Cette faille semble active puisqu'elle déplace environ 50 cm des couches de tephras holocènes du volcan Misti, ce qui est visible le long de la route d'Arequipa vers le barrage Aguada Blanca (flanc nord-est du Misti). D'autres failles, de direction NE-SW, sont visibles dans les flancs nord-est et sud-ouest du volcan (Fig. 3.3).

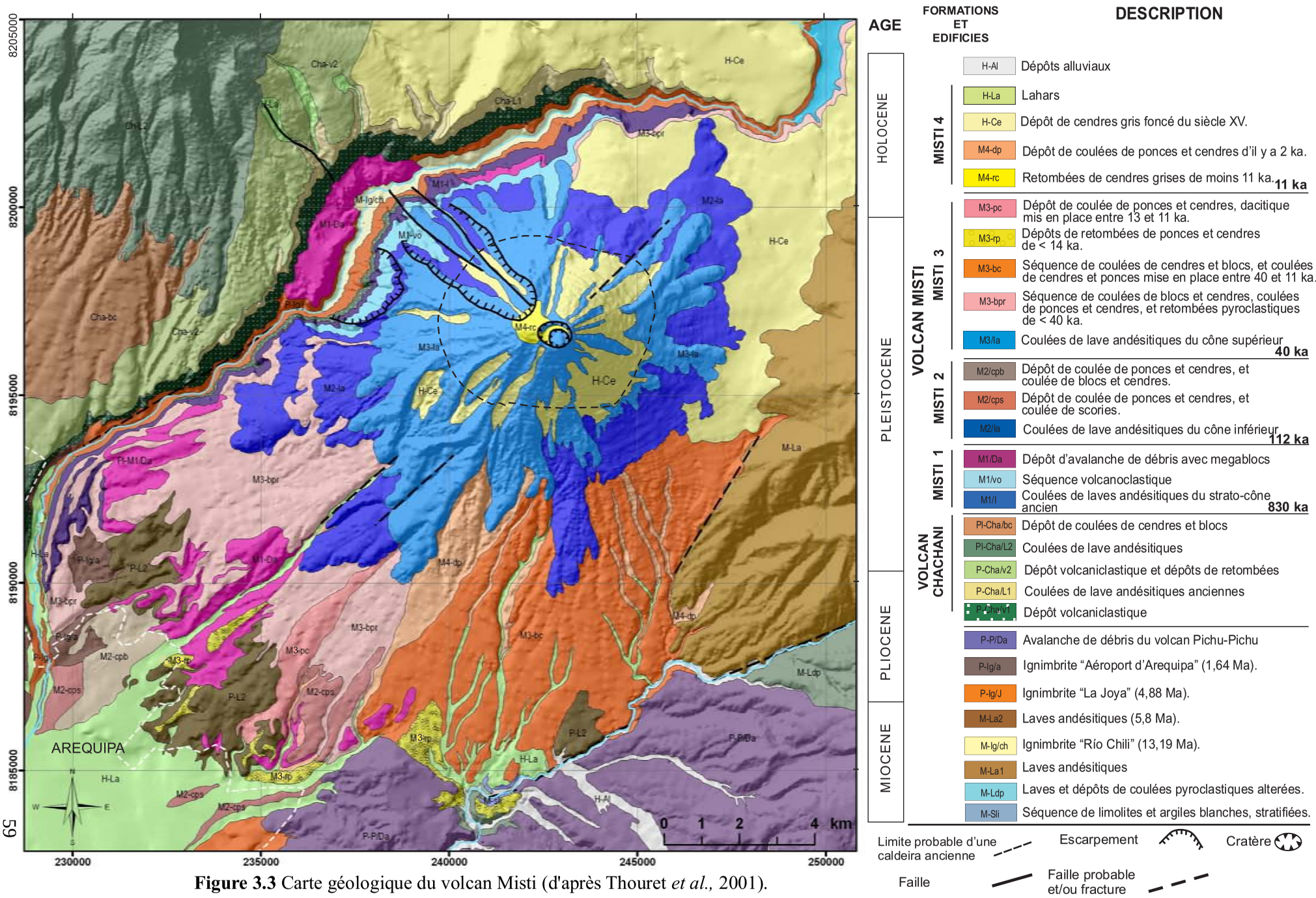


Figure 3.3 Carte géologique du volcan Misti (d'après Thouret *et al.,* 2001).

Le volcan Misti repose sur une séquence volcanoclastique du complexe volcanique Chachani et sur des ignimbrites rhyolitiques et dacitiques soudées et non soudées, de plus de 300 m d'épaisseur, datées entre 13,2 et 1,7 Ma (Paquereau-Lebti *et al.,* 2006). Elles sont nommées ignimbrites Río Chili, La Joya, l'Aéroport d'Arequipa et Yura. Les dépôts sont visibles au pied du flanc ouest (canyon du río Chili) et au sud-ouest du volcan Misti (Fig. 3.3). A cet endroit, les dépôts couvrent directement des roches sédimentaires du Groupe Yura (Bajocien supérieur – Crétacé inférieur) et des roches métamorphiques du Protérozoïque «gneiss de Charcani» (Massif d'Arequipa), datés entre 1,8 et 2,0 Ga (Wasteneys *et al.,* 1995 ; Lowey *et al.,* 2004). Ces dernières sont les roches les plus anciennes des Andes centrales.

L'activité éruptive du volcan Misti a généré des produits variés : coulées de laves épaisses et courtes, dépôts pyroclastiques et volcaniclastiques divers. Ces derniers ont formé un piémont, de faible pendage (<10º), d'environ 200 km^2 localisé au pied des flancs sud et sud-ouest du volcan, au niveau de la ville d'Arequipa. D'après les estimations de volume des produits émis au cours de l'histoire du volcan et les datations disponibles, Thouret *et al.* (2001) proposent un taux d'émission d'environ 0,63 km^3 par millénaire, au cours des derniers 112 ka.

Au cours des 50 dernières années, l'importante croissance démographique et la migration de la population de la campagne et de l'Altiplano péruvien (pour bien-être) vers les grandes villes comme Arequipa, sont à l'origine d'une situation dangereuse car beaucoup d'habitations sont maintenant très proches du volcan Misti. En effet, les maisons ont été construites de manière désordonnée, sans aucune planification territoriale et sans prendre en compte qu'Arequipa, tout au long de son histoire, a subi des dommages considérables causés par des phénomènes naturels, comme par exemple d'importants tremblement de terre, des inondations et des éruptions volcaniques (Thouret *et al.,* 2001 ; Delaite *et al.,* 2005).

3.2 Stratigraphie et géochronologie des dépôts

3.2.1 Introduction

La stratigraphie du volcan Misti a été établie par Legros (1998), Suni (1999), Navarro (2000) et Thouret *et al.* (2001). Selon Thouret *et al.* (2001), le volcan Misti comprend deux édifices distincts : un strato-volcan de base de 500 m de hauteur nommé "Misti 1" daté entre 833 ka et 112 ka, qui culmina à environ 3500 m, et qui est surmonté plus à l'est et sud-est par un cône

composite, ayant enregistré au moins trois étapes de construction pendant les derniers 112 ka. Ces étapes sont appelées: "Misti 2", "Misti 3" et " Misti 4". Plusieurs événements éruptifs se sont produits dans chaque étape et ont mis en place une grande diversité de produits volcaniques. Thouret *et al.* (2001) ont divisé les étapes en groupes prenant en compte les âges des dépôts, les types de dépôts et surtout le type de dynamisme éruptif qui les a engendré.

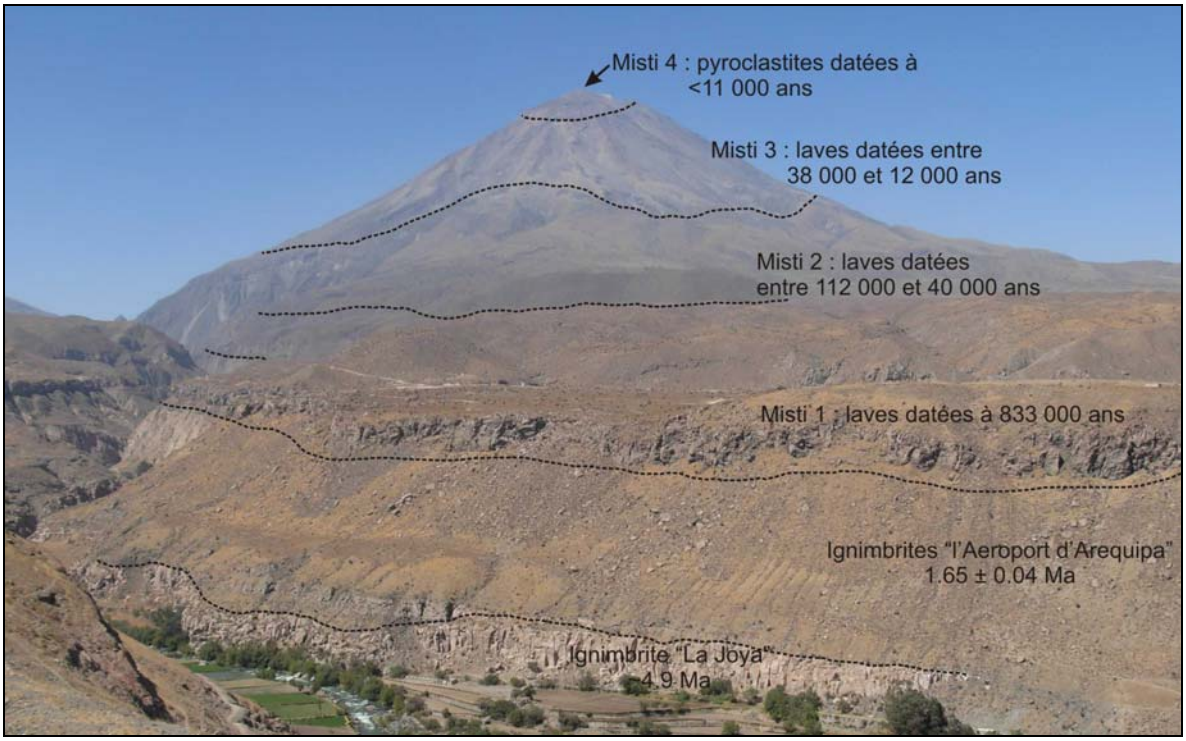


Figure 3.4 Photo du flanc ouest du volcan Misti où on distingue les trois strato-cônes ("Misti 2", "Misti 3" et "Misti 4" : Thouret *et al.*, 2001).

Dans le cadre de ce travail de thèse, nous décrirons brièvement les différents types de dépôts mis en place pendant les derniers 112 ka, en prenant en compte nos données de terrain et la stratigraphie déjà établie par Thouret *et al.* (2001). En plus, nous proposons une nouvelle carte géologique et un log stratigraphique où on prend en compte la stratigraphie et la géochronologie établie par Thouret *et al.* (2001). Dans ce log stratigraphique, on a placé les numéros des échantillons analysés et étudiés dans ce travail.

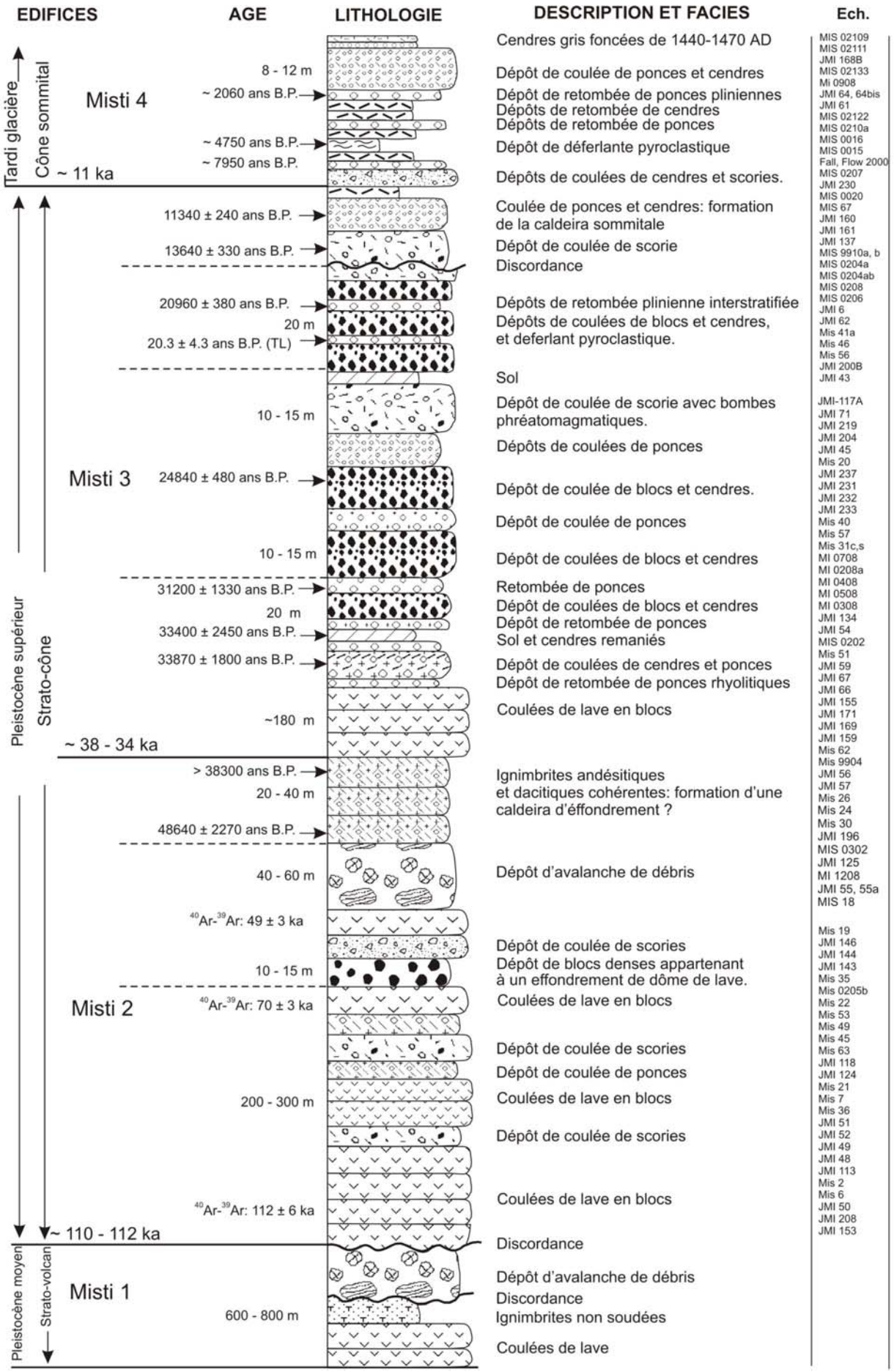


Figure 3.5 Log stratigraphique du volcan Misti (d'après Thouret *et al.*, 2001) et terminologie des échantillons présentés dans ce travail de thèse. Les âges B.P. sont ^{14}C, mais il y a aussi des âges TL.

3.2.2 Datations ^{40}Ar - ^{39}Ar

Deux nouvelles datations ^{40}Ar-^{39}Ar sur des verres ont été réalisées sous la direction de S. Scaillet au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement – Unité mixte de recherche CEA – CNRS, à Gif Sur Yvette. Les principes de cette méthode de datation sont résumés dans l'Annexe 2.4. Pour plus de détail sur la méthodologie, on peut se référer à Scaillet (1996, 2000) et Scaillet *et al.* (2008).

a) Choix des échantillons

Thouret *et al.* (2001) ont daté à 830 ka les roches qui affleurent à la base du flanc nord-ouest du Misti (canyon du río Chili), considérées comme les plus anciennes émises par le Misti. Mais, Ruprecht et Wörner (2007), à partir de l'élaboration de la carte géologique du canyon du río Chili, suggèrent que ces roches appartiennent au volcan Chachani, et que le Misti *s.s.* est postérieur à 112 ka. Dans cette optique, pour les nouvelles datations, nous avons prélevé un échantillon mis en place au pied du flanc sud (secteur Alto San Martin, Fig. 3.14), probablement l'échantillon plus ancien du volcan Misti, dont les résultats seront présentés plus loin. D'autre part, dans le but de déterminer l'âge des laves qui ont précédé la mise en place de la caldeira sommitale du Misti (avant 14 ka), nous avons prélevé un échantillon de lave qui affleure dans le cône moyen du volcan, à 5000 m (Fig. 3.14). Nous verrons plus loin les résultats obtenus.

La méthode de datation ^{40}Ar-^{39}Ar peut s'appliquer à toute roche ou minéral contenant du potassium. Comme la méthode est basée sur l'accumulation d'argon radiogénique, les analyses sont donc plus simples et plus efficaces lorsque les échantillons sont anciens. En effet, lorsque la concentration en argon radiogénique diminue, l'erreur sur la détermination de sa concentration croît de façon exponentielle. Des problèmes de détection de l'argon radiogénique se produisent par conséquent pour les échantillons jeunes, du fait de leur forte teneur en argon atmosphérique non radiogénique.

Afin de faciliter l'analyse et d'obtenir un âge convenable, plusieurs critères ont été pris en compte lors du choix des échantillons, surtout le faible degré d'altération. Sur le terrain on a recherché des échantillons à phénocristaux de biotite ou sanidine, susceptibles de contenir suffisamment du potassium, mais malheureusement au Misti ces types de roches sont rares. En conséquence, les datations ont été réalisées sur le verre. Les échantillons prélevés sont donc des

laves non altérées et possédant une mésostase vitreuse, ce qui en fait de bons candidats pour les datations.

b) Résultats

Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 3.1. Les figures 3.6 et 3.7 illustrent les résultats des manipulations pour deux échantillons : MI-1408 et MI0108.

Echantillon	Age Intégré		Age Isochrone	
	Age ±2 σ	N; MSDW/(N-1)	Age ±2 σ	N; MSDW(N-2)
MI-1408	124 ± 8 ka	N=12; MSDW/(N-1) = 2,70	**93 ± 37 ka**	N=12; MSDW/(N-2) = 1,8
MI-0108	6,82 ± 0,04 Ma	N=10; MSDW/(N-1) = 3,26	**5,79 ± 1 Ma**	N=10; MSDW/(N-2) = 1,9

Tableau 3.1 Ages intégrés et isochrones ^{40}Ar-^{39}Ar obtenus pour les échantillons prélevés autour du volcan Misti. N = nombre d'étapes ; MSDW = « Mean Square of Weighted Deviates ».

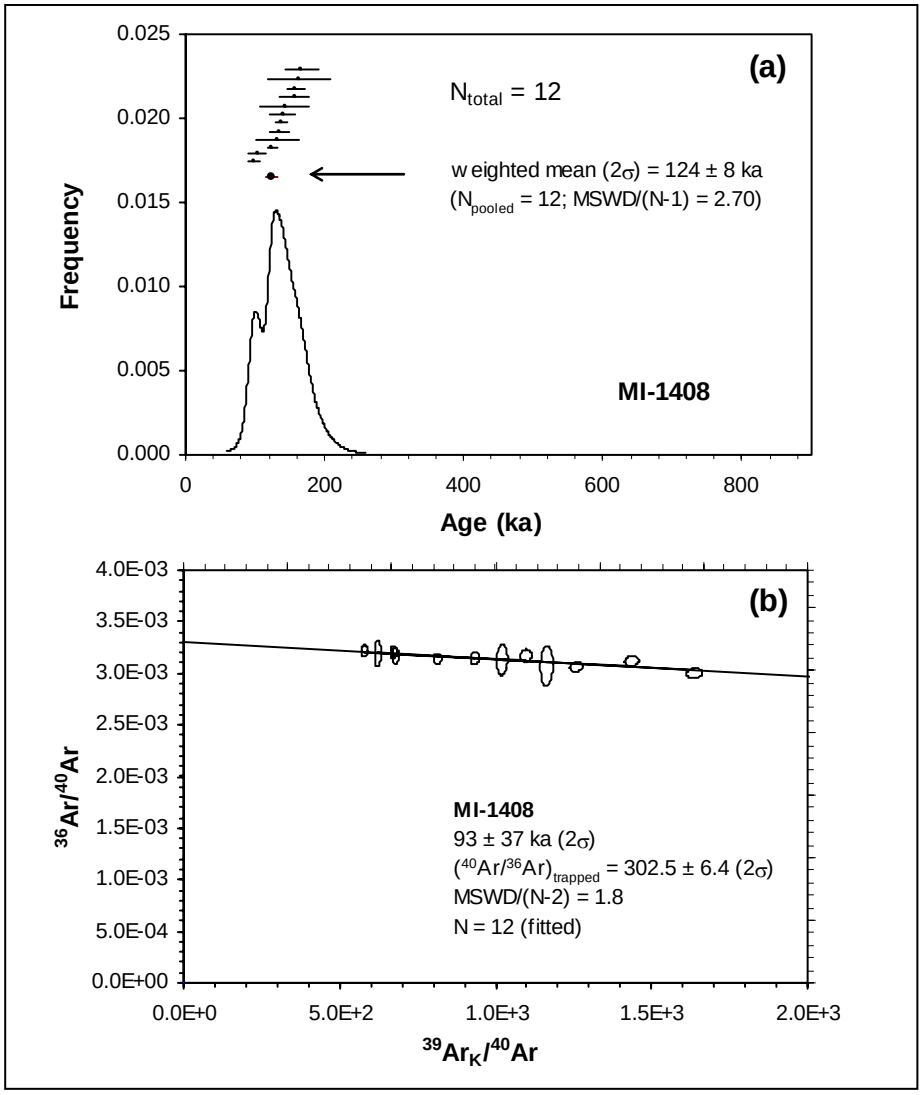


Figure 3.6 a) Diagramme de distribution de fréquence d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ (avec une barre d'erreur 2σ, N=12) et **b)** l'âge isochrone pour l'échantillon MI-1408. L'isochrone incluant toutes les étapes de l'extraction est indiqué en noir.

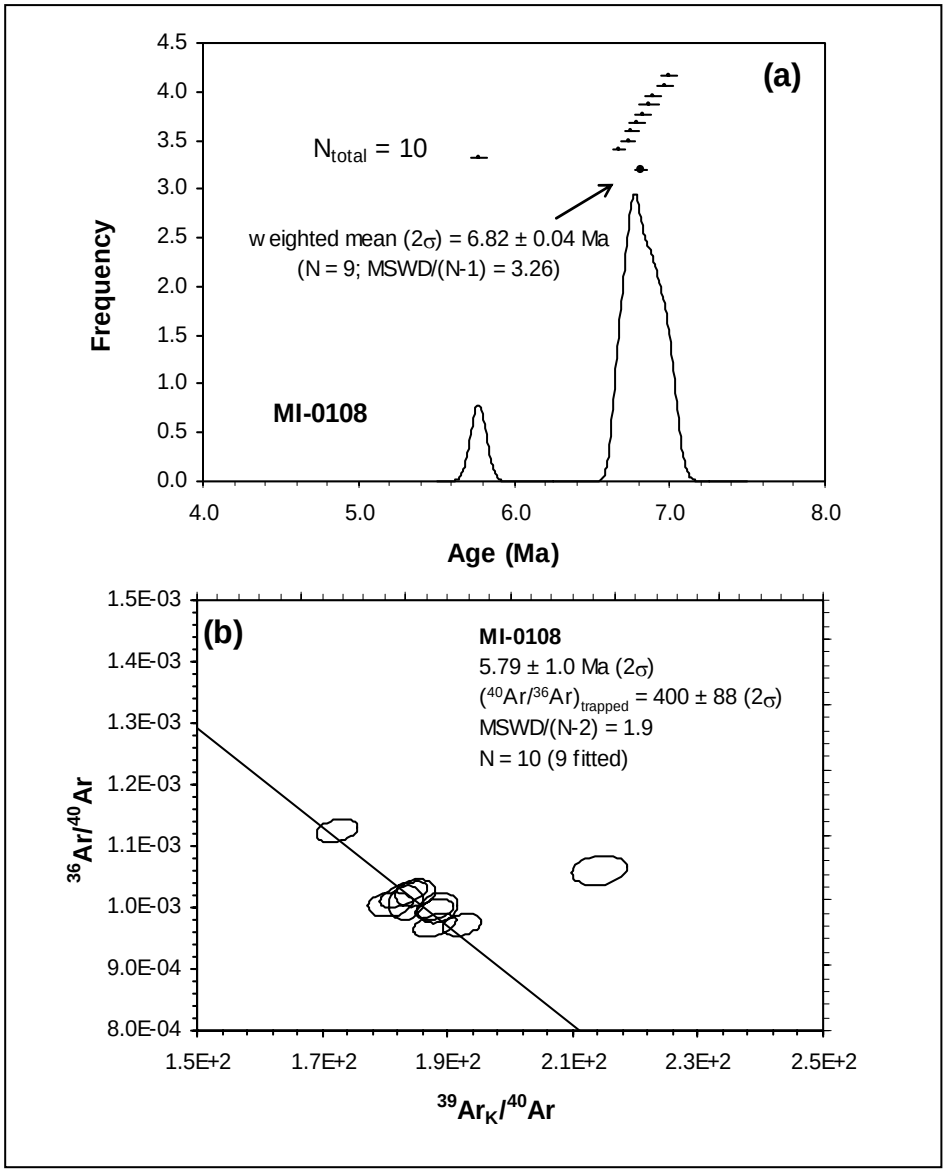


Figure 3.7 a) Diagramme de distribution de fréquence d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ (avec une barre d'erreur 2σ, N=10) et **b)** l'âge isochrone pour l'échantillon MI-0108. L'isochrone incluant toutes les étapes de l'extraction est indiqué en noir.

Pour les deux échantillons analysés, les systèmes sont en général plutôt homogènes avec un résultat "excentré" trop jeune pour le Mi-0108. Ces âges obtenus sont modérément précis à cause de leur faible taux d'argon radiogénique et de la forte correction atmosphérique qui en découle.

Pour les deux échantillons, les calculs d'isochrones révèlent des rapports d'argon piégé (i.e. $^{40}Ar/^{36}Ar$) statistiquement plus élevés que le rapport atmosphérique ($^{40}Ar/^{36}Ar$ = 295.5), signalant la présence d'excès d'argon "faussant" les âges apparents visibles dans les diagrammes de distribution en fréquence. Dans ce cas, on a préféré garder les âges isochrones.

Les résultats peuvent être résumés comme suit :

- L’âge obtenu pour la lave du cône moyen (93 ± 37 ka) malgré son degré d’incertitude, est cohérent avec l’âge déduit par Thouret *et al.* (2001) pour la mise en place des laves du strato-cône "Misti 2" (110 à 40 ka).

- Toutes les laves qui affleurent au pied du flanc sud-ouest (entre 10 et 14 km du cratère) étaient considérées comme liées à l’activité du Misti (Suni, 1999 ; Thouret *et al.*, 2001 ; Legros, 2001), mais l’âge que on obtient (5,79 ± 1 Ma) montre que ces laves seraient en fait bien plus âgées que le Misti. Elles appartiendraient au Groupe Barroso inférieur (Mamani *et al.*, 2010, *cf.* Chapitre II).

3.2.3 Misti 1 (833 000 – 112 000 ans)

Le strato-volcan "Misti 1" comporte essentiellement des coulées de lave à blocs de composition andésitique, et quelques coulées de scories mise en place entre 833 et 112 ka (Thouret *et al.*, 2001). Ces formations ont de faibles pendages (<10°), et sont visibles au fond du canyon du río Chili (au pied du flanc nord-ouest) et au pied des flancs sud et sud-ouest du volcan. Chaque coulée a entre 40 et 60 m d’épaisseur, et au total ces laves ont 500 m d’épaisseur environ. Ces laves reposent sur une séquence volcanoclastique et des ignimbrites soudées et non soudées du Néogène dont l'âge est compris entre 4,9 et 1,7 Ma (Paquereau-Lebti *et al.*, 2006).

Dans le canyon du río Chili (au pied du flanc ouest), ces laves sont intercalées avec des sédiments volcanoclatiques et des ignimbrites non soudées qui ont des pendages faibles (2º à 5°). Une de ces coulées de lave, la plus épaisse ("El Gordo"), a été datée à environ 833 ka (Thouret *et al.*, 2001), mais Ruprecht et Wörner (2007), d’après la cartographie géologique des lieux, soutiennent que cette coulée vient du complexe volcanique du Chachani et non du volcan Misti.

Après la mise en place des produits appartenant au "Misti 1", s’est produit l’effondrement du flanc sud de l’appareil volcanique avec formation d’avalanches de débris. Les dépôts résultants sont visibles au pied des flancs sud, sud-ouest et ouest (Quebrada San Lazaro, secteur Villa Ecológica et Quebrada Mariano Melgar, Fig. 3.3). Ces dépôts sont des brèches très mal triées, hétérogènes et hétérométriques qui couvrent les coulées de laves et dépôts de coulées pyroclastiques du "Misti 1". Ils ont une épaisseur moyenne de 120 m. Actuellement, le strato-cône ne montre pas de cicatrice d’effondrement parce qu’elle a été probablement masquée par les coulées de lave des cônes plus récents ("Misti 2" et "Misti 3").

Le cône "Misti 1" est en partie recouvert par deux strato-cônes, à savoir, le "Misti 2" et le "Misti 3" ayant moins de 112 ka, et un cône sommital "Misti 4" âgé de moins de 11 ka (Fig. 3.4).

3.2.4 Misti 2 (112 000 – 40 000 ans)

Selon Thouret *et al.* (2001), le "Misti 2" comprend trois groupes de dépôts : Groupe 2-1, Groupe 2-2 et Groupe 2-3, mis en place entre 3000 et 4400 m d'altitude, et datés entre 112 et 40 ka.

Le groupe 2-1 a été daté entre 112 et 70 ka (Kaneoka et Guevara, 1984 ; Thouret *et al.*, 2001). Ce groupe est composé de coulées de lave à blocs et de dômes de lave de composition andésitique, qui forment le cône moyen de l'appareil volcanique (Fig. 3.4). Les laves ont entre 40 et 80 m d'épaisseur, et entre 20º et 30º d'inclinaison. Au pied des flancs sud, sud-ouest et nord-est les laves sont intercalées avec des dépôts de coulées de blocs et cendres, et avec quelques coulées de scories et ponces. L'ensemble atteint environ 500 m d'épaisseur cumulée.

Le groupe 2-2 (70 et 50 ka) comprend des dépôts de blocs de lave andésitiques, denses, prismatiques et monolithologiques, presque sans matrice, de 10 à 20 m d'épaisseur, et localisés à 10 km environ au sud et sud-ouest du cratère (Quebradas Pastores, Agua Salada et Huarangal) (Fig. 3.8). Ces dépôts sont attribués à des effondrements de dômes de lave. Ils reposent sur les dépôts d'avalanche de débris attribués à une (ou des) effondrement (s) du flanc du strato-cône "Misti 1".

Figure 3.8. Vue de la séquence stratigraphique du volcan Misti d'il y a moins de 70 ka, mise en place dans la Quebrada Pastores (7 km au sud-ouest du cratère).

Au-dessus des dépôts de blocs de lave reposent au moins quatre dépôts de retombée de scories de couleur verdâtre, qui proviennent du volcan Chachani, visibles dans la Quebrada Pastores (Fig. 3.8). Ces derniers dépôts sont recouverts par des séries volcaniclastiques remaniés qui marquent une période d'érosion entre les groupes 2-2 et 2-3.

Vers la fin de la période "Misti 2" s'est produit l'effondrement du flanc sud de l'appareil volcanique dont les dépôts résultants sont des brèches très mal triées, hétérogènes et hétérométriques provenant de dépôts d'avalanche de débris. Ces dépôts d'avalanches sont visibles à 8 km au pied du flanc sud (Quebradas San Lazaro et Huarangal) où ils ont environ 40 m d'épaisseur moyenne, et couvrent près de 40 km^2.

Le groupe 2-3 (ca. 50 à 40 ka) comprend des dépôts de coulées de ponces et cendres, indurées et de compositions dacitique et andésitique, qui ont entre 12 et 25 m d'épaisseur. Le volume estimé par Thouret *et al.* (2001) est de l'ordre de 4 à 5 km^3. Ces dépôts sont visibles au pied du flanc sud et sud-est du Misti (secteur Chapi Chico, et Quebradas Honda et Grande, Fig. 3.9).

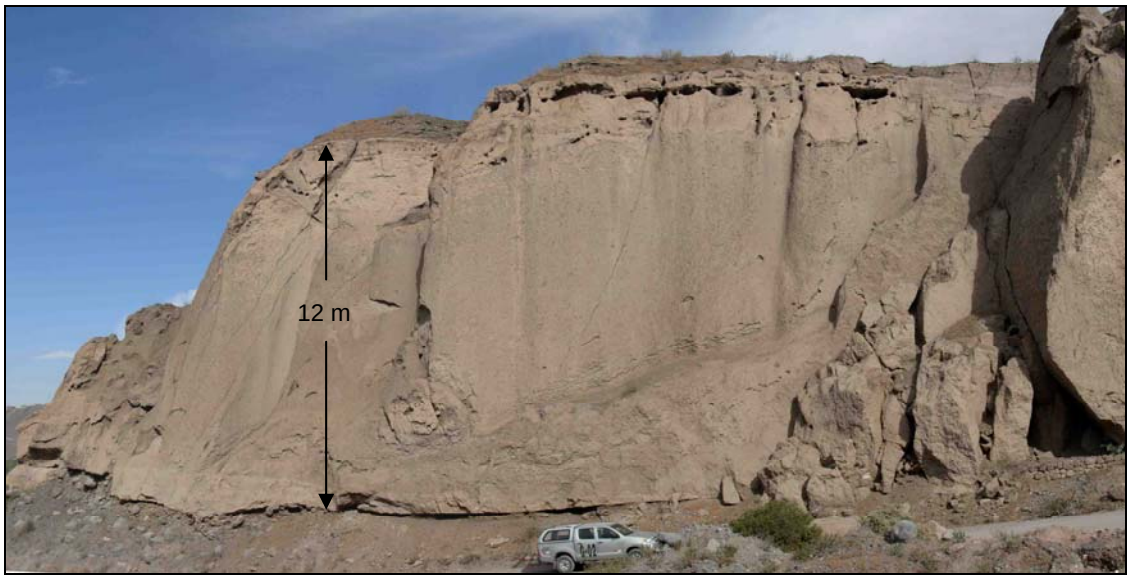


Figure 3.9 Dépôt de coulée de cendres et ponces andésitiques, datée à 40 200 ± 820 ans (Thouret *et al.*, 2001) affleurant sur la rive droite du río Chili (secteur Chapi Chico), à 12 km au sud-ouest du volcan Misti.

Selon Thouret *et al.* (2001) les dépôts mis en place pendant cette période reflètent la formation d'une "caldeira d'effondrement" (de 5 ou 6 km de diamètre) (Fig. 3.3) ou d'un groupe de grands cratères emboîtés. Trois arguments de type géomorphologique, géophysique et volcanologique plaident en faveur de cette hypothèse :

(1) une rupture de pente à environ 4400 m d'altitude entre les cônes "Misti 2" et "Misti 3", où les coulées du lave du "Misti 3" reposent avec une légère discordance angulaire sur les coulées de lave du " Misti 2" (visibles dans les flancs ouest et sud-ouest). Ceci est aussi suggéré par la présence de dômes de lave mis en place autour de la limite supposée de la "caldeira" ;
(2) la présence de volumineux dépôts de coulées de ponce et cendres non soudées (3 à 5 km^3) de composition dacitique et andésitique, visibles dans les flancs sud, sud-ouest et sud-est du volcan Misti (Quebradas Huarangal, Honda, Grande, Chapi Chico). Les datations ^{14}C obtenues par Thouret *et al.* (2001) suggèrent que ces coulées ont été émises pendant deux événements éruptifs importants. La première coulée a été émise entre 50 et 43 ka et la plus récente vers 40 ka ;
(3) une discontinuité structurale identifiée par des anomalies geoeléctriques de polarisation spontanée mesurée sur onze profils effectués le long de l'appareil volcanique (Finizola, 2002). De plus, Tort et Finizola (2005) et Finizola *et al*. (2004) ont aussi des résultats des mesures magnétotélluriques suggèrent l'existence d'une discontinuité structurale à 4400 m d'altitude, juste à la base du cône "Misti 3".

3.2.5 Misti 3 (38 000 – 11 000 ans)

L'étape "Misti 3", comporte quatre groupes : Groupe 3-1, Groupe 3-2, Groupe 3-3, et Groupe 3-4, datés entre 38 et 11 ka BP.

Le groupe 3-1 (38 à 31 ka) comprend des coulées de lave qui forment le cône supérieur du volcan (entre 4400 et 5600 m d'altitude), ainsi que des dépôts de coulées de cendres et ponces de composition rhyolitique à andésitique, et des retombées de lapilli ponceux de compositions dacitique et rhyolitique, avec au total un volume minimum de 1.5 km^3. Des datations ^{14}C effectuées sur des bois carbonisés situés sous des dépôts de coulées de cendres et ponces donnent des âges compris entre 34 et 31 ka BP (Thouret *et al.*, 2001).

Le groupe 3-2 (30 à 25 ka) comprend plusieurs types de dépôts de coulées de cendres et ponces dacitiques, et des dépôts de coulées de blocs et cendres andésitiques, intercalés avec quelques dépôts de retombées de lapilli ponceux. L'épaisseur totale est estimée entre 80 et 100 m. Ces dépôts affleurent entre 6 et 10 km du flanc sud du volcan, dans les Quebradas Huarangal, Honda et Grande (Fig. 3.10).

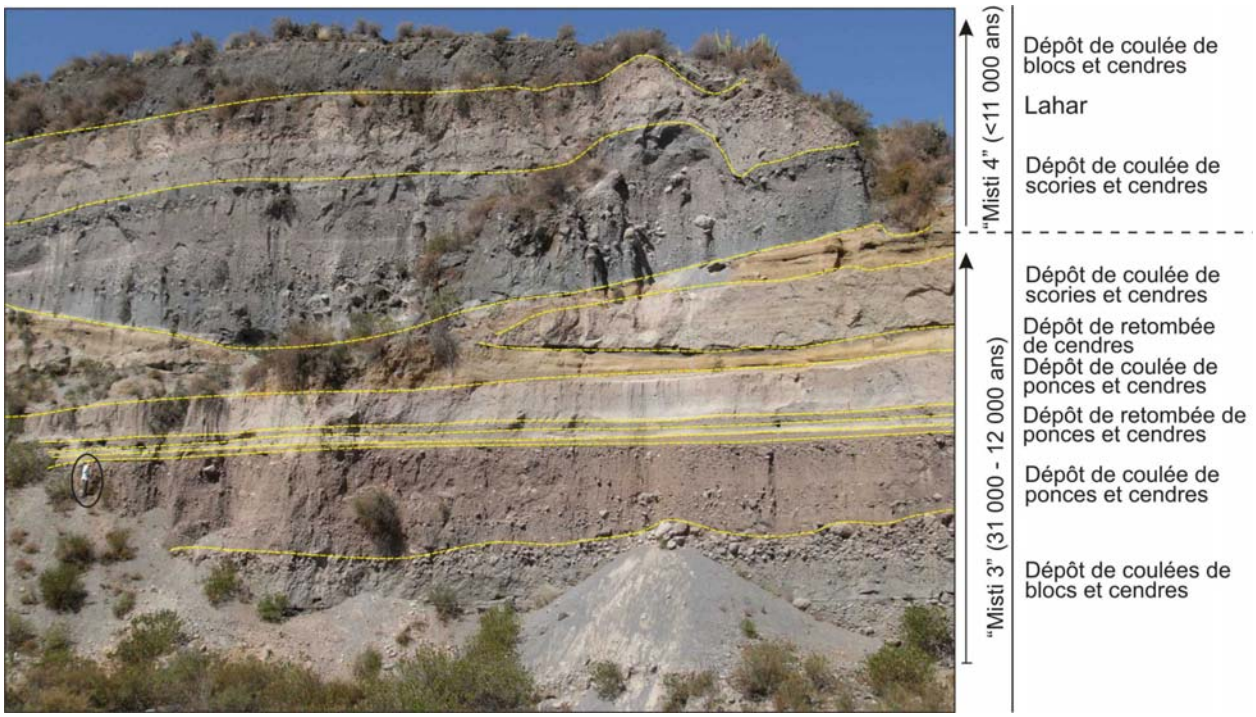


Figure 3.10 Vue de la séquence stratigraphique du volcan Misti, période de 30 ka dans la quebrada Honda (8 km au sud du cratère).

Le groupe 3-3 (25 à 20 ka) correspond à au moins cinq dépôts de coulées de blocs et cendres à composition andésitique, intercalés avec quelques dépôts de retombée de ponces andésitiques. Les dépôts de coulées ont entre 5 et 20 m d'épaisseur, et affleurent dans des ravines localisées au pied du flanc sud (par ex. Quebrada Grande et Honda). Ces dépôts ont été engendrés par des effondrements de dôme. Vers le sommet du groupe 3-3 nous distinguons aussi quelques dépôts de lahars épais, et des retombées de téphras (Fig. 3.11), intercalés avec des dépôts de coulées de blocs et cendres. Ces dépôts de lahars seraient issus de la fusion des glaciers de la dernière glaciation (avant 25 ka et entre 24 et 12 ka ; d'après la stratigraphie régionale établie par Seltzer, 1990).

Le groupe 3-4 (14 à 11 ka) comprend deux dépôts volumineux de coulées de cendres et ponces dacitiques (au total 1 km^3 environ), intercalés avec deux couches de retombée de lapilli ponceux et deux dépôts de déferlantes pyroclastiques à stratifications entrecroisées. Les dépôts de coulées de cendres et ponces affleurent à 12 km au sud et sud-ouest du cratère (zones urbaines de Los Gráficos et San Luis) où ils ont entre 6 et 8 m d'épaisseur.

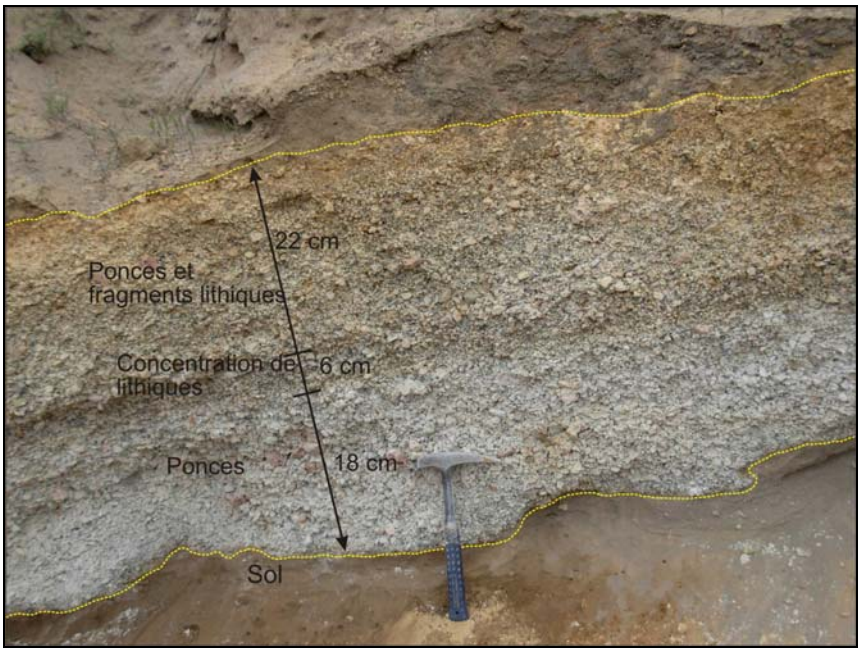


Figure 3.11 Dépôt de retombée de lapilli ponceux de composition andésitique nommé "Autopista" (mis en place entre 24 et 14 ka). Ce dépôt affleure à 7 km au nord-ouest du cratère (route Arequipa – barrage Aguada Blanca).

La présence de coulées de ponces et cendres de ~1 km^3, ainsi que des autres arguments morphologiques et géophysiques, ont permis à Thouret *et al.* (2001) de proposer la formation d'une caldeira de 2 km de diamètre environ, au sommet du strato-cône "Misti 3" (à 5400 m d'altitude environ) entre 14 et 11 ka. En effet, trois arguments permettent de proposer l'existence de cette caldeira sommitale :

(1) près du sommet du Misti (à environ 5400 m d'altitude) on distingue des coulées de laves, et coulées de cendres et scories soudées à faible pendage (<10º) qui reposent avec une discordance angulaire sur des laves inclinées du "Misti 3"(≥30º), visibles principalement sur les flancs nord et nord-ouest.

(2) dépôts de coulées pyroclastiques de ponce dacitiques (~1 km^3) intercalés avec une couche de retombée de ponces et deux dépôts de déferlantes pyroclastiques datées entre 13,7 et 11,3 ka.

(3) une discontinuité structurale est déduite des mesures de polarisation spontanée qui montrent des anomalies négatives à près de 5400 m d'altitude (*cf.* Finizola, 2002). De plus, l'analyse tomomorphométrique effectuée par García-Zuñiga et Parrot (1998) révèle une discontinuité structurale à cette même altitude.

D'après ces arguments la présence d'une caldeira sommitale semble probable près au sommet du Misti.

3.2.6 Misti 4 (< 11 000 ans)

Pendant la dernière étape éruptive nommée "Misti 4", se sont mises en place au moins dix couches minces de dépôts de retombées de ponces et cendres liées à des éruptions explosives de types sub-plinien, phréatomagmatique et vulcanien. Les dépôts de retombées sont constitués par des lapilli ponceux de couleur jaunâtre et cendres fines grises, intercalées parfois avec quelques niveaux de sols et de dépôts éoliens minces. Chaque couche a entre 5 et 35 cm d'épaisseur. Ces dépôts sont visibles entre 6 et 8 km au pied des flancs ouest et nord-ouest du volcan (Fig. 3.12). Ces produits montrent que le Misti a connu au moins 10 éruptions "majeurs" depuis 11 ka. Les sols intercalés dans cette accumulation de téphras sont mal ou très peu développés, ce qui suggère que les phases d'activité explosive se sont succède rapidement et/ou le climat a été aride.

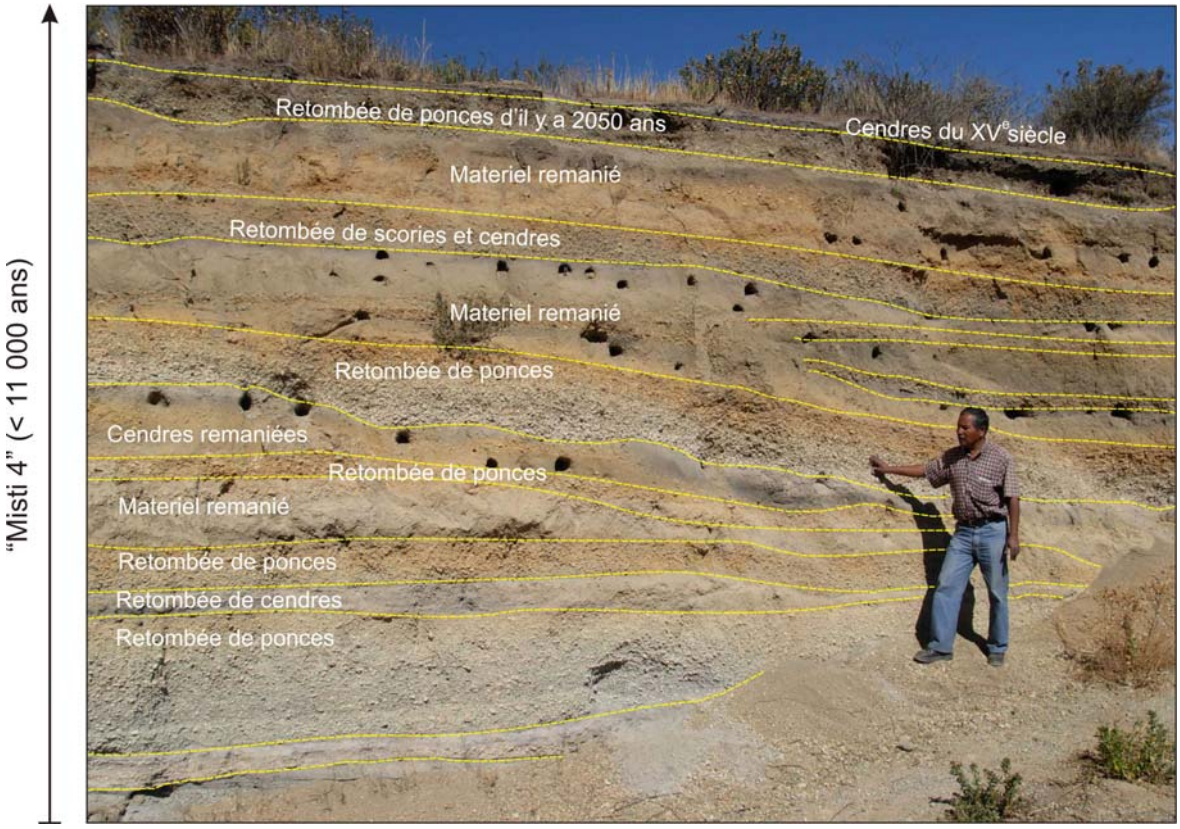


Figure 3.12 Vue de la séquence stratigraphique récente (moins de 11 ka) du volcan Misti, mise en place au pied du flanc ouest (6 km du cratère, secteur Pacheco).

La dernière éruption explosive de magnitude importante (plinienne), d'après les datations ^{14}C obtenues par Thouret *et al.* (2001), s'est produite à 2050 ans BP. Pendant cette éruption se sont mis en place des dépôts de retombée de lapilli ponceux, des coulées de cendres et ponces, et des lahars. Le volume total des produits émis a été estimé à 1,2 km^3 environ (Cobeñas, 2009). Le dépôt de retombée montre une légère granoclassement inverse, et présente souvent des ponces rubanées, à composition andésitique. Ce dépôt de 30 cm d'épaisseur (à 10 km au sud-ouest du

volcan Misti) a été dispersé sous forme d'un lobe dont l'axe est orienté vers le sud-ouest du cratère (Suni, 1999 ; Cobeñas, 2009). Ce dépôt de retombée contient entre 60 à 70% de ponces et entre 30 à 40% de fragments lithiques laviques. Dans certaines ravines des flancs sud, sud-est et sud-ouest du volcan (par ex. Quebradas San Lazaro, Huarangal et Agua Salada), sur le dépôt de retombée reposent au moins quatre niveaux de coulées de ponces et cendres riches en fragments lithiques laviques (Fig. 3.3). Chaque couche a entre 3 et 5 m d'épaisseur. Ces derniers dépôts sont couverts par des dépôts de lahars riches en ponces.

Cette éruption d'il y a 2050 ans est probablement à l'origine du grand cratère sommital de 900 m de diamètre (Thouret *et al.*, 2001), où est situé le petit cratère (550 m de diamètre, 200 m de profondeur), entouré par des cendres et scories noires d'âge historique (Legros, 2001 ; Fig. 3.2). Au fond du petit cratère on distingue un bouchon *(plug)* de lave andésitique attribué à l'éruption du XVe siècle (1440-1470 AD).

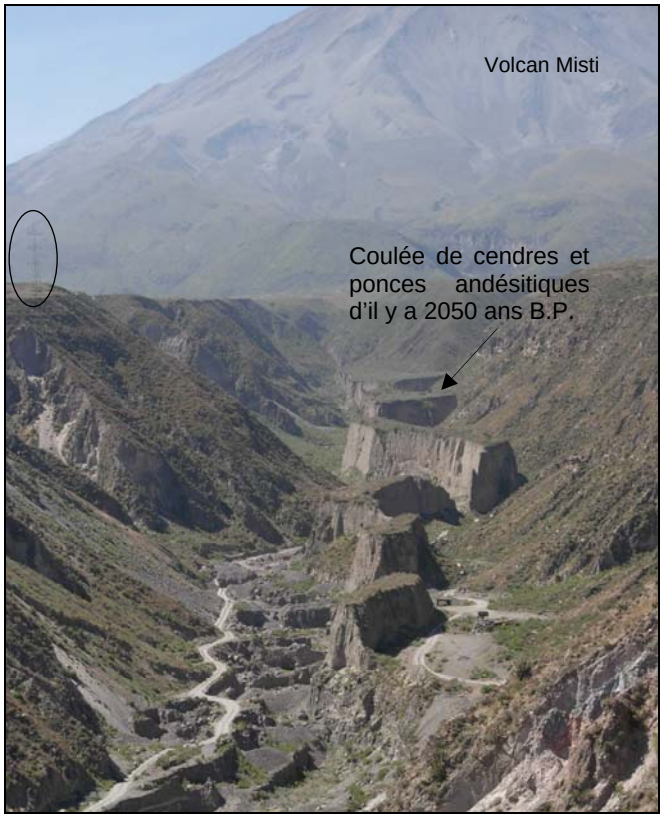


Figure 3.13. Dépôts de coulées de ponces et cendres riches en fragments lithiques d'il y a 2050 ans B.P. (Thouret *et al.*, 2001), canalisés dans la Quebrada San Lazaro (8 km au sud du volcan Misti). De chaque coté de la ravine on distingue des dépôts d'avalanche de débris.

Les chroniques historiques, les études stratigraphiques effectuées par de nombreux auteurs (Suni, 1999 ; Thouret *et al.*, 2001 ; Legros, 2001) et nos données, montrent que l'activité éruptive du volcan Misti au cours des derniers 2000 ans, est restée modérée.

3.2.6.1 Activité éruptive préhistorique et historique

Autour du volcan Misti, il existe au moins deux couches minces de cendres noires fines qui couvrent le dépôt de retombée plinienne d'il y a 2050 ans BP. (Fig. 3.12). Ces dépôts ont été produits par de petits événements vulcaniens, et probablement phréatomagmatiques ou phréatiques, au cours des derniers 2000 ans. Le dépôt de cendres le mieux conservé a 4 cm d'épaisseur à 8 km au sud-ouest du cratère. Ce dépôt marque probablement un petit événement vulcanien du XVe siècle (1440-1470 A.D., Chávez Chávez, 1992) qui a duré plusieurs années. Ces cendres ont été dispersées sous forme d'un lobe dont l'axe est orienté vers l'ouest et sud-ouest du Misti (Suni, 1999). Le faciès distal atteint 1 cm d'épaisseur près de l'aéroport d'Arequipa, à 18 km au nord-ouest du volcan. Ces cendres reposent sous les cendres dacitiques de l'éruption plinienne de 1600 du volcan Huaynaputina.

Par ailleurs, les chroniques historiques mentionnent aussi des événements mineurs fumerolliens ou phréatiques en 1542, 1599, 1826, 1830-31, 1869 et 1870 (Simkin et Siebert, 1994 ; Suni, 1999), dont les dépôts sont peu ou pas reconnus sur le terrain. Les dépôts de cendres générés par ces événements mineurs, ont été probablement remaniés par les vents. Avec moins d'incertitude, quatre événements (éruptions phréatomagmatiques ou événements sismiques ?) sont survenus en mai 1677, le 9 juillet 1784, et du 28 juillet au 10 octobre 1787 (Hantke et Parodi, 1966 ; Simkin et Siebert, 1994 ; Chávez Chávez, 1992 ; Suni, 1999 ; Thouret *et al.*, 2001). Quelques produits liés à ces événements ont probablement été incorporés dans les différents lahars de la vallée du Rio Chili et concentrés dans des ravins qui drainent le volcan Misti vers le bassin d'Arequipa. Ces lahars ont été datés entre 1000 et 300 ans B.P. (Delaite *et al.*, 2005). Certaines crises fumerolliennes modérées ont été reportées en 1948 - 1949 et en 1984 - 1985 (Chávez Chávez, 1992 ; Suni, 1999 ; Thouret *et al.*, 2001). L'activité actuelle du Misti se manifeste par de faibles émissions de gaz visibles autour du dôme situé au fond du cratère historique et sur le sommet du flanc ENE (Finizola, 2002).

3.3 Pétrographie des produits laviques et pyroclastiques

3.3.1 Echantillonage

Au total 110 échantillons appartenant au volcan Misti ont été prélevés entre 1995 et 2002 par J.C. Thouret et J.P. Eissen. En 2008, avec A. Gourgaud nous avons prélevé 12 échantillons supplémentaires. Cet échantillonnage représente de façon relativement exhaustive le strato-cône du volcan Misti moderne (stades "Misti 2", "Misti 3" et "Misti 4"), c'est-à-dire le strato-cône mis en place au cours des derniers 112 ka. Les numéros des échantillons ont été placés sur un MNT du volcan Misti (Fig. 3.14). Ensuite, on présentera la description pétrographique qui sera suivie d'un tableau récapitulatif (Tableau 3.2).

3.3.2 Misti 2 (112 000 - 40 000 ans)

Parmi les échantillons appartenant à l'étape "Misti 2", on distingue principalement des andésites et quelques dacites.

3.3.2.1 Les andésites

Au sein de ce type pétrographique, trois groupes minéralogiques ont été observés.

a) Andésites à pyroxènes

Le faciès type correspond à un échantillon de coulées de lave massive (JMI-49), faiblement vacuolaire (2-6% vol.). Cette roche présente une texture porphyrique et elle est constituée principalement par des phénocristaux de feldspath plagioclase (25-35% vol.) qui ont une taille inférieure à 1,6 mm. Certains phénocristaux contiennent des inclusions de microcristaux de clinopyroxène. Les pyroxènes sont de l'orthopyroxène et du clinopyroxène, dont les tailles sont inférieures à 1,2 mm. Ils sont automorphes à subautomorphes et représentent entre 2 et 4% du volume. Dans d'autres laves, on trouve des agglomérats d'orthopyroxène, clinopyroxène et oxyde ferro-titanés. Les oxydes ferro-titanés sont présents dans la mésostase (3-6% vol.) et localement piégés dans les phénocristaux d'orthopyroxène et clinopyroxène. La mésostase, partiellement cristalline, contient les mêmes minéraux, sous forme de microcristaux et microlites, dans laquelle les plagioclases sont les plus représentés (4-6 % vol.).

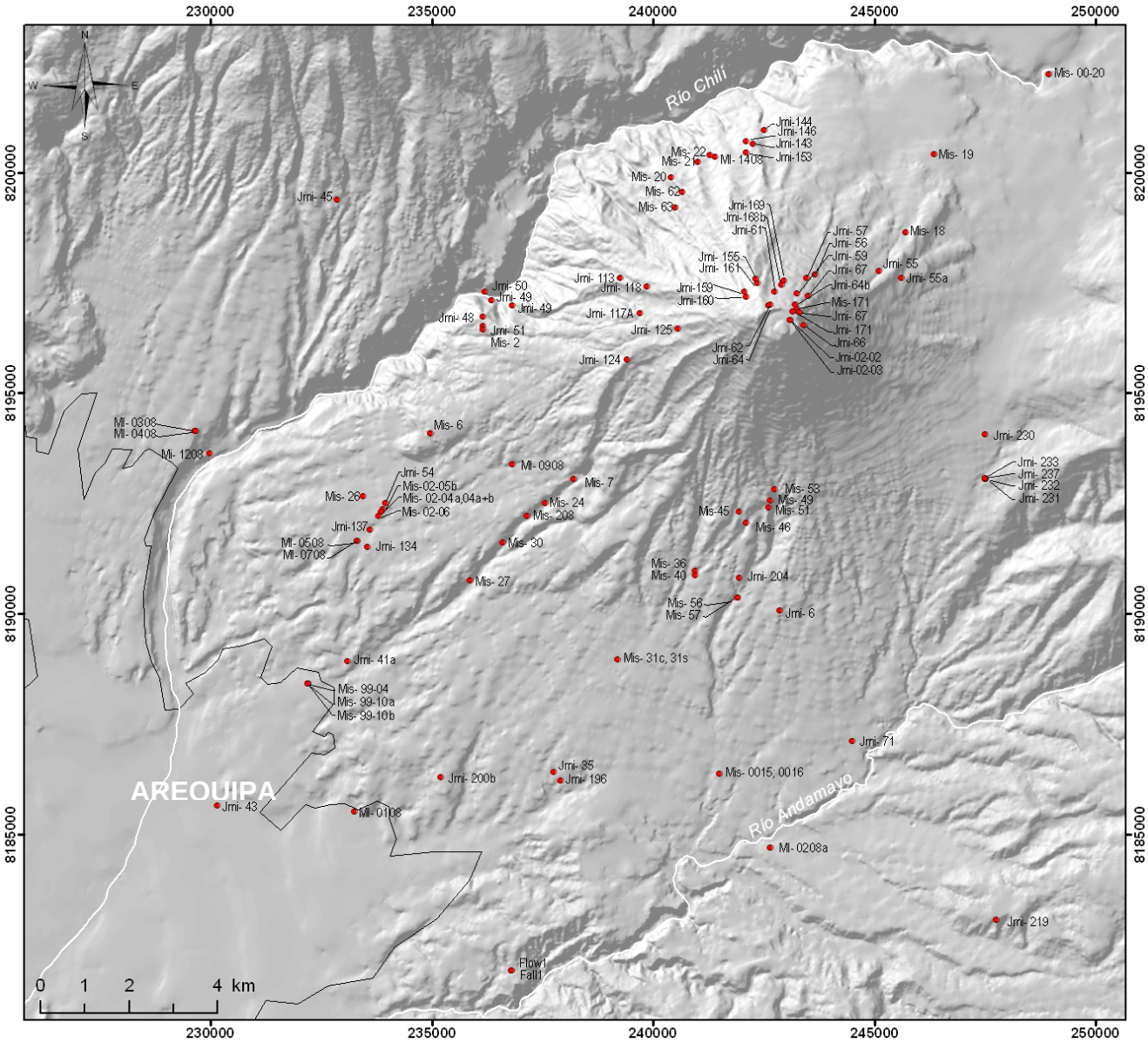


Figure 3.14 Carte de localisation des échantillons du volcan Misti étudiés dans ce travail de thèse.

b) Andésites à pyroxènes et amphiboles

Ce type de roche est le plus fréquent dans toute la série du strato-cône "Misti 2". Il s'agit de coulées de lave (MIS-2, 6, 7, 18, 19, 21, 53, 63 ; JMI-48, 50, 51, 52, 55, 55a, 118, 124, 143, 144, 146) (Fig. 3.14a) et d'un dépôt de coulée de cendres et blocs (MIS-22). De manière générale, les laves sont de couleur grise, massives et peu vésiculées (2-8% vol.), tandis que les blocs appartenant au dépôt de la coulée pyroclastique sont de couleur gris foncé et présentent des vésicules subarrondies (10-20% vol.) de taille millimétrique.

Ces andésites présentent des textures porphyriques, microlitique fluidale et intersertale, tandis que les blocs de coulées pyroclastiques présentent une texture porphyrique. Le feldspath

plagioclase constitue la phase minérale prédominante (10-30% vol.), sous forme de phénocristaux et microphénocristaux. Les phénocristaux sont automorphes à subautomorphes, dont la taille varie de 1,8 mm à 250 µm, tandis que les microphénocristaux sont généralement trapus et de taille comprise entre 250 et 80 µm. Dans certains échantillons, on observe des microlites d'apatite piégés dans les phénocristaux de plagioclase (par ex. JMI-124, 143). On observe aussi du clinopyroxène et de l'orthopyroxène sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes, de moins de 1,2 mm. L'amphibole se présente sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes, dont la taille est inférieure à 1,6 mm. Dans certains échantillons, les amphiboles possèdent des bordures nettes ou une bordure réactionnelle constituée de minéraux opaques (jusqu'à 100 µm de large). Certains cristaux d'amphibole sont complètement remplacés par des minéraux opaques (MIS-7, 21, JMI-50, 51, 124). La biotite est présente dans certaines laves (JMI-48, 143), mais en très faible quantité (<2 % vol.). Les oxydes ferro-titanés, de tailles inframillimétriques, sont aussi présents dans la mésostase et/ou piégés dans les pyroxènes et éventuellement dans l'amphibole. La mésostase est constituée d'un verre gris partiellement cristallin où on distingue des microcristaux et microlites de plagioclase, pyroxènes et des oxydes ferro-titanés en proportions variables. On distingue aussi des agglomérats de plagioclases, pyroxènes, oxydes ferro-titanés, et même d'amphibole. La minéralogie de ces roches étant relativement constante, seules les proportions minéralogiques sont susceptibles de varier.

c) Andésites à amphibole

Ces roches correspondent à des coulées de lave (MIS-36 ; JMI-208) qui montrent une texture porphyrique. Elles sont constituées principalement par des phénocristaux automorphes à subautomorphes de feldspath plagioclase (10-30% vol.), de moins de 1,8 mm. Dans certaines roches les phénocristaux de plagioclase présentent un manteau d'inclusions vitreuses vers la bordure (texture "*sieve*" ou en éponge, MIS-36). Les amphiboles apparaissent allongées sous forme automorphe à subautomorphe (5-15% vol.), de taille inférieure à 1,2 mm. Dans certaines roches on observe des phénocristaux d'amphibole avec des bordures nettes et aussi des phénocristaux entourés de minéraux opaques (JMI-208). Les oxydes de Fe-Ti de tailles <200 µm sont aussi présents, soit dans la mésostase (<3% vol.), soit piégés comme inclusions dans les phénocristaux d'amphibole. On distingue localement des agglomérats de phénocristaux de plagioclase, amphibole et oxydes ferro-titanés (par ex. JMI-208). Ces laves présentent une mésostase de couleur gris clair à gris foncé où des microlites du feldspath plagioclase de moins de 80 µm sont observés. Ces roches ne contiennent pas de pyroxène.

3.3.2.2 Les dacites

Ces roches sont peu communes dans les produits de l'étape "Misti 2". Il s'agit d'un seul type : dacite à amphibole et orthopyroxène.

Cette roche correspond à une coulée de lave massive (MIS-45), qui a une texture porphyrique, faiblement vacuolaire (2-4% vol.). La phase minéralogique prédominante est le feldspath plagioclase (25-30% vol.) dont la taille est inférieure à 1,2 mm. Il apparaît sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes. Le plagioclase contient éventuellement des microlites d'apatite en inclusions. L'amphibole apparaît sous forme de cristaux subautomorphes, généralement plus abondants (6-10% vol.) que dans les andésites. Ils ont généralement une mince auréole réactionnelle de minéraux opaques. L'orthopyroxène est présent en faible quantité (<5% vol.) et sa taille est inférieure à 800 µm. Les oxydes ferro-titanés sont présents dans la mésostase ou piégés dans les cristaux d'orthopyroxène. La mésostase partiellement cristalline est constituée essentiellement par des microcristaux et microlites de feldspath plagioclase, d'amphibole et des oxydes ferro-titanés.

3.3.3 Misti 3 (38 000 – 11 000 ans)

3.3.3.1 Les andésites

Au sein de ce type pétrographique, trois groupes minéralogiques ont été observés.

a) Andésites à pyroxène

Ces roches correspondent à des coulées de lave (JMI-57, 59, 159), à des blocs juvéniles d'une retombée pyroclastique (JMI-237) et à des scories appartenant à des coulées de cendres et scories (MIS-56, JMI-62). Ces roches présentent deux types de textures : porphyrique et porphyrique à matrice intersertale. Elles sont constituées principalement par des phénocristaux de feldspath plagioclase (25-40% vol.), dont la taille est inférieure à 1,6 mm. Dans certaines roches on observe des phénocristaux de plagioclase avec un manteau d'inclusions vitreuses, au niveau du cœur du cristal ainsi que sur ses bords (textures "*sieve*" ou "éponge", JMI-237). L'orthopyroxène et le clinopyroxène (4-8 % vol.) sont subautomorphes et de taille inférieure à 800 µm. Dans la plupart des échantillons on ne trouve que de l'orthopyroxène. Dans certains cas, l'orthopyroxène contient des inclusions de plagioclase et d'oxydes de Fe-Ti. Les oxydes ferro-titanés sont

présents dans la mésostase (4-6% vol.) et aussi piégés dans les phénocristaux d'orthopyroxène et de clinopyroxène.

Dans ces roches, on observe des agglomérats de phénocristaux de plagioclase, pyroxène et oxydes ferro-titanés. La mésostase contient les mêmes minéraux, sous forme de microcristaux et microlites, parmi lesquels les plagioclases sont les plus représentés.

b) Andésites à pyroxènes et amphiboles

Ces roches sont les plus fréquentes dans toute la série du "Misti 3". Elles correspondent à des coulées de lave (MIS-30, 62 ; JMI-6, 56, 66, 67, 113, 125, 155, 171, 169), et à des ponces et des scories de retombées et coulées pyroclastiques (MIS-24, 26, 30, 37, 40, 46, 51, 57, 67 ; JMI-41a, 43, 45, 71, 196, 204, 231, 232, 233 ; Fig. 3.14a). De manière générale, les ponces sont de couleur blanchâtre et présentent des vésicules subarrondies (20-40 % vol.) de taille variable. En revanche, les scories sont de couleur gris foncé, avec vésicules déformées (20-30 % vol.). Par ailleurs, les laves sont de couleur grise, massives et certaines sont peu vésiculées (<5% vol.). Les ponces présentent des textures porphyriques, tandis que les laves et scories présentent des textures porphyrique, microlitique porphyrique et intersertale.

Dans ces roches le feldspath plagioclase constitue la phase minérale prédominante (20-30% vol.). Il apparaît sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes, dont la taille est inférieure à 1,8 mm. Certains renferment des microlites d'apatite. Certains plagioclases sont "criblés" (JMI-66, 113, 171). L'orthopyroxène et clinopyroxène sont présents en proportion variable (4-8% vol.). Les phénocristaux de clinopyroxène sont de l'augite, dont la taille est inférieure à 1,2 mm, tandis que les phénocristaux d'orthopyroxène sont de l'enstatite et ont une taille inférieure à 800 µm. Les pyroxènes contiennent des inclusions d'oxydes ferro-titanés. Les amphiboles se présentent en cristaux automorphes à subautomorphes (5-8% vol.) et ont une taille inférieure à 1,8 mm. Dans certains échantillons, l'amphibole est stable (bordures nettes), alors que dans d'autres elle est instable, avec une auréole réactionnelle, atteignant 100 µm de large, et qui est constituée de minéraux opaques ou d'un assemblage de microphénocristaux de plagioclase, pyroxènes et oxydes (par ex. MIS-63, JMI-56, 66, 67). Certains cristaux d'amphibole sont complètement remplacés par des minéraux opaques (par ex. MIS-37; JMI-69, 169). Dans certaines laves on observe des phénocristaux d'olivine (par ex. JMI-66, 169) automorphes à subautomorphes, qui ont moins de 400 µm. Certains cristaux présentent des bordures de microcristaux de plagioclase. Les oxydes ferro-titanés de taille <200 µm sont aussi

présents, soit dans la mésostase, soit piégés dans les pyroxènes et éventuellement l'amphibole. Dans certains échantillons on trouve des phénocristaux de biotite (par ex. JMI-6, 196) automorphes qui atteignent jusqu'à 800 µm, et coexistent avec le plagioclase, l'orthopyroxène et l'amphibole. Dans la plupart des échantillons la mésostase est constituée d'un verre partiellement cristallin, où on observe des microcristaux de plagioclase, pyroxène et des oxydes ferro-titanés.

Certains cas particuliers ont été rencontrés : mésostase intersertale, agglomérats de cristaux de plagioclase, pyroxène, oxyde ferro-titanés et parfois amphibole. Dans la plupart des échantillons on observe l'orthopyroxène. Dans l'ensemble de ces roches, la minéralogie étant relativement constante, seules les proportions minéralogiques sont susceptibles de varier.

c) Andésites à amphibole

Ces roches correspondent à des scories et blocs denses appartenant à des coulées pyroclastiques (MIS-20, 27). Elles présentent des textures porphyriques. Ces roches sont constituées par des phénocristaux de feldspath plagioclase (10-30% vol.), de taille inférieure à 1,2 mm, qui sont automorphes à subautomorphes. Dans l'échantillon MIS-27, on observe des phénocristaux de plagioclases "criblés". Les amphiboles brunes se présentent en cristaux automorphes et subautomorphes (5-15% vol.), dont la taille est inférieure à 1,4 mm. Dans certaines roches, on observe des phénocristaux d'amphibole instables, entourés par des minéraux opaques ou entièrement résorbés par des oxydes (par ex. MIS-27). Les oxydes de Fe-Ti de tailles <200 µm sont aussi présents soit dans la mésostase (<3% vol.), soit piégés en inclusions dans les amphiboles. Les scories présentent une mésostase constituée d'un verre gris clair, tandis que les blocs ont une mésostase partiellement cristalline de couleur gris foncé dans laquelle on distingue des microlites de feldspath plagioclase qui ont moins de 80 µm. Ces roches ne contiennent pas de pyroxène.

3.3.3.2 Les dacites

Ces roches sont peu communes dans les produits de l'étape "Misti 3". Il s'agit d'un seul type : dacite à amphibole et orthopyroxène.

Ces roches correspondent à des blocs de dépôts de coulée pyroclastique (MIS-46) et à des ponces de dépôts de retombées pyroclastiques (JMI-54, 200B). Les premiers présentent des vésicules déformées, en faible proportion (5-15% vol.), tandis que les secondes présentent une forte

proportion de vésicules subarrondies (20-40 % vol.). Ces deux types de roches possèdent une texture porphyrique.

Parmi les phases minéralogiques, on trouve les feldspaths plagioclases subautomorphes (10-30% vol.), qui ont une taille inférieure à 1,8 mm. Certains montrent des zones criblées d'inclusions (texture dite en "tamis"). De fines baguettes d'apatite sont visibles en inclusions. L'orthopyroxène apparaît sous forme de cristaux subautomorphes (4-8% vol.), de taille inférieure à 800 µm. L'amphibole de moins de 1,2 mm est abondante (10-20% vol.). L'amphibole a souvent une auréole réactionnelle de minéraux opaques. Mais dans certains échantillons elle est stable, avec une bordure nette. Dans quelques échantillons on trouve des phénocristaux subautomorphes de biotite (par ex. JMI-54, 200B) qui ont une taille inférieure à 1,2 mm. Les oxydes ferro-titanés sont moins abondants que dans les andésites (<3% vol.). La mésostase, moyennement cristalline, est essentiellement constituée par des microcristaux de feldspath plagioclase et des oxydes ferro-titanés.

3.3.3.3 Les rhyolites

Ces roches sont peu communes dans les produits de l'étape "Misti 3". Il s'agit d'un seul type : rhyolite à biotite.

Ces roches correspondent à des ponces de retombées pliniennes (MI-0208a, 0408, 0508, 0308) et à des dépôts de coulées de ponces et cendres (JMI-134). De manière générale, elles ont des textures porphyriques et vitroclastiques, avec relativement peu de cristaux (10-30% vol.), et des vésicules arrondies et allongées (30-40% vol.). Dans ces roches la phase minérale prédominante est le feldspath plagioclase (10 - 20% vol.) dont la taille est inférieure à 1,4 mm. Il est subautomorphe à xénomorphe (cristaux brisés probablement lors de la fragmentation du magma). Le feldspath plagioclase présente souvent des zonations optiques concentriques régulières. Quelques phénocristaux d'anorthose, de moins de 800 µm, sont parfois présents (MI-0208a). La biotite est présente sous forme de phénocristaux automorphes et subautomorphes de moins de 3,0 mm. Elle contient éventuellement des inclusions d'apatite. Dans certains échantillons on distingue de microlites de biotite (100 - 60 µm) piégés dans les phénocristaux de plagioclase. Les oxydes ferro-titanés sont de très petite taille (<300 µm) et en très faible quantité (<2 % vol.), sous forme de microcristaux isolés dans la mésostase.

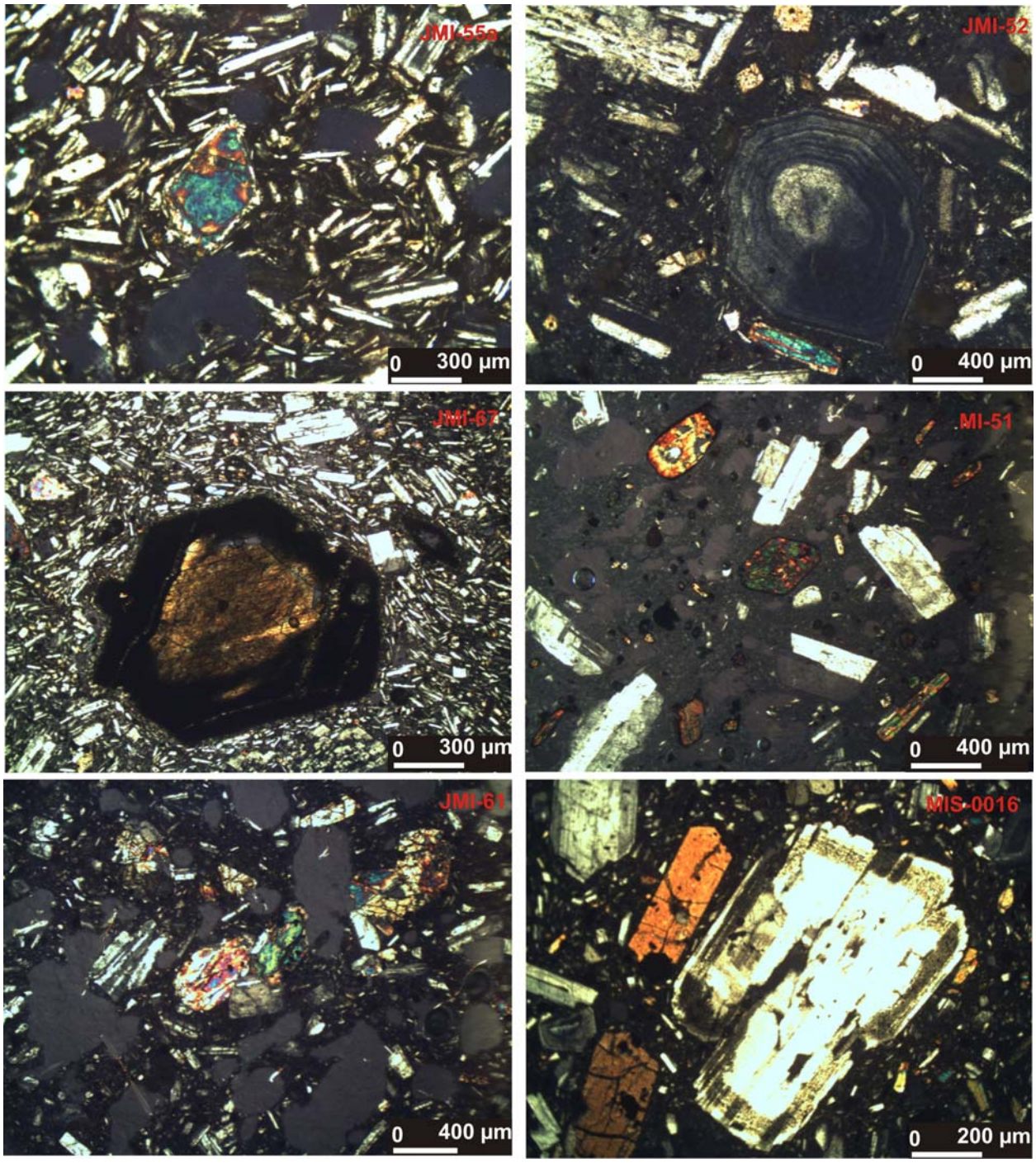


Figure 3.14a Photos de quelques lames minces en lumière polarisée et analysée des roches du Misti.

Misti 2 : JMI-55a. Lave andésitique à plagioclase, olivine et oxydes.
Mi-49. Lave andésitique contenant des phénocristaux de plagioclase et d'orthopyroxène.

Misti 3 : JMI-67. Lave andésitique contenant un phénocristal d'amphibole entouré par des oxydes et des microcristaux de plagioclase.
JMI-51. Ponce andésitique contenant des phénocristaux du plagioclase et d'amphibole.

Misti 4 : JMI-61. Scorie andésitique vésiculée contenant des phénocristaux de plagioclase et des pyroxènes.
Mis0016. Ponce andésitique à plagioclase et orthopyroxène (éruption de 2050 ans BP.).

3.3.4 Misti 4 (< 11 000 ans)

3.3.4.1 Les andésites

Au sein de ce type pétrographique, deux groupes minéralogiques ont été observés.

a) Andésites à pyroxène

Ces roches correspondent à des blocs scoriacés (JMI-61, 161) appartenant à des coulées de cendres et scories. Ils présentent deux types de textures : porphyrique (Fig. 3.14a) et porphyrique à matrice intersertale. Ces roches sont constituées par des phénocristaux de feldspath plagioclase (25-35 % vol.), dont la taille est inférieure à 1,4 mm. Dans l'échantillon JMI-161, des phénocristaux de plagioclase montrent une bordure criblée (texture de type "dusty rimmed"). Des microlites d'apatite sont piégés dans certains phénocristaux de plagioclase. L'orthopyroxène et le clinopyroxène (4-8% vol.) sont présents sous forme des cristaux automorphes et subautomorphes, dont la taille est inférieure à 800 µm. Les oxydes ferro-titanés sont présents dans la mésostase (4-6% vol.) et souvent piégés dans les phénocristaux d'orthopyroxène et clinopyroxène. La mésostase contient les mêmes minéraux, sous forme de microcristaux et microlites, les plagioclases étant les mieux représentés (4-6% vol.). Ces andésites présentent aussi des agglomérats de cristaux de plagioclase, pyroxène et oxyde de Fe-Ti.

b) Andésites à pyroxène et amphibole

Ces types de roches correspondent à des ponces de retombées pyroclastiques (JMI-230, MIS-0016, fall 2000 ; Fig. 3.14a) et à des scories appartenant à des dépôts de coulées pyroclastiques (JMI-64, 64bis, 137, 160, 168B ; MI-0020). De manière générale, les ponces sont de couleur blanchâtre à jaunâtre, tandis que les scories sont de couleur gris foncé à noire. Ces roches présentent une texture porphyrique ou une texture porphyrique à matrice intersertale. Le feldspath plagioclase constitue la phase minérale prédominante (15-25% vol.). Il peut se présenter sous forme automorphe et subautomorphe (éventuellement brisé probablement lors de la fragmentation du magma), dont la taille est inférieure à 1,6 mm. Les pyroxènes sont présents sous forme d'orthopyroxène et clinopyroxène et de taille <800 µm. Les phénocristaux de clinopyroxènes sont de l'augite, tandis que les phénocristaux d'orthopyroxène sont dominés par l'enstatite. L'amphibole (4-8 % vol.) est automorphe à subautomorphe (1,6 mm - 300 µm). Elle possède des bordures nettes ou au contraire une auréole réactionnelle (jusqu'à 200 µm de large, par ex. JMI-230). Dans certains blocs et bombes, les amphiboles sont complètement remplacées par des minéraux opaques (par ex. JMI-64, 168B). Par ailleurs, on observe aussi des phénocristaux subautomorphes d'olivine de taille <500 µm (par ex. JMI-66). Les oxydes ferro-titanés de taille <400 µm sont présents dans la mésostase et/ou piégés dans les pyroxènes, voire

dans l'amphibole et le plagioclase. La mésostase est constituée d'un verre gris foncé avec des microcristaux et microlites de plagioclase, pyroxène et des oxydes ferro-titanés, en proportions variables.

Dans ce groupe, certains cas particuliers ont été rencontrés : mésostase intersertale ; agglomérats de pyroxène, plagioclase, oxydes de Fe-Ti et parfois d'amphibole ; microlites de plagioclase (<60 µm) piégés dans des cristaux de clinopyroxène. De même, des plagioclases peuvent englober des cristaux de pyroxène ou un autre microcristal de plagioclase. Dans l'ensemble des roches, la minéralogie étant relativement constante, seules les proportions minéralogiques sont susceptibles de varier.

Par ailleurs, certains échantillons du "Misti 4" (MIS0016, flow2000, fall2000), présentent des rubanements, définis par une différence de couleur, gris clair et gris foncé. Les niveaux gris clair traduisent une plus grande abondance en plagioclase, soit sous forme de phénocristaux, soit de microcristaux (localement orientés dans la même direction) et aussi un verre plus clair. Les rubannement les plus sombres traduisent la présence d'un verre gris foncé dominant et de minéraux en faible pourcentage, comme le plagioclase. Ces variations minéralogiques et texturales au sein de la même roche suggèrent l'influence d'un mélange mécanique de magmas (*mingling*).

3.3.4.2 Les dacites

a) Dacite à pyroxène et amphibole

Ces types de roches correspondent à des ponces de retombées pyroclastiques (MIS-0015, 0210a). Ces ponces sont de couleur blanchâtre très bulleuses, à vésicules subarrondies (30-40% vol.). Elles présentent une texture porphyrique, le feldspath plagioclase constituant la phase minérale prédominante. Le plagioclase peut se présenter sous forme subautomorphe (cristaux brisés), dont la taille est inférieure à 1,4 mm. Les pyroxènes sont l'orthopyroxène et le clinopyroxène avec une taille inférieure à 800 µm. L'orthopyroxène est le plus abondant (2-4% vol.). Les amphiboles se présentent sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes (1,6 mm à 300 µm) avec des bordures nettes (<2% vol.). Les oxydes ferro-titanés de tailles <400 µm sont aussi présents dans la mésostase et/ou piégés dans les pyroxènes, voire dans l'amphibole. La mésostase est constituée d'un verre gris foncé dans laquelle on distingue des microcristaux et microlites de plagioclases, pyroxènes et des oxydes ferro-titanés, en proportions variables.

« Etapes »	Misti 2	Misti 3	Misti 4
Type de roches	**Laves**		
Type pétrographique	**Andésite** (58,33 – 62,18% SiO_2)	**Andésite** (57,37 – 61,99% SiO_2)	
Phénocristaux % vol.	10-60%	20-60%	
Texture	Porphyrique, microlitique porphyrique, intersertale	Porphyrique, microlitique porphyrique	
Assemblage minéral	plg±cpx±opx±amp+oxy±biot±ap	±ol+plg±cpx+opx+amp±biot+oxy±ap	
Vésiculation	vésicules déformées et subarrondies (2-8% vol.).	vésicules déformées (2-8% vol.)	
Type pétrographique	**Dacite** (63,01 % SiO_2)		
Phénocristaux % vol.	30-40%		
Texture	Porphyrique		
Assemblage minéral	plg±opx+amp+oxy±ap		
Vésiculation	vésicules déformées (2-4% vol.)		
Type de roches	**Ponces et scories de dépôts de retombées et coulées pyroclastiques**		
Type pétrographique	**Andésite** (59,21 – 62,73% SiO_2)	**Andésite** (58,24 – 62,42% SiO_2)	**Andésite** (56,99 – 62,59% SiO_2)
Phénocristaux % vol.	10-20%	5-40%	5-50%
Assemblage minéral	plg+opx+amp+oxy	plg±cpx±opx+amp+oxy	±ol+plg±cpx±opx+amp+oxy
Texture	Porphyrique	Porphyrique, microlitique porphyrique, intersertale	Porphyrique, intersertale
Vésiculation	vésicules déformées (10-20% vol.) et subarrondies (40-50% vol.)	vésicules déformées et subarrondies (10-40% vol.)	vésicules déformées 10-50% vol. (ponces); vésicules subarrondies 25-60% vol. (scories)
Type pétrographique		**Dacite** (63,38 – 66,30% SiO_2)	**Dacite** (63,02 – 63,15% SiO_2)
Phénocristaux % vol.		20-40%	20-25%
Assemblage minéral		plg±opx+amp+oxy±biot±ap	Plg+opx+amp+oxy
Texture		Porphyrique	Porphyrique
Vésiculation		vésicules déformées 5-15% vol. (blocs); subarrondies 30-40% vol. (ponces).	vésicules subarrondies (30-40% vol.)
Type pétrographique		**Rhyolite** (72,35 – 73,59% SiO_2)	
Phénocristaux % vol.		10-30%	
Assemblage minéral		plg+fk+biot+oxy±ap	
Texture		vitroclastique, porphyrique	
Vésiculation		vésicules allongées et subarrondies (30-40% vol.)	

Tableau 3.2. Récapitulatif de l'étude pétrographique de laves du volcan Misti. Les abréviations des minéraux sont présentées ci-dessous. Elles seront ensuite utilisées tout ou long de ce mémoire. plg = plagioclase ; amp = amphibole ; cpx = clinopyroxène ; opx = orthopyroxène ; ol = olivine ; biot = biotite ; ap = apatite ; oxy = oxyde ferro-titané ; fk = feldspath alcalin.

3.4. Etude minéralogique

L'étude minéralogique systématique vise à caractériser à la fois les variations chimiques des phases minérales et l'évolution des minéraux dans le temps. Les compositions en éléments majeurs des minéraux de six échantillons du "Misti 4", 13 échantillons du "Misti 3", et sept échantillons du "Misti 2" ont été analysées à l'aide de la microsonde électronique CAMECA SX-100 du Laboratoire Magmas et Volcans à Clermont-Ferrand. Les conditions techniques d'analyse sont les suivantes : tension d'accélération de 15 kV, courant de faisceau de 10 nA et de taille de 1 µm. Le temps de comptage est de 10 s pour chaque élément et le bruit de fond est mesuré pendant une période équivalente. Les tableaux présentant les analyses chimiques des phases minérales et les formules structurales recalculées avec le programme Norm sont présentés en Annexe 3.

3.4.1 Les feldspaths

De manière générale, la phase minérale prédominante dans les roches du volcan Misti est le feldspath plagioclase. Il se présente sous forme de phénocristaux, microcristaux et microlites dans la mésostase. Il est généralement zoné optiquement et, parfois, les zonations sont accentuées par un chapelet d'inclusions. Ces zonations sont la trace de multiples étapes de croissance du cristal. Par ailleurs le feldspath alcalin est présent dans certaines roches les plus différenciées, mais en petite quantité.

Pour les feldspaths les formules structurales et les composants polaires albite ($NaAlSi_3O_8$) – anorthite ($CaAl_2Si_2O_6$) – orthose ($KAlSi_3O_8$) ont été calculées sur la base de 8 oxygènes et 5 cations (logiciel Mac Norm 4.0). Les compositions des cristaux de feldspaths analysés pour chaque étape évolutive ont été reportées dans les diagrammes An-Ab-Or (Figs. 3.15 au 3.17). Pour l'ensemble des roches du volcan Misti les teneurs en anorthite (An) des feldspaths plagioclase se situent dans la gamme An_{27} à An_{86}. Ces compositions correspondent à l'oligoclase, l'andésine, le labrador et la bytownite. De plus, des phénocristaux d'anorthose (Or_{26}-Or_{32}) sont présents dans les produits très différenciés (rhyolites).

Les produits du "Misti 2" sont des andésites et des dacites. La composition des phénocristaux de feldspath des andésites correspond à la bytownite, au labrador et à l'andésine (An_{45}-An_{78}) (Fig. 3.15). Dans ces roches, les microlites sont moins riches en anorthite et couvrent une gamme de composition allant de labrador à l'andésine (An_{38}-An_{63}). Les phénocristaux de feldspath des

dacites sont du labrador et de la bytownite (An_{59}-An_{82}), alors que les microlites sont du labrador (An_{50}-An_{68}).

Des zonations normales et inverses ont été observées (Fig. 3.15). Pour les roches les plus communes, les zonations sont normales (par ex. andésite JMI-48 : An_{c60} à An_{b47} ; et dacite JMI-143 : An_{c73} à An_{b58}). Cependant, des zonations inverses sont observées dans certaines andésites (par ex. JMI-52 :An_{c50} à An_{b63} ; JMI-153 :An_{c55} à An_{b61}). Il existe aussi des cristaux non zonés.

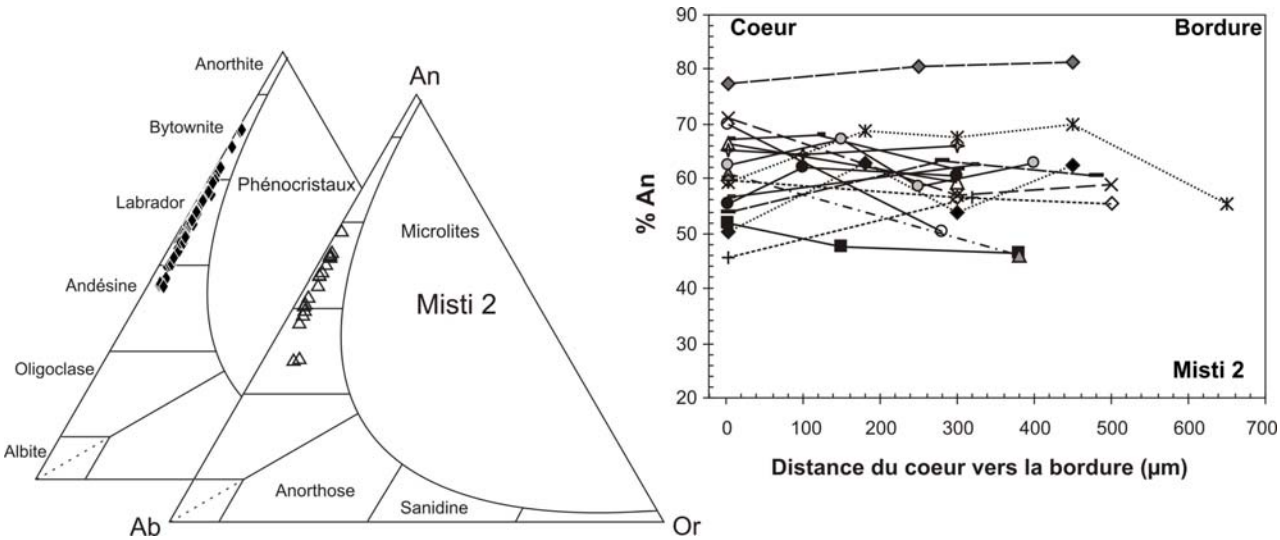


Figure 3.15 Diagrammes Ab-An-Or des feldspaths des roches du "Misti 2" et zonations chimiques des plagioclases.

Au sein des produits du "Misti 3", les phénocristaux de feldspath des andésites sont le labrador, l'andésine et la bytownite (An_{36}-An_{86}) (Fig. 3.16). Les microlites ont des compositions plus restreintes (An_{40}-An_{74}). Par ailleurs, la composition des phénocristaux de feldspath de quelques dacites est uniquement de l'andésine (An_{41}-An_{47}). Les phénocristaux de feldspath des rhyolites sont de deux types : feldspaths plagioclase, oligoclase et andésine (An_{31}-An_{40}) et feldspaths alcalins de type anorthose, à gamme de composition restreinte (Or_{26} - Or_{32}).

Des zonations normales et inverses ont été observées (Fig. 3.16). Dans la majorité des cas, elles sont normales (par ex. andésite JMI-171 : An_{c68} à An_{b53} ; dacite JMI-54 : An_{c41} à An_{b40}; et rhyolite MI0508 : An_{c38} à An_{b29}), mais des zonations inverses ont aussi été observées dans les plagioclases de certains andésites (par ex. JMI-66 : An_{c46} à An_{b52}) et dacites (par ex. JMI 200B : An_{c42} à An_{b51}).

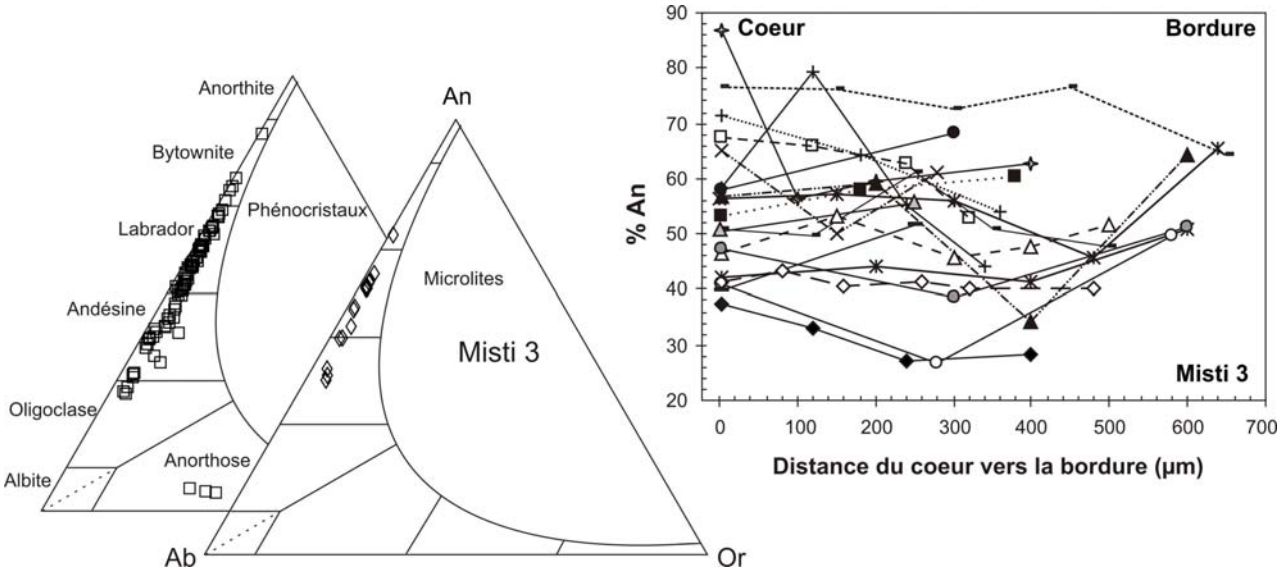


Figure 3.16 Diagrammes Ab-An-Or des feldspaths des roches du "Misti 3" et zonations chimiques des plagioclases.

A l'intérieur des produits du "Misti 4", les phénocristaux de feldspath des andésites sont de la bytownite, du labrador et de l'andésine (An_{42}-An_{78}) (Fig. 3.17). En revanche, les microlites couvrent une gamme de composition plus étendue de An_{41} à An_{84}. Dans ce groupe de roches du "Misti 4", quelques andésites sont aussi les seules à contenir des phénocristaux de feldspath alcalin, la sanidine, dont la gamme de composition est très restreinte (Or_{50}-Or_{53}).

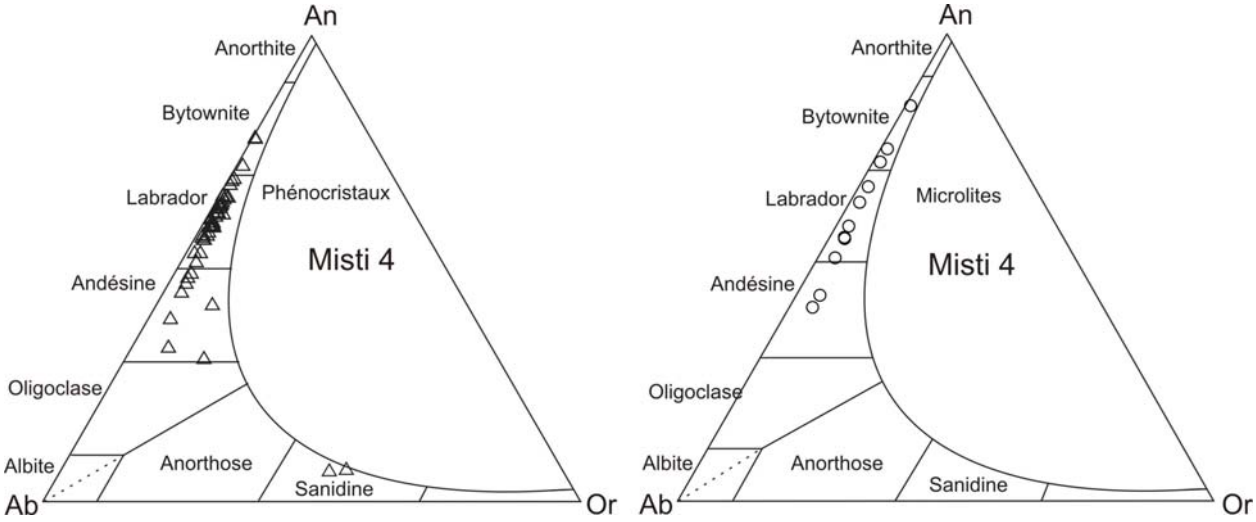


Figure 3.17 Diagrammes Ab-An-Or pour les feldspaths des roches du "Misti 4".

Dans ces produits du "Misti 4", les phénocristaux de plagioclases présentent généralement des zonations normales (par ex. andésite JMI61 : An_{c42} à An_{b31}) (Fig. 3.18), mais des zonations inverses sont aussi présentes (par ex. andésite JMI64bis : An_{c47} à An_{b63}).

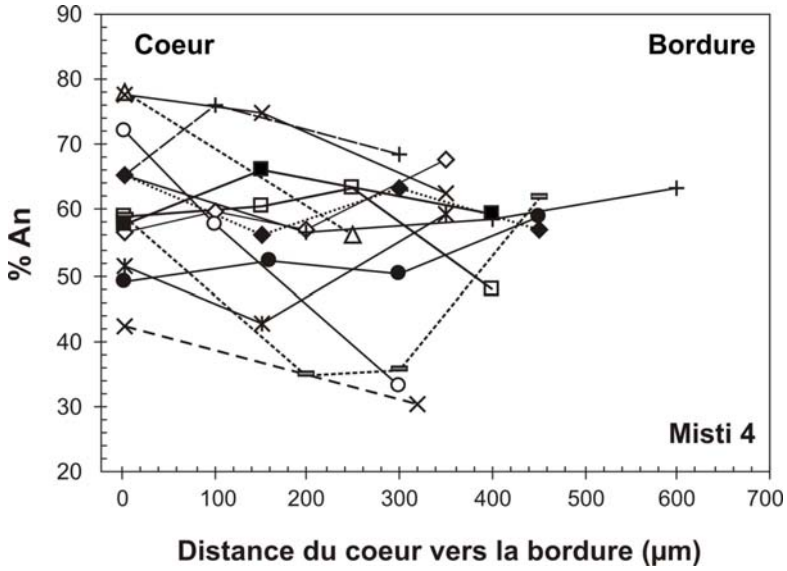


Figure 3.18 Zonations chimiques de phénocristaux de plagioclase du "Misti 4" depuis le cœur vers la bordure.

Les feldspaths alcalins sont représentés seulement dans les rhyolites du "Misti 3", et exceptionnellement dans quelques andésites du "Misti 4". La cristallisation des feldspaths alcalins débute probablement après celle des plagioclases dans un magma de plus en plus riche en silice.

Globalement, 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 (Fig. 3.19). Ces évolutions sont cohérentes avec 1'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 (Naim *et al.*, 2004).

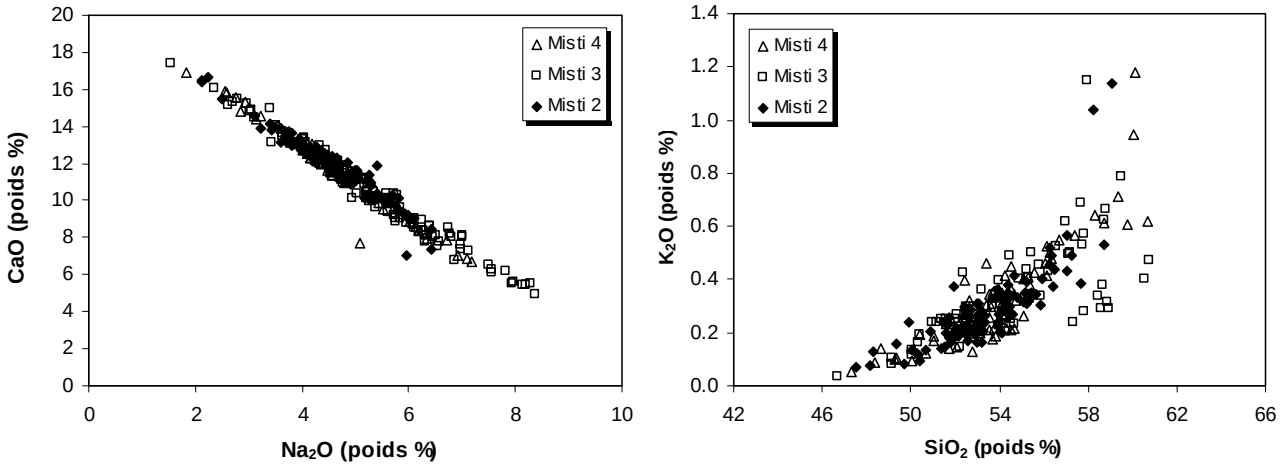


Figure 3.19. Diagrammes de composition des plagioclases des roches du volcan Misti.

Certains feldspaths présentent de fortes variations compositionnelles au sein d'un même échantillon, avec des zonations normales ou inverses marquées. Dans le cas d'une zonation normale, 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 plagioclases va de pair avec sa différenciation ; ensuite elle peut être la conséquence d'une chute de la température de cristallisation, et enfin d'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 être en jeu. En effet, le magma se différencie en s'enrichissant en SiO_2, et légèrement 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.

D'ailleurs, la texture de type « *sieve* » ou « tamis » (figures de dissolution) que présentent quelques plagioclases en plus d'une zonation inverse, est la preuve d'une perturbation dans le processus de croissance cristalline. En effet, ces textures sont liées à une déstabilisation en réponse à un événement qui modifie soit la composition du liquide magmatique soit les conditions pression-température. Ces figures de dissolution seraient les témoins d'un épisode de mélange de magma (Kawamoto, 1992 ; Coombs *et al.*, 2000) à prendre en compte dans l'évolution pétrogénétique du volcan Misti. En effet l'introduction d'un magma basique et chaud dans une chambre magmatique différenciée change les propriétés du liquide initial (composition chimique, sursaturation, température, etc.).

3.4.2 Les pyroxènes

Les pyroxènes sont présents en phénocristaux et microcristaux dans la plupart des roches de composition andésitique et dans certaines dacites. Ils ont une taille moyenne de 300 µm et peuvent atteindre 1,4 mm maximum. Les pyroxènes sont automorphes à subautomorphes et certains sont maclés. On ne rencontre l'association orthopyroxène-clinopyroxène que dans certaines andésites. Quantitativement, au cours de l'évolution, le clinopyroxène a tendance à

décroître progressivement au profit de l'orthopyroxène, qui est moins représenté dans les termes les plus basiques.

Les formules structurales des pyroxènes ont été calculées sur la base de 6 oxygènes, avec tout le fer sous forme de FeO, et pour les composants principaux : enstatite (En, $Mg_2Si_2O_6$), ferrosilite (Fs, $Fe_2Si_2O_6$) et wollastonite (Wo, $Ca_2Si_2O_6$). Dans leur totalité, les pyroxènes du Misti appartiennent au groupe des pyroxènes Ca-Mg-Fe (quad), d'après la nomenclature proposée par l'IMA (Morimoto *et al*., 1988). Les pourcentages de chaque composant ont été reportés dans les diagrammes triangulaires Wo-En-Fs (Figs. 3.20 et 3.21), à savoir que le pôle ferrosilite tient compte du fer divalent et du manganèse.

Vu leur rapport $Al^{IV}/Al^{VI}>1$, les pyroxènes ne sont pas d'origine mantellique (Marcelot *et al.*, 1983). Le rapport Al^{IV}/Al^{VI} relativement élevé (de 0,8 à 18,3) et les faibles teneurs en Na_2O (0,7 à 0,01) indiquent une cristallisation à basse pression possiblement dans une chambre magmatique relativement superficielle (Aoki et Shiba, 1973).

3.4.2.1 Le clinopyroxène

Les clinopyroxènes, en phénocristaux et en microcristaux, sont présents uniquement dans les andésites à pyroxènes, et les andésites à pyroxènes et amphibole des étapes "Misti 2", "Misti 3" et "Misti 4" (Fig. 3.20). Cependant, dans les dacites et les rhyolites, les clinopyroxènes sont totalement absents. Dans certains échantillons, les clinopyroxènes contiennent des inclusions d'oxydes de Fe-Ti et rarement de plagioclase.

Des analyses à la microsonde ont été effectuées sur des phénocristaux appartenant aux échantillons d'andésites des étapes "Misti 2" (JMI-48, 50, 52, 55a, 118, 153), "Misti 3" (JMI-45, 66, 67, 71, 159, 169, 171) et "Misti 4" (JMI-61, 168B, 64bis, Mis0016, Mi1508).

Les phénocristaux de clinopyroxènes du "Misti 2" présentent une gamme de composition peu étendue (Wo_{39-50}, En_{42-50}, Fs_{7-13}). Leur champ de composition est situé principalement dans le domaine de l'augite, même si quelques cristaux sont du diopside (Fig. 3.20). Ces minéraux sont caractérisés par une large gamme de teneur en SiO_2 comprise entre 49,3 à 53,7%. Mais, ils présentent de faibles teneurs en Al_2O_3 (0,3-4,8%), TiO_2 (0,2-0,9%) et Cr_2O_3 (< 0,6%). Dans certaines roches (par ex. JMI-48, 52) il existe des phénocristaux de clinopyroxène qui montrent une légère zonation normale, qui s'exprime par des cœurs plus magnésiens que les bordures (par

ex. **JMI-52** : Mg#=86,4→83,8 ; **JMI-48** : Mg#=79,2→77,5). Dans ce groupe de roches, on distingue aussi des phénocristaux à zonations inverses plus ou moins marquées (par ex. **JMI-118** : Mg#=85→87 ; **JMI-153** : Mg#=83,1→84,7 ; **JMI-55a** : Mg#=70,8→79,9).

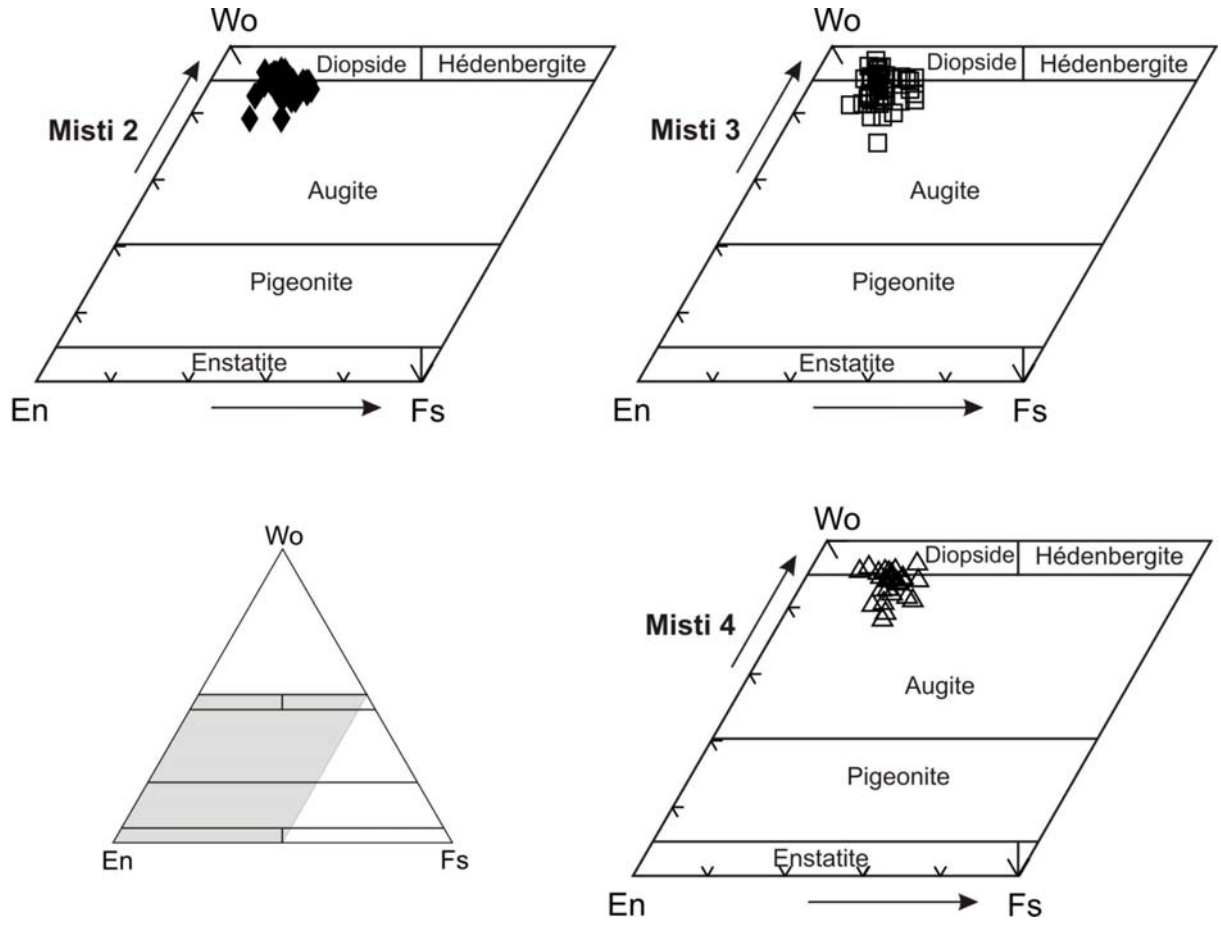


Figure 3.20. Composition des clinopyroxènes dans la classification de Morimoto *et al.* (1988).

Par ailleurs, les phénocristaux de clinopyroxène du "Misti 3" montrent une gamme de composition un peu plus étendue (Wo_{36-47}, En_{41-51}, Fs_{7-15}) par rapport à l'étape "Misti 2". La majorité est située dans le domaine de l'augite et quelques clinopyroxènes se situent dans le domaine du diopside (Fig. 3.20). Ils sont caractérisés par des teneurs élevées en SiO_2 (48,2-53,5%), de faibles teneurs en Al_2O_3 (0,7-5,3%), TiO_2 (0,2-1,5%) et Cr_2O_3 (<0,5%). Dans ce groupe de roches du "Misti 3", on observe généralement des phénocristaux à zonation normale (par ex. **JMI-169** : Mg#=85,6→83,7 ; **JMI-159** : Mg#=87,8→83,3 ; **JMI-171** : Mg#=82,6→78,2 ; **JMI-45** : Mg#=84,5→83,9). Il existe parfois des phénocristaux à légère zonation inverse, avec enrichissement en Mg vers la bordure (par ex. **JMI-66** : Mg#=74,1→86,2 ; **JMI-159** : Mg#=82,6→88,4 ; **JMI-67** : Mg#=78,6→85,6).

Les phénocristaux de clinopyroxène du "Misti 4" présentent une gamme de composition peu étendue (Wo_{39-47}, En_{40-48}, Fs_{7-16}), presque similaire à celles du "Misti 3". Leur champ de composition est situé dans le domaine de l'augite, avec quelques compositions dans le domaine du diopside (Fig. 3.20). Ces clinopyroxènes sont caractérisés par des teneurs élevées en SiO_2 comprises entre 50,1 et 53,4%. En revanche, ils présentent de faibles teneurs en Al_2O_3 (0,6-3,5%), TiO_2 (0,2-0,9%) et Cr_2O_3 (<0,04%). Dans certaines roches il existe des phénocristaux avec une légère zonation normale (par ex. **Mis1508** : Mg#=83,8→82,4 ; **JMI-168B** : Mg#=81,4→80,4) alors que d'autres montrent des zonations inverses plus ou moins marquées (par ex. **JMI-64bis :** Mg#=75,4→82,9).

Dans les diagrammes de classification de Morimoto *et al.* (1988) (Fig. 3.20), on ne distingue pas de variations significatives dans la composition de clinopyroxènes au cours de temps. Cette caractéristique est toutefois plus apparente sur le diagramme CaO *vs.* Mg# (Fig. 3.21). La composition chimique est presque homogène quelle que soit la roche qui les contient.

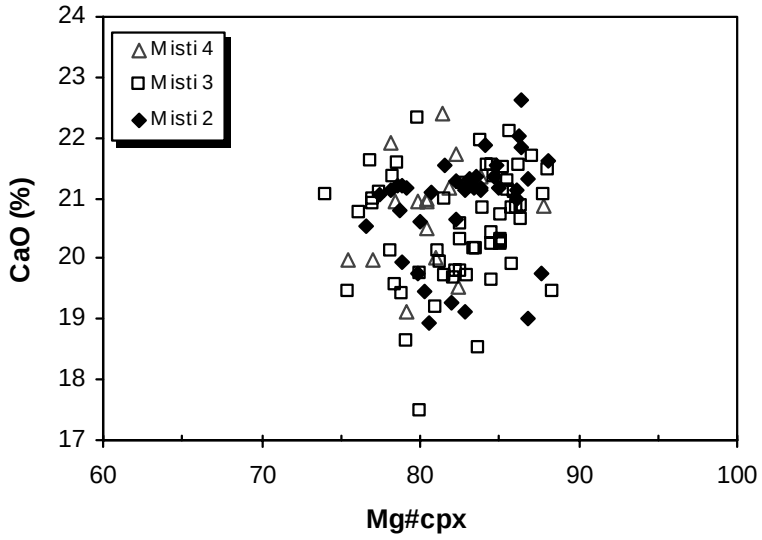


Figure 3.21. Composition chimique des clinopyroxènes en fonction de leur teneur en CaO (%) et de leur Mg#.

De façon générale, la proportion des clinopyroxènes tend à diminuer lorsque la teneur en silice de la roche augmente. Dans tous les échantillons analysés à la microsonde, on constate la même relation entre Ti et Si qu'entre Al et Si ; les teneurs en Ti et Al des clinopyroxènes diminuent au fur et à mesure de l'augmentation en Si, c'est-à-dire au cours de la différenciation. On constate également un enrichissement marqué des teneurs en fer. Les rapports Mg/Mg+Fe+Mn des clinopyroxènes pour l'ensemble des produits du volcan Misti varient de 0,7 – 0,9. La présence de l'augite calcique indique une fugacité élevée de H_2O pendant la différenciation (Wilson, 1989).

3.4.2.2 L'orthopyroxène

Les orthopyroxènes sont présents en phénocristaux et en microcristaux dans la plupart des produits laviques et pyroclastiques à composition andésitique, et dans quelques dacites. Les analyses effectuées à la microsonde ont été réalisées dans des phénocristaux des laves du "Misti 2" (JMI-48, 50, 52, 55a, 143, 153), des pyroclastites du "Misti 3" (JMI-45, 66, 67, 71, 117a, 159, 171, 200B, 232) et des pyroclastites du "Misti 4" (JMI-61, 64bis, 168B ; MI1508, 0016, 0017). Les compositions de ces phénocristaux sont reportées dans le diagramme de classification de Morimoto *et al.* (1988), dans la Fig. 3.22.

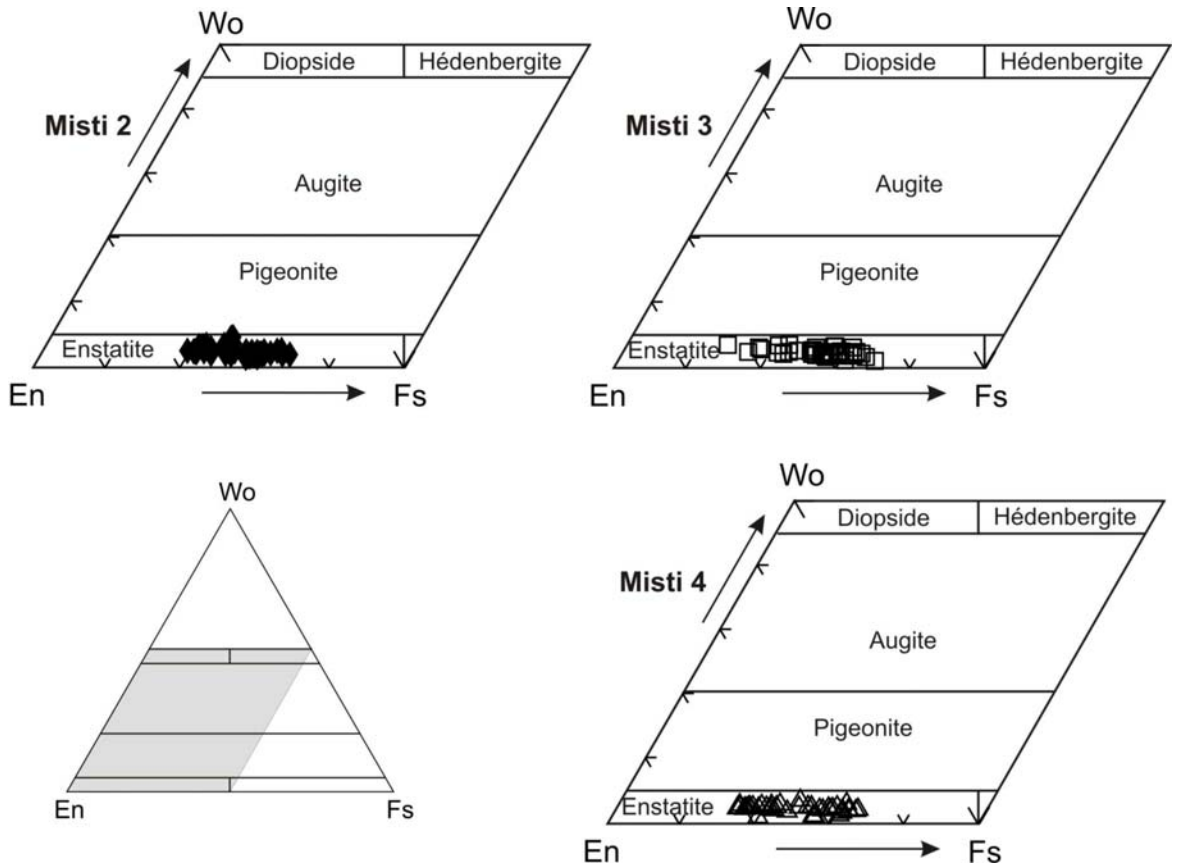


Figure 3.22. Composition des orthopyroxènes dans la classification de Morimoto *et al.* (1988).

Dans les andésites du "Misti 2", les phénocristaux d'orthopyroxène montrent une gamme de composition peu étendue variant de En_{64} à En_{78} (enstatite). Les orthopyroxènes des dacites du "Misti 2" montrent aussi une gamme de composition peu étendue, variant de En_{70} à En_{75} (enstatite). Comme dans les clinopyroxènes, les orthopyroxènes de l'ensemble de laves du "Misti 2" sont caractérisés par de fortes teneurs en SiO_2 (52,9-55,4%), et de faibles teneurs en Al_2O_3 (0,3-2,7%) et TiO_2 (0,1-0,5%). Les zonations des phénocristaux d'orthopyroxène sont généralement de faible amplitude. On distingue des zonations normales (par ex. **JMI-50** : Mg#

73,4→72,7) et plus rarement des zonations inverses (par ex. **JMI-143** : Mg# 71,8→74,6 ; **JMI-48** : Mg# 69→72,2 ; **JMI-55a** : Mg# 70,4→78,6).

Dans les produits andésitiques du "Misti 3", les orthopyroxènes montrent une gamme de composition un peu plus étendue (En_{64-83}, enstatite). Ils sont légèrement plus ferrifères par rapport aux orthopyroxènes du "Misti 2". Les orthopyroxènes des ponces dacitiques du "Misti 2" montrent une gamme de composition très restreinte En_{64} à En_{68} (enstatite). L'orthopyroxène de l'ensemble des roches du "Misti 3" est caractérisé par de fortes teneurs en SiO_2 (52,8-55,2%) et de faibles teneurs en Al_2O_3 (0,3-2,9%) et TiO_2 (0,1-0,4%). Les pyroclastites du " Misti 3" montrent des zonations normales (par ex. **JMI-171** : Mg# 83→78,9 ; **JMI-159** : Mg# 81,4→81 ; **JMI-232** : Mg# 69,3→68) et des zonations inverses plus ou moins marquées (par ex. **JMI-66** : Mg# 68,9→70,9 ; **JMI-200B** : Mg# 66,3→67,2 ; **JMI-45** : Mg# 71,2→72,9).

Les phénocristaux d'orthopyroxène appartenant aux pyroclastites de composition andésitique du "Misti 4" montrent une gamme de composition presque similaire à celles du "Misti 3" (En_{65-81}), donc à composition d'enstatite. Ces cristaux sont caractérisés par de fortes teneurs en SiO_2 (51,9-55,9%) et de faibles teneurs en Al_2O_3 (0,5-4,2%) et TiO_2 (0,1-0,4%). Certains phénocristaux d'orthopyroxènes des pyroclastites du "Misti 4" montrent des zonations normales (par ex. **Mis0017** : Mg# 71,4→71,1 ; **Mi1508** : Mg# 75,3→72,7 ; **JMI-164bis** : Mg# 82→78,9) ou des zonations inverses d'amplitude faible (par ex. **Mis0017** : Mg# 67,7→68,5 ; **Mis0016** : Mg# 68,6→69,6) ou d'importante amplitude (**JMI-61** : Mg# 72,6→82,0 ; **JMI-168B** : Mg# 72,8→78,3).

En termes de composition chimique, les orthopyroxènes sont relativement homogènes. Excepté les variations du fer et du magnésium très caractéristiques des orthopyroxènes, les autres éléments varient très peu.

3.4.3 L'amphibole

Les phénocristaux d'amphibole associés à des phénocristaux de plagioclase, pyroxène, oxydes de Fe-Ti, biotite et plus rarement à des olivines apparaissent communément dans la plupart des laves et produits pyroclastiques analysés, des andésites aux dacites. Les formules structurales de l'amphibole ont été calculées selon la méthode de classification de Tindle et Webb (1994). Le calcul effectue la correction Fe^{2+}/Fe^{3+} sur la somme des cations ($\Sigma_{cations}$= 13 dans le cas des amphiboles analysées) et ajoute la quantité d'eau nécessaire pour que OH=2 dans la formule

structurale. Les résultats d'analyses des échantillons du "Misti 2" (JMI-48, 50, 52, 55a, 118, 143, 153), "Misti 3" (JMI-45, 66, 67, 71, 117A, 171, 159, 200B, 232), et "Misti 4" (JMI-61, 64bis, 168B, MI1508, Mis0016, Mis0017) ont été placées dans le diagramme de classification des amphiboles calciques (Leake *et al.*, 1997), car $(Ca+Na)_B \geq 1{,}00$ et $Na_B < 0{,}50$ (Fig. 3.23). Ce diagramme tient également compte du rapport $Mg/Mg+Fe^{2+}$ et de la teneur en silicium. Selon la nomenclature de Leake *et al.* (1997), tous les phénocristaux analysés ont une composition d'amphibole calcique.

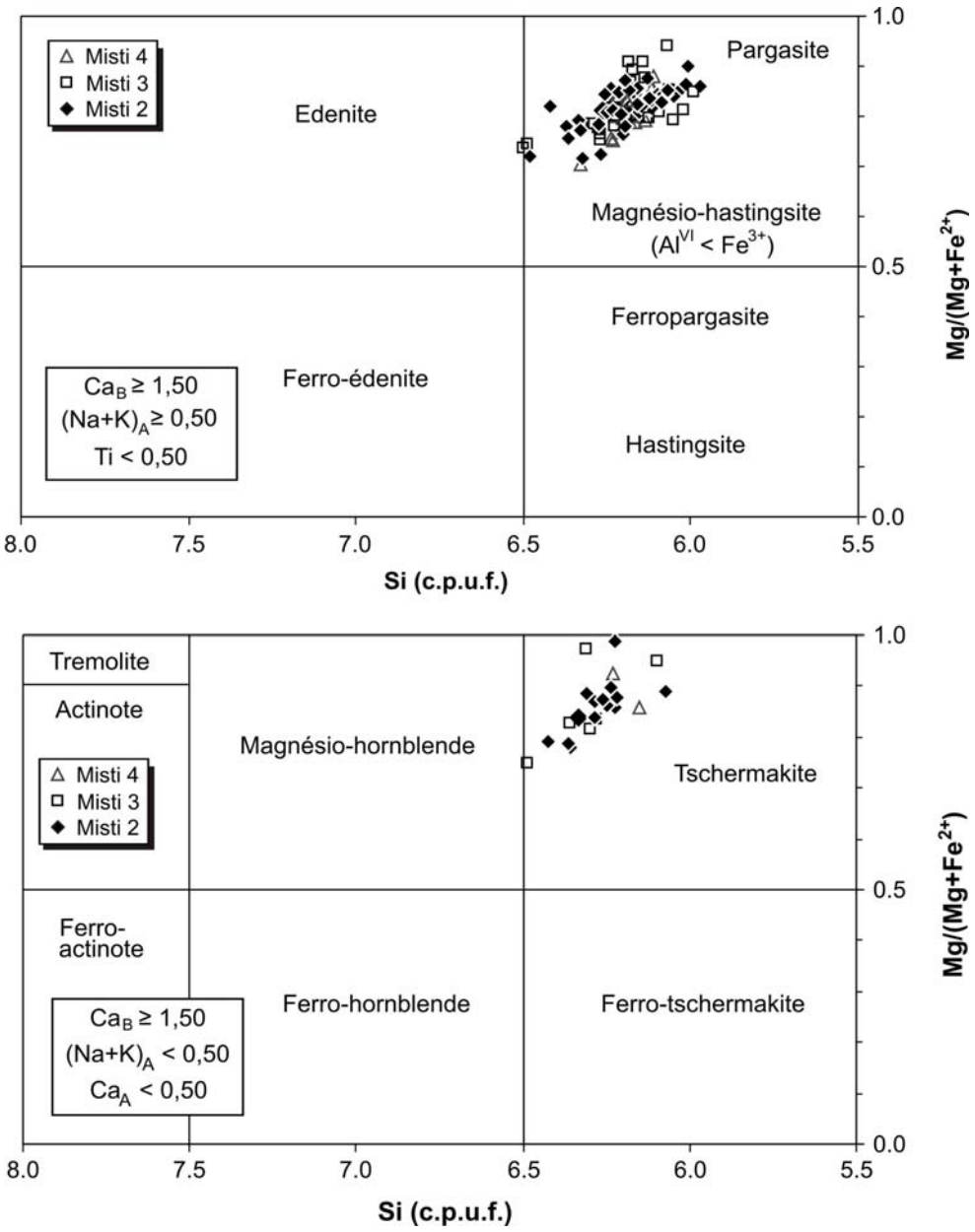


Figure 3.23. Classification des amphiboles calciques, d'après Leake *et al.* (1997).

Sur l'ensemble des roches, deux types d'amphiboles sont reconnues : magnésio-hastingsite et tschermakite (Fig. 3.23). D'après la classification de Leake *et al.* (1997), la différence entre

magnésio-hastingsite et tschermakite est due à la somme des alcalins (Na+K) sur le site A. La limite entre les deux types d'amphibole se situant à (Na+K) = 0,50 apfs.

Les amphiboles des andésites et dacites du "Misti 2" présentent globalement de fortes teneurs en SiO_2 (41,5 - 44,6 %), et de faibles teneurs en Al_2O_3 (9,7 - 13,6 %) et TiO_2 (1,9 - 3,5 %). Mg# varie de 72 à 90. Des zonages ont été observés, la plupart étant normaux et de faible amplitude (par ex. **JMi-52** : Mg# 86→81 ; **JMi-50** : Mg# 79→77). Il existe aussi quelques cristaux à zonation inverse (par ex. **JMi-143** : Mg# 81→87 ; **JMi-48** : Mg# 75→78).

Les amphiboles des andésites et dacites du "Misti 3" présentent globalement des teneurs un peu plus étendues en SiO_2 (40,7 - 44,4 %), et de faibles teneurs en Al_2O_3 (9,4 - 13,2 %) et TiO_2 (2,2 - 3,5 %). Dans ces roches le Mg# varie de 74 à 91. Des zonages plus ou moins marqués ont été observés, la plupart étant normaux (par ex. **JMi-45** : Mg# 90,7→84,0 ; **JMi-232** : Mg# 82,8→78,5). Il existe aussi des zonations inverses (par ex. **JMi-117** : Mg# 75,2→79,5 ; **JMi-67** : Mg# 79,0→82,6).

Les amphiboles des produits andésitiques du "Misti 4" présentent globalement des teneurs en SiO_2 (42 - 43,5 %) élevées, dans une gamme très restreinte, avec de faibles teneurs en Al_2O_3 (10,9 - 12,3 %) et TiO_2 (2,6 - 3,3 %). Mg# varie de 70,4 à 92,4. Des zonages ont été observés, la plupart étant normaux (par ex. **Mis0017** : Mg# 83,7→76,9) et plus rarement inverses (par ex. **Mi1508** : Mg# 75,5→80,5 ; **JMi-64bis** : Mg# 82,1→83,5).

Dans l'ensemble, le rapport $Mg/Mg+Fe^{2+}$ des amphiboles varie de 70,4 à 92,4, les valeurs les plus basses correspondant aux cristaux analysés dans les dacites.

Quelques cristaux de certaines laves, scories et blocs sont systématiquement entourés d'une bordure d'altération (minéraux opaques). Ils sont dans certains cas complètement remplacés (amphibole pseudomorphosée) par un agrégat d'oxydes ferro-titanés et de pyroxènes (altération de type "black"). Dans ce cas, seule la forme de l'amphibole persiste et l'analyse de sa composition est possible, mais elle donne une composition d'oxyde. Etant donné que les amphiboles sont très sensibles aux variations de P_{H2O} et de la température, ces types d'altération peuvent être expliqués soit par un mélange de magmas pré-éruptif (réchauffement isobarique), soit par une oxydation lorsque la lave est émise à l'air libre par décompression isothermale (Garcia et Jacobson, 1979 ; Rutherford et Hill, 1993 ; Ridolfi *et al.*, 2008). Des amphiboles émises au cours d'un épisode explosif succédant à une montée rapide du magma seront inaltérées

et sans couronnes réactionnelles. Ces amphiboles avec bords nets, sans trace de résorption, sont formées à l'équilibre.

L'amphibole est une phase hydratée présente dans la plupart des échantillons du volcan Misti. Sa présence est donc un fort argument pour des teneurs en eau relativement importante dans ces magmas (≥5%). De plus, on sait que l'amphibole est plus abondante dans le volcanisme d'arc et de marge continentale que dans celui d'arc intra-océanique, ce qui reflète une différenciation des magmas dans une croûte continentale à plus haute pression et plus forte P_{H2O} (Davidson *et al.*, 1991). La quantité variable mais relativement importante (3 à 15 %) de l'amphibole dans les roches du volcan Misti peut être interprétée comme la signature d'une différenciation du magma sous des conditions de pression et P_{H2O} élevées.

3.4.4 La biotite

Les micas apparaissent seulement dans les produits pyroclastiques à composition dacitique et rhyolitique de l'étape "Misti 3", c'est-à-dire dans les termes les plus différenciés de la série. Des analyses à la microsonde ont été faites sur des phénocristaux de ponces de retombées (MI 0508). Le total des analyses des biotites est compris entre 92,8 et 94,3% (Annexe 3), car l'écart par rapport à 100% est attribué aux anions OH et F non analysés à la microsonde. Selon la classification des micas de Deer *et al*. (1978), les micas analysés se situent dans le champ de la biotite, caractérisée par de forts rapports $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ (0,42 -0,46) et de fortes teneurs en Al (1,36 à 1,44) (Fig. 3.24), avec de faibles teneurs en TiO_2 (3,3-3,9%).

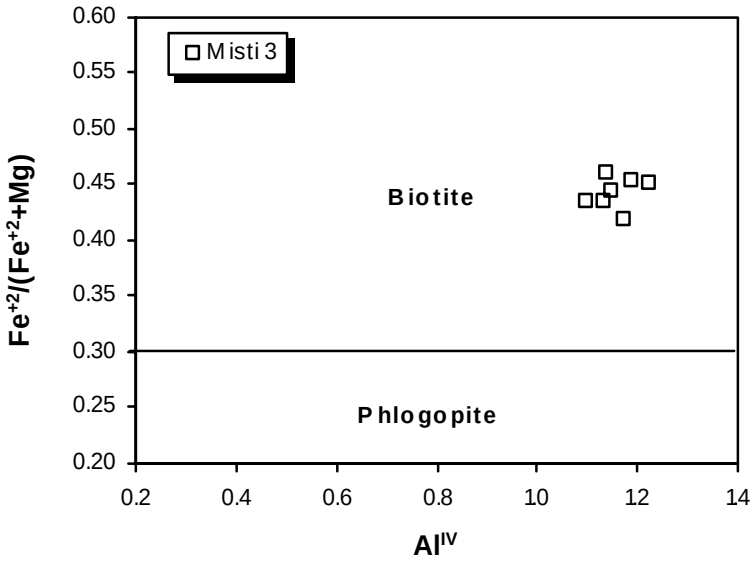


Figure 3.24 Composition des biotites du Misti dans la classification de Deer *et al*. (1978).

Les faibles teneurs en TiO_2 des biotites analysées sont probablement dues à la forte différenciation du magma à partir duquel elles ont cristallisé. L'évolution globale au sein des micas est caractérisée par un enrichissement en fer associé à un appauvrissement modéré en alumine. Par ailleurs, le rapport $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ compris entre 54 et 58 est toujours inférieur à celui des amphiboles (70,4 – 92,4). La cristallisation de la biotite se traduira donc par un fractionnement plus ou moins important du fer par rapport à celui du magnésium.

3.4.5 L'olivine

L'olivine ne représente qu'une phase mineure de la minéralogie de roches andésitiques du volcan Misti (<2%). Les cristaux d'olivine analysés appartiennent au "Misti 2" (JMI-55a) et "Misti 3" (JMI66, 67, 171). Les résultats d'analyses figurent dans l'Annexe 3. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 4 oxygènes, avec tout le fer sous la forme FeO (logiciel Mac Norm 4.0).

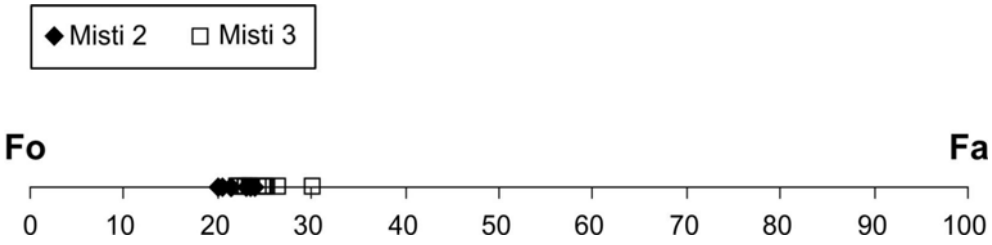


Figure 3.25. Classification des olivines du Misti.
Fo = Forstérite (Mg_2SiO_4) ; Fa = Fayalite (Fe_2SiO_4)

Les olivines du "Misti 2" sont légèrement magnésiennes avec des teneurs en forstérite (Fo) variant de Fo_{76} à Fo_{80} pour le cœur des phénocristaux (Fig. 3.25). Les phénocristaux sont généralement normalement zonés (par ex. **JMI-55a** : $Fo_{c80} \rightarrow Fo_{b77}$), avec une bordure légèrement plus riche en fer comparativement au cœur.

Les olivines du "Misti 3" sont légèrement moins magnésiennes que celles du "Misti 2", avec des teneurs en forstérite variant de Fo_{70} à Fo_{78} pour le cœur des phénocristaux. Dans ce groupe, quelques faibles zonages normaux sont observés (par ex. **JMI-66** : $Fo_{c75} \rightarrow Fo_{b74}$; **JMI-67 :** $Fo_{c77} \rightarrow Fo_{b75}$). Les teneurs en MgO des olivines sont trop faibles (32,9 - 42,3 poids %) pour correspondre à la cristallisation d'un liquide primaire dérivé directement du manteau.

3.4.6 L'apatite

L'apatite est observée en tant que phase minérale accessoire (<1%) dans certains produits laviques et pyroclastiques à composition andésitique et dacitique des étapes "Misti 2" et "Misti 3". Ce sont des microcristaux automorphes et subautomorphes qui se trouvent généralement en inclusion à l'intérieur de certains phénocristaux de plagioclase. Des analyses par ablation laser de leur composition en éléments traces n'ont pas été possibles en raison de la petite taille des cristaux (<40 microns).

3.4.7 Les oxydes ferro-titanés

Les oxydes existent en cristaux libres dans la mésostase ou sont piégés en inclusions dans les pyroxènes, biotite, et certains cristaux d'amphibole ou plagioclase. Les analyses ont été réalisées sur des cristaux relativement gros (>100 µm), les plus petits n'étant pas analysables. Les formules structurales des oxydes ferro-titanés ont été calculées sur la base de trois cations et huit charges (logiciel Mac Norm 4.0). La classification utilisée est celle de Deer *et al.* (1969), basée sur les teneurs en FeO, TiO_2 et Fe_2O_3 (% molaire). Dans la figure 3.26, deux groupes bien distincts apparaissent : les titano-magnétites (série ulvöspinelle-magnétite) et les titano-hématites (série ilménite-hématite).

Les roches du "Misti 2" et "Misti 4" ne présentent que de la titano-magnétite, tandis que les roches du "Misti 3" présentent de la titano-magnétite et éventuellement de l'ilménite. La titano-magnétite et l'ilménite peuvent co-exister dans la même roche.

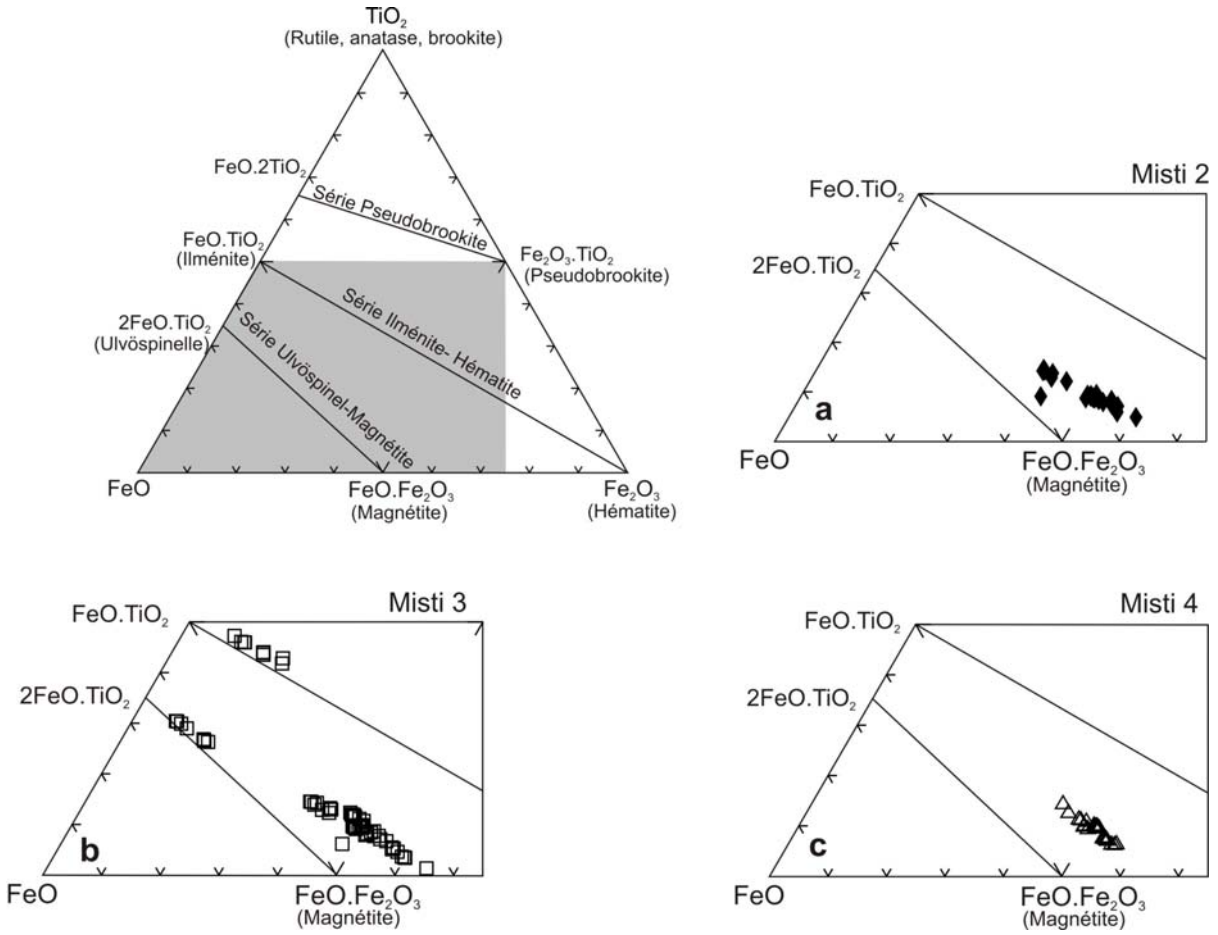


Figure 3.26 Classification des oxydes ferro-titanés des roches du volcan Misti dans le diagramme ternaire FeO-Fe_2O_3-TiO_2 (% molaire ; Deer *et al.*, 1969), où apparaissent les principales solutions solides.

Certains cristaux présentent des exsolutions développées, qui ont pu être mises en évidence sur les images en 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.

La faible abondance de l'ilménite dans les roches du volcan Misti est une caractéristique commune des roches volcaniques des zones de subduction, conséquence de la faible abondance en Ti des magmas (Lurh et Carmichael, 1980 ; Gill, 1981).

3.4.8 Le verre

Quelques plages de verre de la mésostase des laves et produits pyroclastiques ont été analysées à la microsonde électronique afin de caractériser les éventuelles différences entre les produits émis par le volcan Misti. Pour le verre des ponces, les analyses ont été réalisées là où les surfaces

étaient suffisamment grandes (>15 µm) pour permettre une analyse avec une défocalisation du faisceau d'électrons à 10 µm. Cette défocalisation est nécessaire pour limiter la perte en alcalins lors de l'analyse. Les résultats sont présentés dans l'Annexe 3.

Globalement, les verres des produits du volcan Misti sont très siliceux, entre 64,8 et 78% de SiO_2, et riche en Al_2O_3 (12,3-19,1%). Ils ont de faibles teneurs en FeO (<2,7%), CaO (<3,41%) et TiO_2 (0,2-1,1 %). Ces verres mésostasiques pourraient représenter la composition des liquides tardifs de fin de cristallisation du magma.

3.4.9 Conclusions

Les études pétrographique et minéralogique ont permis de caractériser précisément les échantillons, en ce qui concerne leur texture, leur paragenèse et la composition de leurs minéraux. Les conclusions suivantes peuvent être avancées :

- Trois types pétrographiques sont identifiés au cours des derniers 112 ka de l'activité éruptive du Misti : les andésites, dacites et rhyolites. Au sein de ces différents types, cinq groupes sont observés : andésites à pyroxène ; andésites à pyroxène et amphibole ; andésites à amphibole ; dacites à amphibole et rhyolites à biotite. Les andésites à pyroxène et amphibole sont très bien représentées, alors que les rhyolites à biotites sont assez rares.

- Malgré la grande variété de produits émis par le volcan Misti, tant sous forme de coulées de lave que produits pyroclastiques, la paragenèse minérale est relativement constante, avec prédominance des andésites à phénocristaux de feldspath plagioclase, amphibole, ±clinopyroxène, ±orthopyroxène, ±olivine et oxydes ferro-titanés.

- Les dacites se distinguent des andésites par l'absence de clinopyroxène et la présence systématique de phénocristaux d'amphibole. La biotite apparaît au sein des dacites et peut contenir de l'apatite comme inclusion. Sa présence coïncide avec la quasi absence d'orthopyroxène.

- Dans la grande variété de produits émis par le Misti, les ponces rhyolitiques, dans les dépôts de retombées et coulées de cendres et ponces mise en place entre 31 et 34 ka ("Misti 3") restent exceptionnelles. Les rhyolites sont constituées de feldspath plagioclase, feldspath alcalin (anorthose), biotites, et oxydes ferro-titanés.

- Parmi les minéraux, le feldspath plagioclase est la phase la plus abondante, suivie de l'amphibole et des pyroxènes. Les plagioclases peuvent contenir de l'apatite en inclusions. Les olivines sont présentes dans certaines andésites. La biotite est aussi sporadiquement représentée dans certaines andésites et rhyolites. Le feldspath alcalin est présent dans les rhyolites et dans quelques andésites. Les oxydes ferro-titanés sont présents dans toute la série, ce qui suppose des fugacités d'oxygène assez élevées.

- Pour la majorité des phases minérales, les variations de composition dessinent de lignes évolutives au sein des étapes éruptives. On observe généralement un recouvrement des compositions des minéraux de même nature (notamment les plagioclases et les amphiboles) entre les étapes chronologiques successives. Ces observations suggèrent une évolution possible des magmas par cristallisation fractionnée.

- Plusieurs observations minéralogiques indiquent que la cristallisation fractionnée est impliquée de manière importante dans l'évolution des magmas du volcan Misti : les zonations normales des cristaux de plagioclase, de clinopyroxène et d'olivine, l'évolution de la composition des minéraux en fonction de la différenciation de la lave hôte (par ex. diminution de la teneur en anorthite du plagioclase dans les laves les plus différenciées), l'évolution de la composition modale de l'assemblage minéralogique en fonction de la différenciation de la lave hôte, l'absence de l'olivine et l'apparition de phases riches en K, comme le feldspath alcalin, lorsque la teneurs en SiO_2 augmente.

- D'une manière générale, les plagioclases cristallisent après les pyroxènes (inclusions des pyroxènes dans les plagioclases), et les amphiboles cristallisent également après les pyroxènes (inclusions de pyroxènes dans les amphiboles).

- Certains échantillons du "Misti 4", de l'éruption d'il y a 2050 ans (MIS0015, MIS0016, MIS0017), présentent des hétérogénéités texturales de type rubanement, avec des différences de couleurs, du gris clair au gris foncé. Ces observations d'ordre minéralogique et textural sont probablement à rapporter au fonctionnement de la chambre magmatique, avec des variations de la densité de minéraux et liquides différents (chute des minéraux les plus denses au fond de la chambre, phénomènes de bordure figée) au cours de mouvements de convection. Il en résulte des figures de mélange mécanique de type rubanement ("mingling").

- Des zonations inverses, moins fréquentes que les zonations normales, affectent aussi quelques cristaux de plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène et amphibole. Avec la présence de textures rubanées, les phénocristaux de plagioclase à bordures et cœurs déstabilisés au résorbés, l’intervention des éventuelles processus de mélange de magmas apparaît très probable.

- La plupart des magmas du volcan Misti semblent avoir évolué sous des pressions d'eau élevées comme le suggèrent l'apparition précoce des minéraux opaques et la présence des amphiboles et biotites (Green, 1972).

- Aucune enclave enallogène n’a été observée, même sur le terrain.

3.5 Conditions thermodynamiques

La connaissance des conditions de pression et de température pré-éruptives sont essentielles à la définition des conditions de cristallisation des magmas. De nombreux géothermomètres permettent l'évaluation des températures des magmas. Ils sont fondés soit sur l'équilibre entre deux phases minérales, soit sur l'équilibre entre une phase minérale et le liquide, soit sur la présence d'une certaine phase minérale (par ex. l'amphibole). Ces géothermomètres ont été calibrés par des travaux expérimentaux et impliquent que les minéraux soient à l'équilibre avec le liquide magmatique. Or la difficulté d'estimer si le liquide et les minéraux sont en équilibre implique des restrictions sur la validité des températures obtenues.

3.5.1 Géothermomètre à deux pyroxènes

Davis et Boyd (1966), ont introduit le premier géothermomètre à deux pyroxènes, une calibration qui requiert un équilibre entre orthopyroxène et clinopyroxène. Après ces travaux, de nombreux auteurs se sont intéressés à l'estimation de la température de cristallisation en utilisant quelques cœfficients de partition sur des solutions solides dans le système enstatite-diopside (Wood et Banno, 1973 ; Wells, 1977 ; Lindley et Andersen, 1983). Ainsi, Putirka (2008), présente une nouvelle calibration basée sur ce principe, pour des magmas allant des andésites aux rhyolites, et pour une gamme de température comprise entre 700 et 1700 ºC, avec une précision de ±30 ºC. Cette calibration a un test d'équilibre basé sur l'échange de Fe et Mg entre l'ortho- et clinopyroxène : $K_D(Fe – Mg)^{cpx\text{-}opx} = 1,09 \pm 0,4$.

Etant donné que dans certaines andésites du Misti le couple orthopyroxène-clinopyroxène existe en équilibre, nous avons utilisé la calibration de Putirka (2008) et obtenu pour les andésites (57,4 à 61,6 wt% SiO_2) une gamme de température qui varie entre 920 et 1026ºC ±30 ºC.

3.5.2 Géothermométrie et géobarométrie à l'aide de l'amphibole

a) Température

En termes de conditions pré-éruptives, pour les roches du volcan Misti on a estimé la température de cristallisation de magmas avant éruption, à l'aide de la nouvelle calibration du géothermomètre de l'amphibole de Ridolfi *et al.* (2010), basée sur le Si* (« silice index ») des

amphiboles. Le géothermomètre formulé par ces auteurs est fondé sur des résultats expérimentaux et sur des données de la littérature sur les produits calco-alcalins contenant de l'amphibole, pour une gamme de températures comprise entre 550 et 1120ºC et une pression <1200 MPa. L'amphibole en équilibre avec un liquide calco-alcalin cristallise dans des conditions physiques et chimiques peu éloignées de sa limite de stabilité, et elle est donc sujet à déstabilisation avec de petits changements de pression et température. Proche de la courbe de stabilité de l'amphibole, la variance du système (en termes de composition et conditions physico-chimiques) est basse, ce qui a permis de formuler les équations thermo-barométriques.

Cette nouvelle calibration a une déviation standard (σ_{est}) de ±22 ºC et une erreur maximale de 57ºC. On obtient la valeur de Si* (« silice index ») par la somme des fractions des cations majeurs des amphiboles, plus la teneur en Si. Lorsque Ridolfi *et al.* (2010) ont corrélé le Si* (« silice index ») avec la température de cristallisation, ils sont obtenu une valeur de R^2 élevée (soit 0,84) :

$$T\ (^{o}C) = -151{,}487Si^* + 2{,}041$$

Avec $Si^* = Si + {}^{[4]}Al/15 - 2{}^{[4]}Ti - {}^{[6]}Al/2 - {}^{[6]}Ti/1.8 + Fe^{3+}/9 + Fe^{2+}/3.3 + Mg/26 + {}^{B}Ca/5 + {}^{B}Na/1.3 - {}^{A}Na/15 + {}^{A}(Na+K)/2.3$

On obtient pour l'ensemble des roches andésitiques du volcan Misti des températures variant de 918 à 987 ºC, avec une incertitude de ±22 ºC, tandis que pour les roches dacitiques on obtient des températures variant entre 916 à 965 ºC avec une incertitude de ±22 ºC. Les résultats son présentés dans la Fig. 3.27.

b) Pression

La pression est directement reliée à la profondeur de la chambre magmatique. Donc, on peut envisager d'estimer les profondeurs de cristallisation des amphiboles. Plusieurs géobaromètres ont été proposés, qui sont tous basés sur le principe que dans les amphiboles l'Al^T (teneur totale en aluminium) augmente en fonction de la pression (Hammarstrom et Zen, 1986 ; Hollister *et al.*, 1987 ; Schmidt, 1992). Cependant, Ridolfi *et al.* (2008) ont démontré que la plupart de ces baromètres sont inexacts, si l'on compare avec des résultats expérimentaux (environ 280 MPa d'erreur en moyenne). Une nouvelle calibration de ce géobaromètre, avec moins d'incertitude, effectuée sur des roches calco-alcalines des zones de subduction a été présentée par Ridolfi *et al.*

(2010), sur la base de la teneur de Al^T des amphiboles. La calibration de pression (P) de Ridolfi *et al.* (2010) est donnée par l'équation :

$$P\ (MPa) = 19{,}209\ e^{(1438\ Al_T)},\ R^2 = 0{,}99$$

Selon Ridolfi *et al.* (2010), cette formule peut être appliquée aux amphiboles calciques qui ont Al#≤ 0,21 et $Mg/(Mg + Fe^{2+})>0{,}5$. Par ailleurs, la profondeur de cristallisation de l'amphibole peut être calculée en prenant en compte le poids spécifique de la croûte continentale qui varie entre 2,7 et 2,9 g/cm^3 au sud Pérou (Kono *et al.,* 1989). Le degré d'incertitude du baromètre Al^T augmente avec la montée de pression et décroît avec la température. Cette formulation a une déviation standard de <11% pour les magmas pauvres en cristaux (12 - 35 % en volume) et augmente jusqu'à 24% (erreur maximum) pour les magmas de riche en cristaux (>35% en volume) ou de basse température.

La pression de cristallisation des amphiboles des roches du volcan Misti est comprise entre 237 ± 26 et 413 ± 45 MPa, ce qui correspond respectivement à des profondeurs de 9 ± 1 km et 15 ± 2 km. Ces résultats ont été placés dans un diagramme Température – Pression (Fig. 3.27), où Ridolfi *et al.* (2010) ont établi la courbe de stabilité thermique maximale (ligne pointée noire "b") où l'erreur maximale de Pression est 11%, et la courbe de la limite supérieure des amphiboles (ligne tiretée noire "a"), où l'erreur de Pression est de 25%. La courbe du milieu sépare les produits expérimentaux de différente cristallinité (35 - 50 wt% à basse température, et 12 - 35 wt% à haute température). De plus, ces diagrammes contiennent des isoplètes des teneurs en SiO_2 (poids %) du liquide (Ridolfi *et al.,* 2010). Les barres d'erreur indiquent la déviation standard de pression.

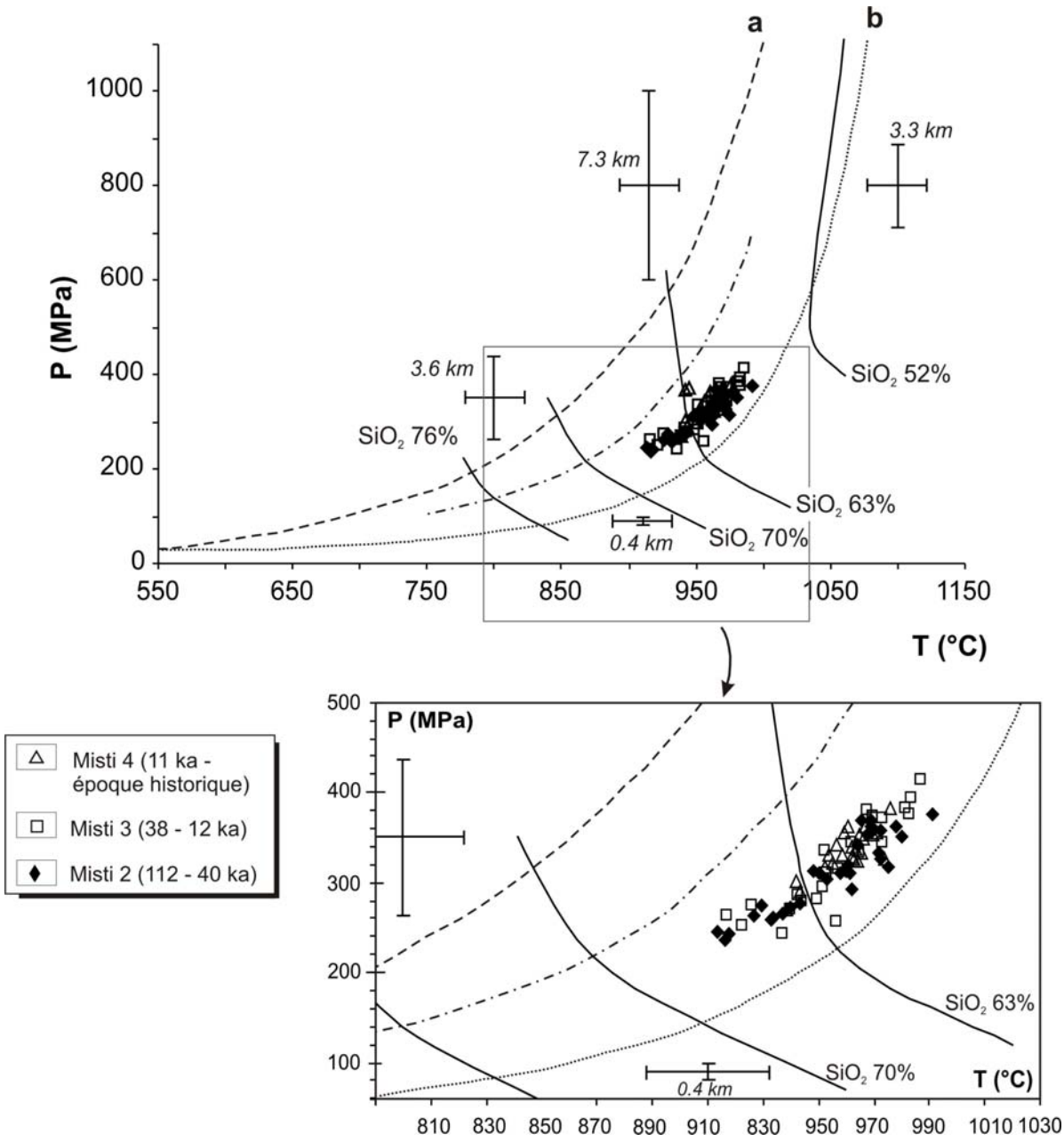


Figure. 3.27. Diagramme Pression – Température d'amphiboles appartenant au volcan Misti (d'après Ridolfi *et al.*, 2010).

En conclusion, pour le volcan Misti, on peut considérer qu'il existe une chambre magmatique peu profonde située entre 15 et 9 km environ où la cristallisation d'amphibole a lieu. Ceci est visualisé dans le diagramme Pression (et profondeur) *vs.* Température (Fig. 3.28) où sont présentées aussi les courbes de stabilité des amphiboles (les mêmes que pour la Fig. 3.27).

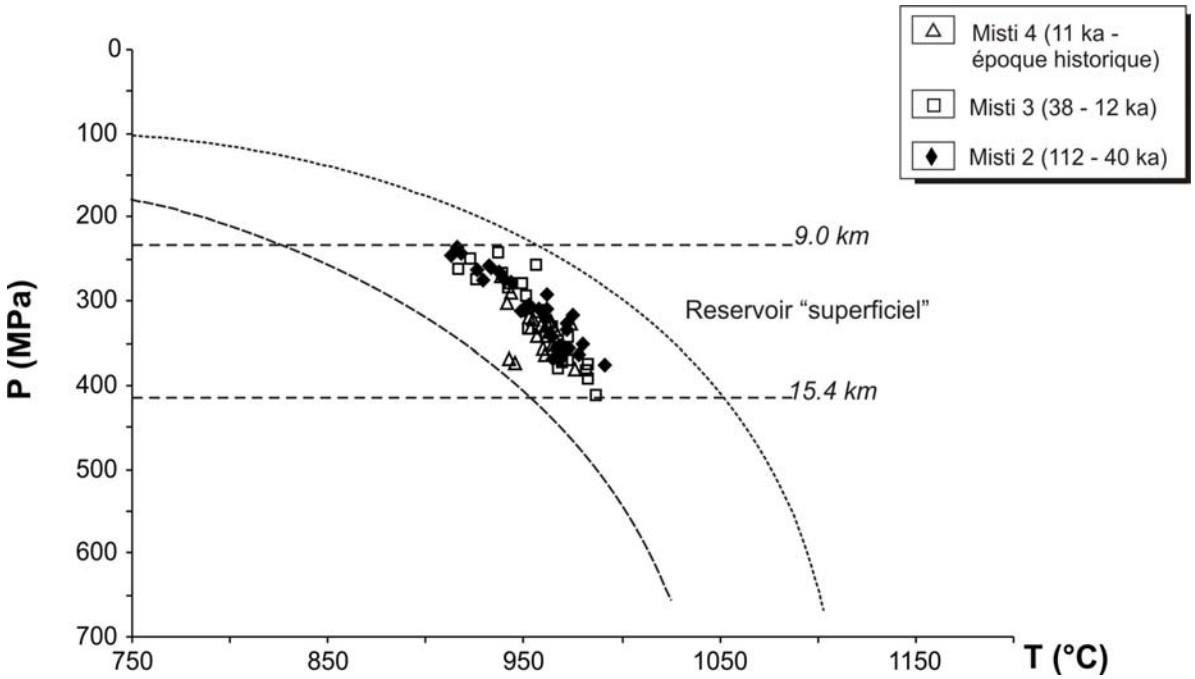


Figure 3.28. Diagramme Pression (et profondeur) – Température d'amphiboles appartenant au volcan Misti.

3.5.3 Conclusions

La thermométrie réalisée à l'aide de la calibration de Putirka (2008), qui prend en compte la répartition de Fe et Mg entre le couple orthopyroxène-clinopyroxène, et la calibration de Ridolfi *et al.* (2010) qui prend en compte la teneur totale en aluminium des amphiboles, ont permis d'évaluer des températures de cristallisation relativement proches les unes des autres. Les andésites présentent des températures de 1020ºC à 920ºC ± 30ºC, et les dacites de 965ºC à 916ºC ± 22ºC. Les estimations de pression obtenues à l'aide de l'amphibole ont donné une gamme compris entre 237 ± 26 MPa et 413 ± 45 MPa, c'est-à-dire des profondeurs variant de 9 ± 1 km à 15 ± 2 km environ, où serait situé une zone de stockage.

3.6 Etude géochimique

3.6.1 Eléments majeurs

Cette étude géochimique traite uniquement des produits émis pendant les périodes "Misti 2", " Misti 3" et "Misti 4", c'est-à-dire pendant les derniers 112 ka, ce qui correspond au "Misti moderne". L'analyse des teneurs en éléments majeurs et en trace sur roche totale de 78 échantillons a été effectuée par J. Cotten, à l'Université de Bretagne Occidentale (UBO, Brest). Tous les éléments ont été analysés par ICP-AES, sauf le Rb qui a été dosé par spectrométrie d'absorption (*cf.* Cotten *et al.*, 1995 pour les détails du protocole analytique). Par ailleurs, 18 échantillons ont été analysés à l'Université de Göttingen par ICP-MS. Le détail du protocole analytique est présenté en Annexe 1,1. 9 échantillons ont été analysés dans le laboratoire Acmelab au Canada, par fluorescence X (X-Ray Fluorescence Spectroscopy) et ICP-AES. Tous les résultats sont présentés en Annexe 4. Des duplicata ont été analysés afin de comparer les méthodes d'analyse mises en œuvre par les différents laboratoires. Aucune différence significative n'a été observée (Annexe 2).

Pour tous les tableaux et diagrammes présentés dans ce travail de thèse (volcans Misti et Ubinas), les concentrations en éléments majeurs ont été recalculées à 100% en base anhydre, et la totalité du fer est exprimée sous forme de Fe_2O_3.

3.6.1.1 Diagrammes de classification

Que se soit dans le diagramme (FeO*/MgO) *vs.* SiO_2 (Miyashiro, 1974 ; Fig. 3.29) ou dans le triangle AFM (Kuno, 1968 ; Fig. 3.30), les 105 échantillons du volcan Misti se placent tous dans le domaine des magmas calco-alcalins, typiques de ceux de la CVZ.

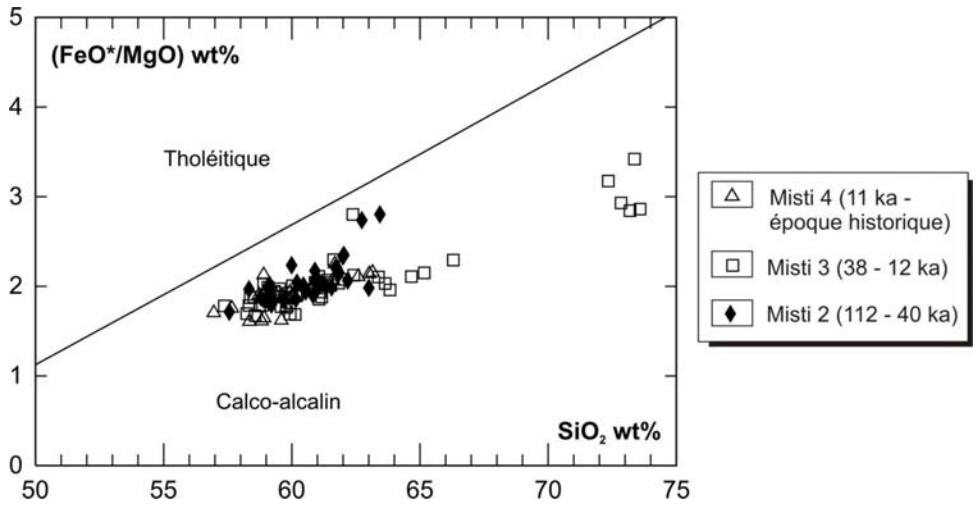


Figure 3.29 Compositions des roches du volcan Misti moderne dans le diagramme FeO*/MgO *vs.* SiO_2 de Miyashiro (1974).

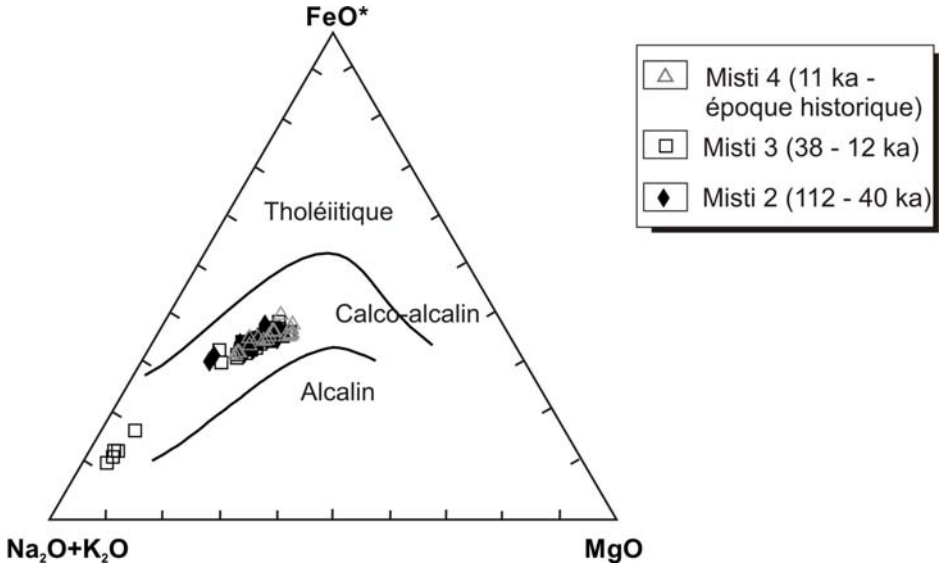


Figure 3.30. Compositions de roches du Misti moderne dans le diagramme AFM (A = Na_2O + K_2O ; F = FeO* ; M= MgO) de Kuno (1968), indiquant le caractère calco-alcalin de l'ensemble des roches.

Les roches du volcan Misti ont été classées en utilisant les diagrammes Na_2O + K_2O *vs.* SiO_2 et K_2O *vs.* SiO_2 et les champs de classification respectivement définis par Le Bas *et al.* (1986) et Peccerillo et Taylor (1976) (Fig. 3.31). Selon ces critères, les roches du strato-cône "Misti 2" correspondent principalement à des andésites (57,56 – 62,73 wt% SiO_2) et quelques dacites (63,01 – 63,44 wt% SiO_2). Les roches du "Misti 3" correspondent à des andésites (57,37 – 62,42 wt% SiO_2), dacites (63,38 – 66,30 wt% SiO_2) et quelques rhyolites (72,35 – 73,59 wt% SiO_2). Les roches du "Misti 4" sont des andésites (56,96 – 62,59 wt% SiO_2) et quelques dacites (63,02 – 63,15 wt% SiO_2). Toutes ces roches appartiennent à la série calco-alcaline moyennement à fortement potassique (1,83 à 4,03 wt%K_2O).

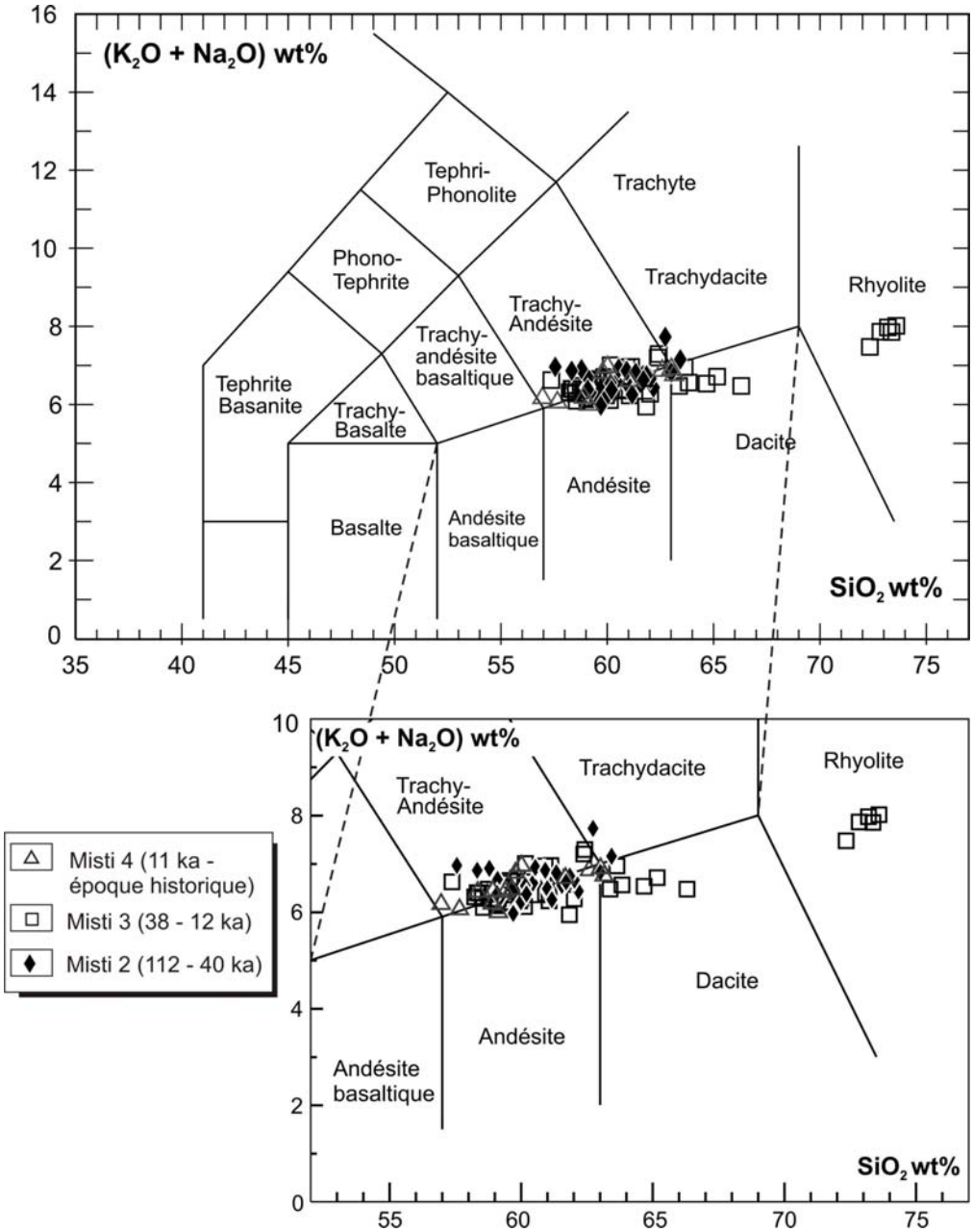


Figure 3.31. Composition des roches du volcan Misti moderne dans le diagramme “Total des alcalins *vs.* silice” (TAS), d’après Le Bas *et al.* (1986).

Il faut noter que les andésites basiques et les basaltes sont absents. De plus, les produits plus différenciés (rhyolites) sont en faible proportion volumique (entre 2 et 3% du total des produits). Alors que les andésites et les dacites semblent définir une lignée évolutive continue, les rhyolites du "Misti 3", bien que dans le prolongement de cette lignée, en sont séparées par une lacune compositionnelle située entre 66 et 73 wt% SiO_2. Je considère que cette lacune ne reflète pas un biais d’échantillonnage, mais au contraire une réelle discontinuité dans la composition des magmas émis par le volcan Misti.

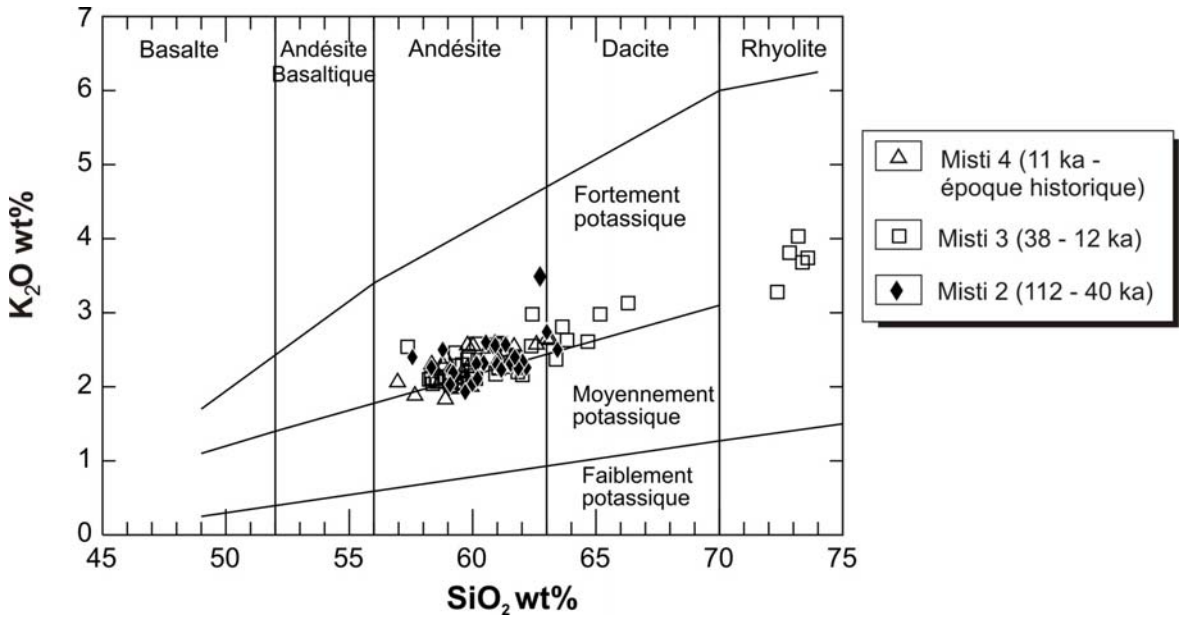


Figure 3.32. Diagramme K_2O *vs.* SiO_2 de Peccerillo et Taylor (1976), qui montre que les roches du Misti moderne sont moyennement à fortement potassiques.

3.6.1.2 Diagrammes de variation des éléments majeurs

Les diagrammes de Harker (Fig. 3.33) permettent dans un premier temps de mettre en évidence l'existence ou l'absence de lignées évolutives, puis dans un second temps de déterminer la nature du mécanisme à l'origine de ces lignées. Dans ces diagrammes la silice a été utilisée comme indice de différenciation, car elle montre le spectre de compositions le plus étendu et permet ainsi de visualiser plus clairement les variations.

Dans les diagrammes de Harker, l'évolution des andésites aux rhyolites est marquée par une diminution de MgO, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, P_2O_5, par la constance des teneurs en Na_2O et par l'augmentation de K_2O. Ces caractéristiques sont typiques des séries calco-alcalines de marges continentales actives et suggèrent l'intervention majeure du processus de type cristallisation fractionnée dans l'évolution de la série.

Les teneurs en MgO diminuent des andésites aux rhyolites pour atteindre des teneurs inférieures à 0,5 % en poids dans les ponces rhyolitiques. Cette corrélation négative pourrait être associée au fractionnement plus ou moins important de l'olivine, du clinopyroxène, de l'orthopyroxène et de l'amphibole, depuis les andésites aux dacites.

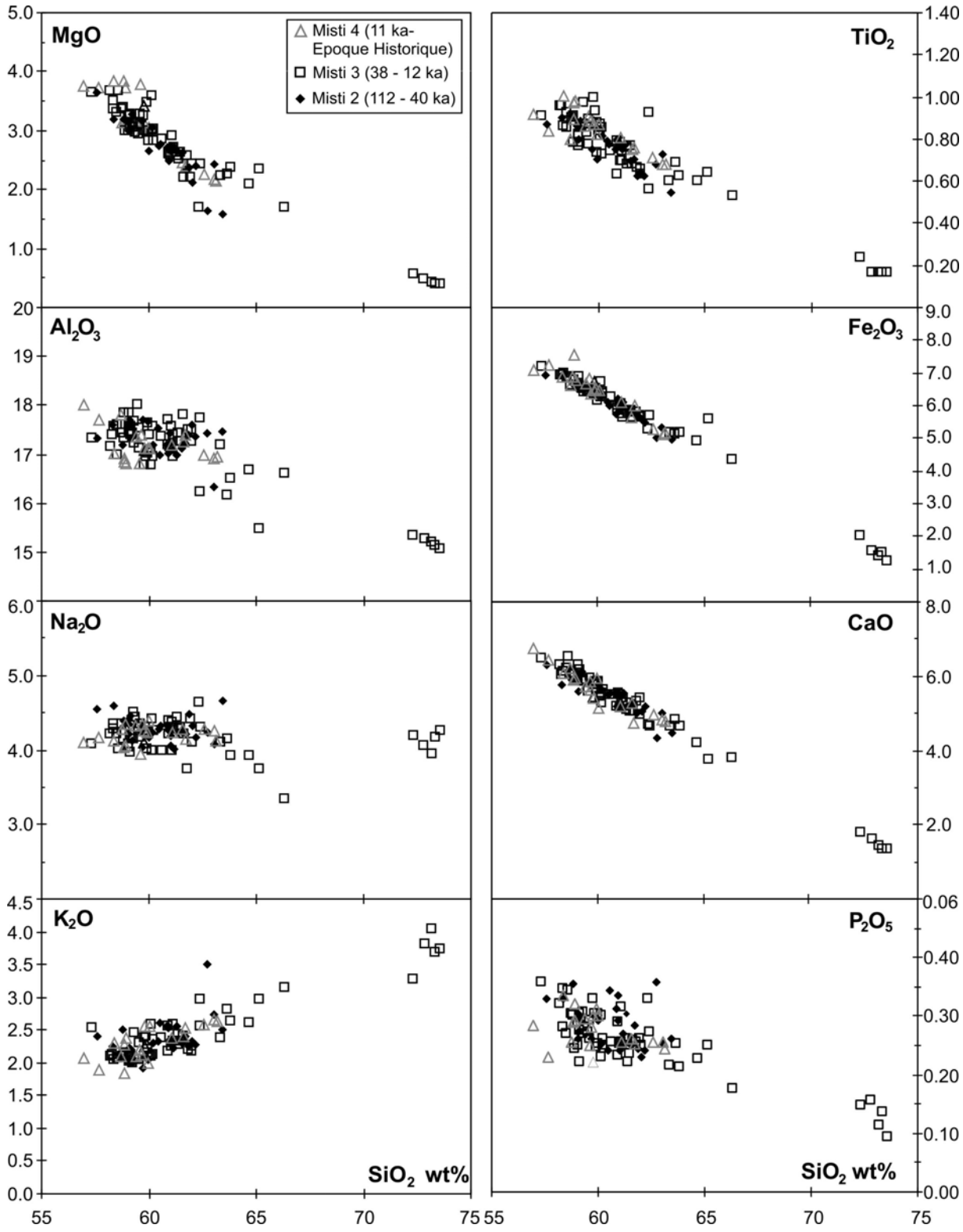


Figure 3.33. Diagrammes de Harker pour les éléments majeurs. L'indice de différenciation est SiO_2.

Le CaO décroît de manière très nette depuis les andésites jusqu'aux rhyolites. La diminution de CaO peut être due au fractionnement du clinopyroxène, de l'amphibole et du feldspath plagioclase des andésites aux dacites, et principalement du feldspath plagioclase des dacites aux rhyolites.

Al_2O_3, malgré la très grande dispersion des valeurs analytiques, surtout pour les andésites, diminue grossièrement des andésites aux rhyolites, suite au fractionnement du plagioclase. Cette corrélation négative est plus affirmée pour les termes les plus différenciés de la série (rhyolites).

Les teneurs en Fe_2O_3 et TiO_2 présentent une décroissance avec la différenciation jusqu'aux termes les plus différenciés, suite au fractionnement continu de la titano-magnétite, et dans une moindre mesure de l'ilménite et de la biotite. L'influence de cette dernière phase minérale reste minime puisque le K_2O n'est pas affecté par son fractionnement.

P_2O_5, malgré la très grande dispersion dans les andésites, montre une décroissance avec la différenciation, indiquant le fractionnement de l'apatite au cours de l'évolution.

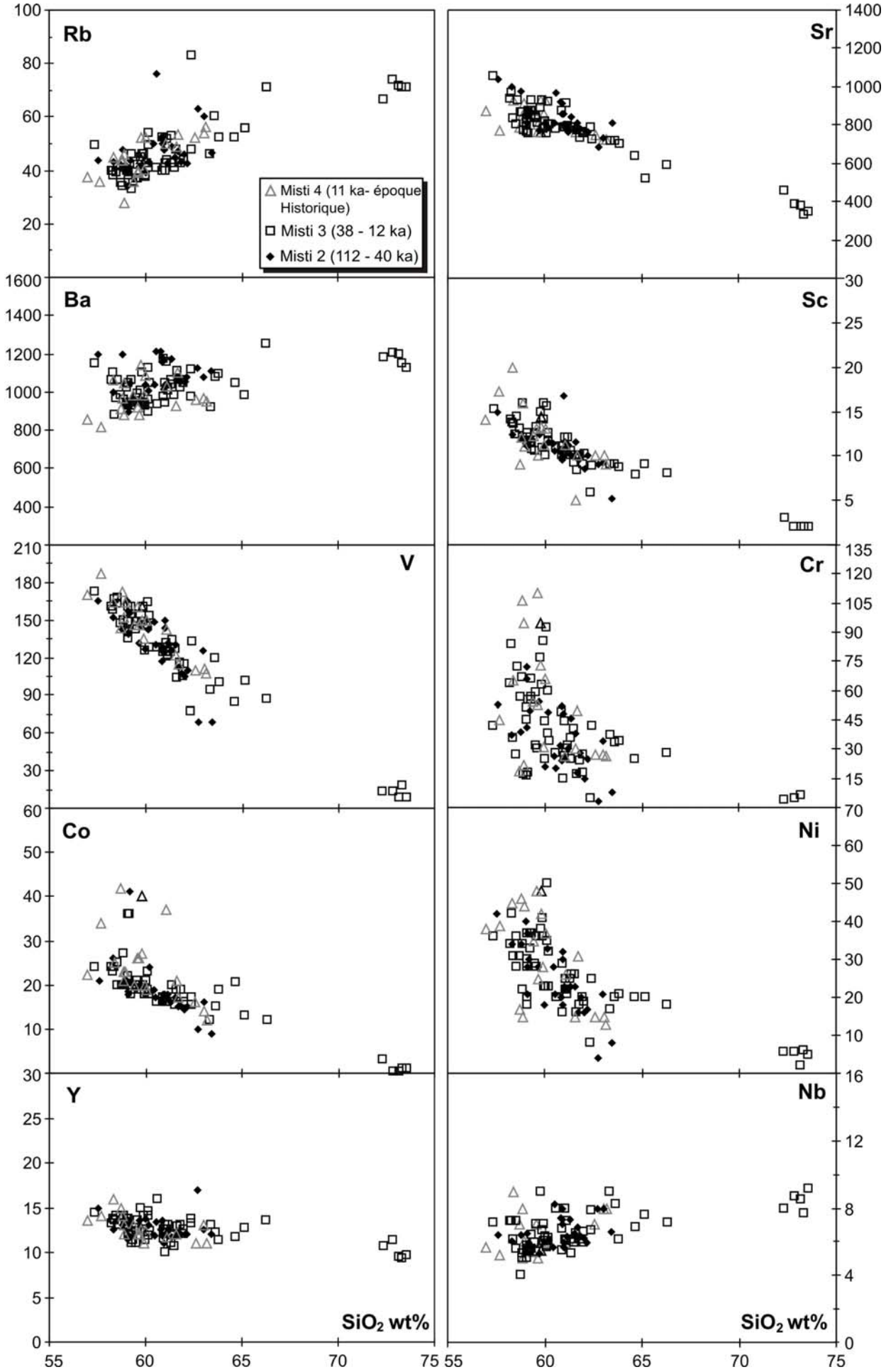
La teneur en Na_2O ne présente aucune corrélation avec celle en SiO_2, et une importante dispersion des données est observée. Une grande dispersion des teneurs en Na_2O dans les roches volcaniques du sud du Pérou a été attribuée à la contamination par l'encaissant pendant la différenciation (Lefèvre, 1979). L'étude des éléments en trace et des isotopes permettra de mieux identifier une possible contamination et son origine.

3.6.2 Eléments en traces

3.6.2.1 Variation des teneurs en éléments en traces

Les compositions en éléments en trace sont reportées dans quelques diagrammes de variations utilisant la teneur en SiO_2 comme index de différenciation (Fig. 3.34). Comme pour les éléments majeurs, de nombreux éléments en trace (Sr, Sc, V, Co, Cr, Ni, et dans une moindre mesure, les Terres Rares légères) sont anti-corrélés avec SiO_2. Ces éléments affichent un comportement compatible contrairement à Rb, Ba et Th, qui ont un comportement incompatible.

Il faut aussi noter que contrairement aux éléments majeurs, certains éléments ne dessinent pas une évolution linéaire (Sc, Cr, Ni), mais au contraire une évolution en lignée brisée ou en courbe. Cette absence d'évolution linéaire en association avec les données pétrologiques, permet de rejeter un rôle prépondérant joué par des mécanismes de mélange. En effet, en cas de mélange simple entre un pôle basique et un pôle acide, tous les éléments sans exception devraient se disposer selon une droite de mélange. Il semble donc que le mécanisme magmatique à l'origine des lignées évolutives soit pour l'essentiel la cristallisation fractionnée.


Rb
Sr
Ba
Sc
V
Cr
Co
Ni
Y
Nb
Misti 4 (11 ka- époque Historique)
Misti 3 (38 - 12 ka)
Misti 2 (112 - 40 ka)
SiO2 wt%
SiO2 wt%

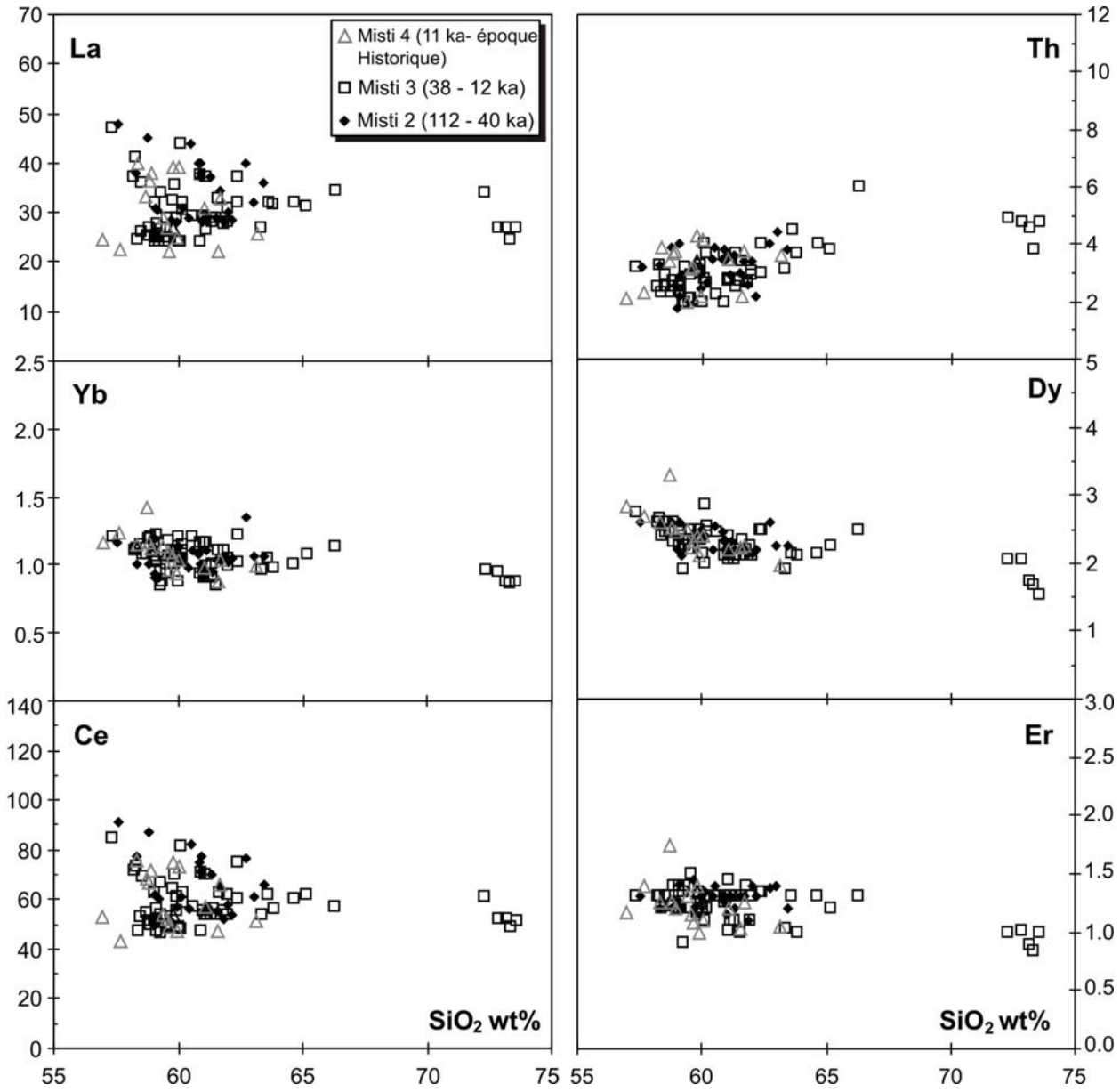


Figure 3.34. Diagrammes de variations des éléments en trace en fonction de SiO_2. Toutes les teneurs sont exprimées en ppm, sauf le SiO_2 exprimé en poids%.

Co et Ni présentent des corrélations négatives du fait de leur forte affinité pour les premières phases ferromagnésiennes qui cristallisent, notamment les clinopyroxènes et les olivines. La teneur en Sc diminue graduellement des andésites aux rhyolites. Cette diminution semble marquer le fractionnement plus ou moins important des amphiboles et des clinopyroxènes. La décroissance du V traduit le rôle important du fractionnement des oxydes ferro-titanés au cours de l'évolution des magmas.

Le Sr décroît de manière continue au cours de la différenciation, avec une légère dispersion de données entre 58 et 61wt% SiO_2. Cette décroissance est le résultat du fractionnement important du feldspath plagioclase, déjà suggéré par la décroissance de $A1_2O_3$.

Les LILE (Rb, Ba, Th) ainsi que les HFSE (Nb, Zr,) montrent un comportement globalement incompatible. Les LREE (La, Ce) montrent une dispersion des point très importante pour les échantillons les moins différenciés (andésites), ce qui a pour effet de masquer l'évolution générale. Ces éléments affichent plutôt un comportement incompatible. Les HREE (Dy, Er, Yb) montrent une stabilité pendant la différenciation.

D'après les diagrammes, il n'existe globalement pas de grandes variations dans le comportement des éléments en trace entre les trois étapes évolutives du Misti. Néanmoins, on remarque un recouvrement des teneurs des éléments en trace des roches du "Misti 3" par rapport aux autres étapes.

Le comportement des éléments majeurs et en trace semble compatible avec une différenciation par cristallisation fractionnée. Néanmoins, une inspection plus minutieuse suggère une évolution magmatique plus complexe. En effet, Ba, Th, et dans une moindre mesure Na_2O, K_2O, Rb et Sr présentent une forte variabilité dans les produits intermédiaires (andésites), qui ne peut être attribuée à une imprécision analytique. Ces caractéristiques plaident en faveur des processus magmatiques autres qu'une simple cristallisation fractionnée en système clos, et peuvent être reliés à des processus comme la contamination et/ou l'assimilation crustale.

3.6.2.2 Diagrammes multi-éléments

Dans un diagramme multi-élémentaire où les teneurs en éléments en trace ont été normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989 ; Fig. 3.35), les laves du Misti affichent toutes les caractéristiques inhérentes aux magmas d'arc : 1) elles sont très riches en LILE (Rb, Ba, K), par rapport aux HFSE (Nb, Zr) ; et 2) elles possèdent une très forte anomalie négative en Nb ainsi qu'en Ti (cette dernière est plus marquée pour les rhyolites du "Misti 3"). Ces particularités sont propres aux magmas d'arc engendrés par fusion du coin du manteau métasomatisé par des fluides aqueux dérivés du "slab" (McCulloch et Gamble, 1991 ; Davidson *et al.*, 1991 ; Vatin-Pérignon *et al.*, 1992 ; Smith et Leeman, 1993). Il faut aussi noter que toutes ces caractéristiques ne sont pas spécifiques au volcan Misti mais elles sont en fait typiques de tous les magmas de la CVZ (Wilson, 1989 ; Davidson *et al.*, 1991).

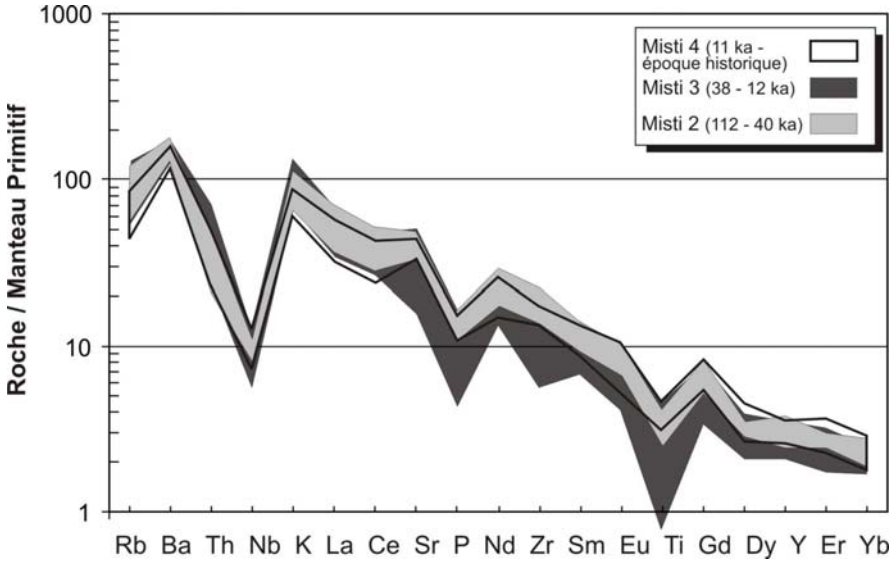


Figure 3.35 Diagramme multi-éléments des roches du volcan Misti normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989).

Enfin on observe la présence d'une anomalie négative en phosphore, qui très vraisemblablement reflète le fractionnement de phosphates, comme par exemple de l'apatite.

Les spectres des Terres Rares (REE = Rare Earth Elements) normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des roches du volcan Misti sont présentés dans la Fig. 3.36. Ici aussi, l'allure générale des spectres est semblable à celle des autres roches calco-alcalines de la CVZ. Les teneurs en LREE sont élevées ($92,9<La_N<202,5$), alors que les teneurs normalisées en HREE sont toujours supérieures à 5 ($5,3<Yb_N<8,9$) ; il en résulte un fractionnement modéré des spectres avec un rapport $(La/Yb)_N$ variant de 12,4 à 30,3. D'autre part, les roches du "Misti 4" sont légèrement plus pauvres en Terres Rares légères, mais plus riches en Terres Rares lourdes que celles du "Misti 2" et "Misti 3". Il faut aussi noter que par rapport aux magmas calco-alcalins "classiques" des arcs océaniques comme ceux des Nouvelles Hébrides (c*f.* Monzier *et al.*, 1997), les laves du Misti sont plus pauvres en HREE. Une autre caractéristique des laves du Misti est l'absence d'anomalie significative en Eu.

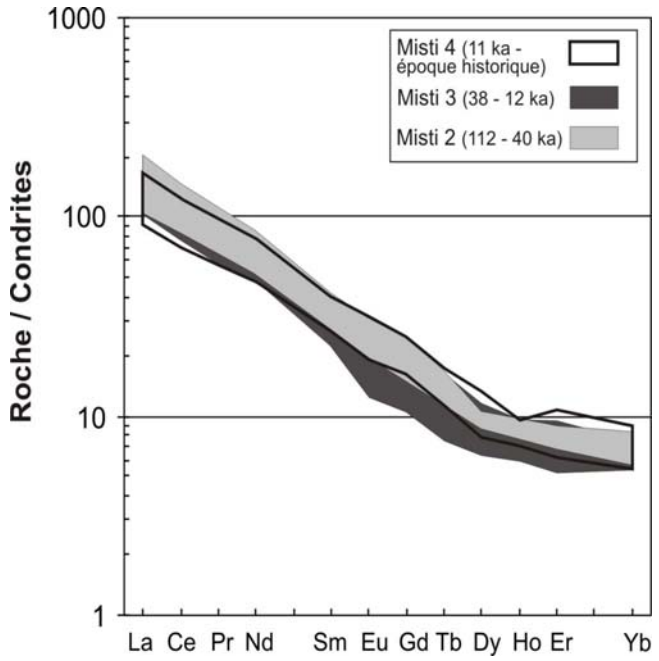


Figure 3.36. Spectres des Terres Rares (REE) normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les roches du volcan Misti moderne.

L'anomalie négative en Eu est peu marquée dans les magmas du volcan Misti, malgré le fractionnement du plagioclase, mis en évidence par l'évolution de certains éléments majeurs pendant la différenciation (Fig. 3.33). L'absence d'anomalie en Eu peut être expliquée de trois façons : 1) l'Eu n'a peut-être pas été incorporé dans le plagioclase et peut refléter de fortes conditions d'oxydation où tout l'Eu est sous forme de Eu^{3+} (Davidson *et al*., 1990) ; 2) une forte pression d'eau qui peut provoquer une réduction de la cristallisation du plagioclase (Sisson et Grove, 1993) ; 3) l'effet de la cristallisation de plagioclase ($Kd^{Plag/liq}_{Sm/Eu} < 1$) est atténué, voire annulé par la cristallisation conjointe d'amphibole ($Kd^{Hbd/liq}_{Sm/Eu} > 1$) (Martin, 1987).

3.6.3 Données isotopiques : $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{143}Nd/^{144}Nd$

Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et du $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 6 échantillons ont été déterminés par G. Hartmann à l'Université de Göttingen (Allemagne) sur un spectromètre TIMS (Thermal Ion Mass Spectrometer). Les procédures analytiques ainsi que les résultats obtenus sur les standards sont décrits en Annexe 2.2. Par ailleurs, 9 analyses isotopiques complémentaires ont été réalisées au Laboratoire Magmas et Volcans (LMV) par C. Bosq. La séparation séquentielle des éléments s'est faite sur quatre colonnes chromatographiques d'après les méthodes publiées par : Pin et Bassin (1992), Pin *et al.* (1994), ainsi que Pin et Santos Zaldegui (1997). Les mesures ont été effectuées avec le spectromètre VG 54E. Les résultats obtenus sur les échantillons du Misti ainsi que sur 3 standards sont présentés dans le tableau 3.3.

Nº Ech.	Etapes	Type	SiO_2	Sr (ppm)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±2σ	Nd (ppm)	$^{143}Nd/^{144}Nd$	±2σ
JMI-153	Misti 2	Lave andésitique	57,6	1035	0,7071	0,00001	39	0,512277	0,000006
MI-1208	Misti 2	Coulée de ponces andésitique	59,1	810	0,7075	0,000008	27,2	0,512165	0,000006
JMI-66	Misti 3	Lave andésitique	60,9	870	0,7077	0,000008	33	0,512127	0,000008
JMI-200B	Misti 3	Coulée de ponces dacitique	63,8	697	0,7079	0,000008	25	0,512045	0,000008
JMI-45	Misti 3	Ponce de retombée andésitique	61,6	774	0,7076	0,00001	27	0,512157	0,000006
MI-0708	Misti 3	Ponce fines "saccharoïde" dacitique	65,2	518	0,7083	0,000006	27,9	0,512048	0,000006
MI-0408	Misti 3	Ponce rhyolitique	72,9	386	0,7088	0,000008	20,5	0,511983	0,000008
MI-0208A	Misti 3	Ponce rhyolitique	73,2	377	0,7088	0,00001	21,4	0,511986	0,000006
MIS-99-04*	Misti 3	Ponce de retombée andésitique	61,2	793	0,7075	0,00001	23,5	0,512117	0,000006
MIS-99-10A*	Misti 3	Ponce de retombée andésitique	58,8	862	0,7076	0,000011	25,9	0,512156	0,000004
MIS-99-10B*	Misti 3	Ponce de retombée andésitique	59,9	786	0,7076	0,000011	25,5	0,512089	0,000005
MIS-00-20*	Misti 4	Coulée de scories andésitique	58,7	788	0,7075	0,000009	30,9	0,512126	0,000004
Flow 2000*	Misti 4	Coulée de ponces andésitique	59,6	802	0,7076	0,000012	21,6	0,512152	0,000004
Fall 2000*	Misti 4	Ponce de retombée andésitique	61,6	759	0,7077	0,000010	22,7	0,512139	0,000004
JMI-64bis	Misti 4	Bloc de retombée andésitique	59,8	925	0,7079	0,000008	35	0,512129	
Standard		NBS987			0,710245	0,000008			
Standard		JNdi-1						0.512096	0.000006
Standard		La Jolla						0.511847	0.000004

Tableau 3.3. Données isotopiques du Sr et Nd pour les laves du volcan Misti. (*) Analyse effectuée à l'Université de Göttingen (Allemagne). Les autres échantillons ont été analysés au LMV.

Lorsqu'on les compare à d'autres magmas calco-alcalins primitifs d'arc, les laves du Misti possèdent des rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7071 - 0.7088) élevés et des rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.51198 - 0.51227) faibles. Dans un diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ *vs.* $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fig. 3.37), la plupart des roches du volcan Misti se situent hors du champ défini par les autres laves de la CVZ (Davidson *et al.*, 1991). Or les laves de la CVZ ont déjà, entre autre sur ces critères, été considérées comme provenant d'une contamination ou d'une assimilation importante de magmas mantelliques par une croûte continentale épaisse (entre 65 et 70 km d'épaisseur) au sud du Pérou (Barazangi et Isacks, 1976 *;* Kono *et al.*, 1989). Dans ce cadre, là les laves du Misti affichent un caractère encore « plus contaminé » ou encore moins « primitifs ».

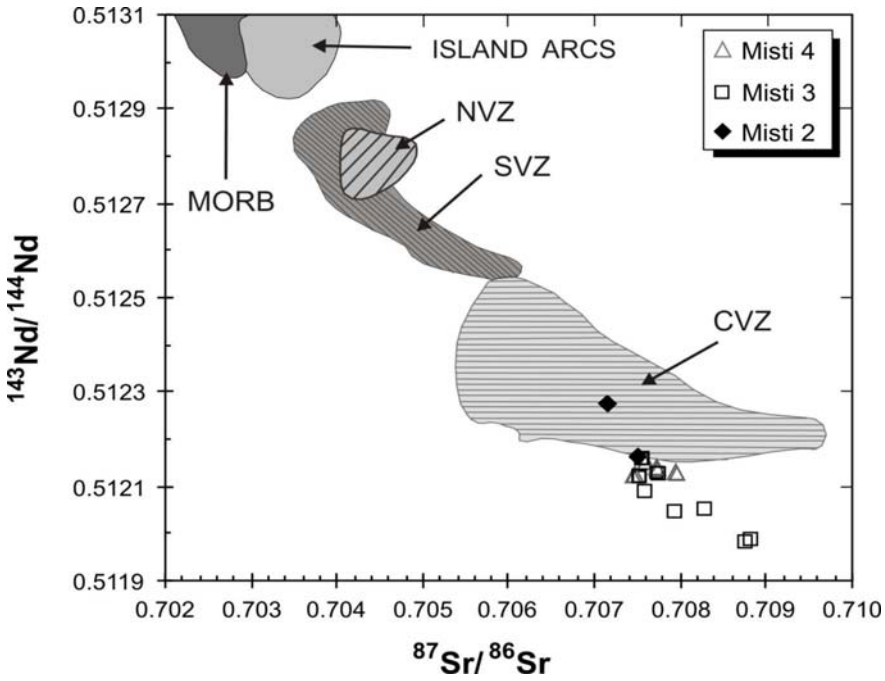


Figure 3.37. Compositions isotopiques du Sr et du Nd des laves du volcan Misti. Les gammes de compositions relatives aux arcs intra-océaniques et aux zones volcaniques sud (SVZ), centrale (CVZ) et nord des Andes (NVZ) sont aussi reportées (d'après Davidson *et al.*, 1991).

Cette conclusion est confirmée par le diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ *vs.* SiO_2 (Fig 3.38) dans lequel les données sont très bien corrélées positivement, alors qu'une corrélation, négative cette fois, est observée dans le diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ *vs.* SiO_2. Ces corrélations entre SiO_2 (ou le degré de différenciation du magma) et la composition isotopique constituent des arguments importants en faveur d'une contamination des magmas du Misti par de la croûte continentale. Dans ce contexte, il apparaît aussi que la contamination est beaucoup plus importante dans les produits rhyolitiques de la période "Misti 3".

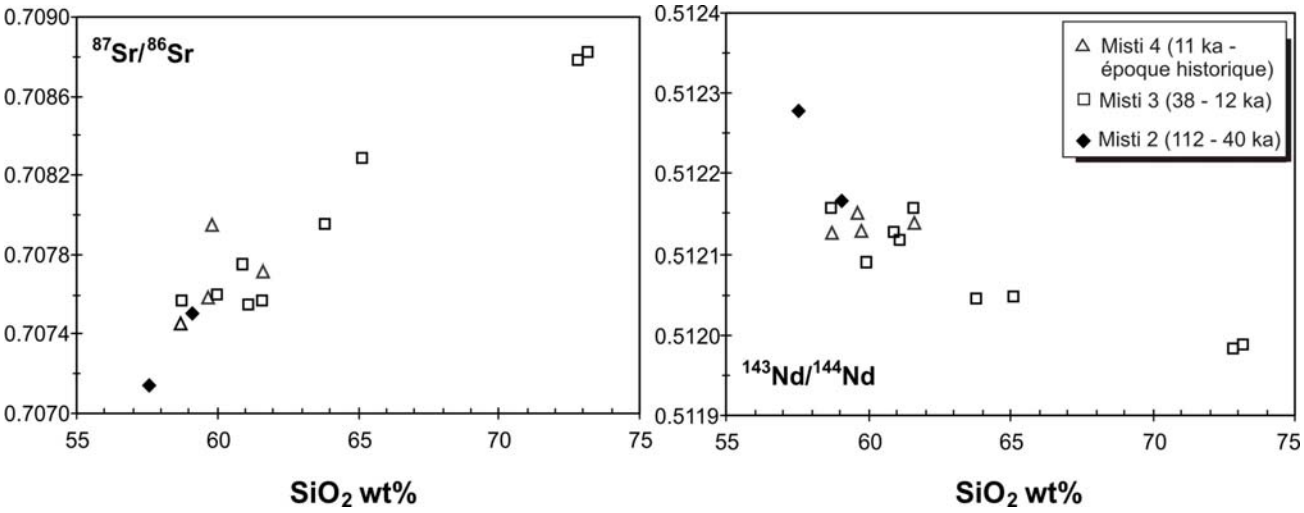


Figure 3.38. Diagrammes $^{87}Sr/^{86}Sr$ *vs.* SiO_2 wt% et $^{143}Nd/^{144}Nd$ *vs.* SiO_2 wt% des roches du volcan Misti.

3.6.4 Isotopes de l'Oxygène

Des analyses isotopiques de l'oxygène sur roche totale ont été effectuées sur 14 échantillons au Laboratoire Magmas et Volcans (Equipe Transferts Lithosphériques de l'Université Jean Monnet à Saint-Etienne). Les résultats sont présentés dans le tableau 3.4. La procédure analytique est décrite dans l'Annexe 2.3.

N° Ech.	Etapes	Type	LOI	SiO_2 wt%	$\delta^{18}O_{rt}$
JMI97-168B	Misti 4	Bombe de retombée andésitique	0,04	60,02	**7,76**
JMI-64bis	Misti 4	Bloc de retombée andésitique	0,14	59,79	**7,83**
Fall 2000	Misti 4	Ponce de retombée andésitique	1,35	61,60	**7,66**
MIS-00-20	Misti 4	Coulée de scories andésitique	1,18	58,72	**8,54**
JMI98-200B	Misti 3	Coulée de ponces dacitique "Niños topos"	1,76	63,83	**9,05**
JMI-45	Misti 3	Ponce andésitique "Autopista"	2,76	61,63	**8,31**
MIS-31s	Misti 3	Coulée de scories andésitique	0,9	59,60	**7,17**
MI-0708	Misti 3	Ponces fines "saccharoïdes" dacitiques	3,3	65,17	**10,12**
MI-0208A	Misti 3	Ponces rhyolitiques Chiguata	3,3	73,20	**11,21**
JMI-66	Misti 3	Coulée de lave andésitique	0,1	60,91	**7,29**
JMI-41a	Misti 3	Coulée de ponces andésitique	1,26	58,90	**7,14**
MI-1208	Misti 2	Coulée de ponces andésitique Santuario Chapi	0,8	59,10	**6,89**
JMI97-153	Misti 2	Coulée de lave andésitique	0,23	57,56	**7,33**
MIS-6	Misti 2	Coulée de lave andésitique	1,08	61,71	**8,08**

Tableau 3.4. Rapports isotopiques de l'oxygène, LOI (perte au feu à 1050 ºC) et teneur en SiO_2 des échantillons (roches totales) du volcan Misti.

Les valeurs $\delta^{18}O$ des produits du volcan Misti sont globalement compris entre 6,89 et 11.21‰ V-SMOW (Fig. 3.39). Les valeurs isotopiques les plus élevées correspondent à des ponces rhyolitiques et dacitiques de la période "Misti 3" (MI0208A et MI-0708). Malgré le soin particulier porté à l'échantillonnage (ponces sans altération visible ou sans contenu de xénolites),

ces roches montrent une forte perte au feu (LOI = 3,3%) (Fig. 3.39). Cette valeur semble être liée à un contenu en eau élevé, caractéristique des ponces (produits pyroclastiques classiquement riches en eau). D'ailleurs, il est bien connu que des roches volcaniques vitreuses siliceuses sont particulièrement sensibles aux processus secondaires (altération hydrothermale de basse température, hydratation et altération en surface : Ferrara *et al.,* 1985 ; Davidson et Harmon, 1989). De tels processus secondaires peuvent augmenter les teneurs en eau et les valeurs $\delta^{18}O$ des roches volcaniques. La figure 3.39 montre que $\delta^{18}O$ et la perte au feu à 1050º (LOI) sont positivement corrélés, ce qui indique qu'au moins les produits plus différenciés ont été légèrement affectés par une hydratation post-éruption ou par des processus d'altération (*cf.* Davidson et Harmon 1989 ; Cerling *et al.,* 1985). En conséquence, ces échantillons devront être considérés avec prudence, car le $\delta^{18}O$ des ponces est positivement corrélé avec $^{87}Sr/^{86}Sr$ et négativement avec $^{143}Nd/^{144}Nd$ (Fig. 3.40).

D'autre part, même les termes les moins différenciés de la lignée du Misti possèdent eux aussi des $\delta^{18}O$ élevées (6,89 – 8,54‰ V-SMOW) par rapport aux valeurs typiques des magmas basaltiques primitifs des zones de subduction (6,2 ± 0,7‰ V-SMOW, Harmon et Hoefs, 1995) ou de basaltes d'arc et de leurs équivalents différenciés (5,2 à 7,8‰ V-SMOW). Cependant les $\delta^{18}O$ du Misti se situent dans la gamme des $\delta^{18}O$ des autres magmas de la Zone Volcanique Centrale des Andes (CVZ), qui s'étalent entre 6,9 et 12‰ V-SMOW et sont classiquement interprétés comme résultant de la contamination ou de l'assimilation crustale (James, 1982, 1984 ; Harmon *et al.,* 1984 ; Harmon et Hoefs, 1984 ; Taylor, 1986 ; Feeley et Sharp, 1995).

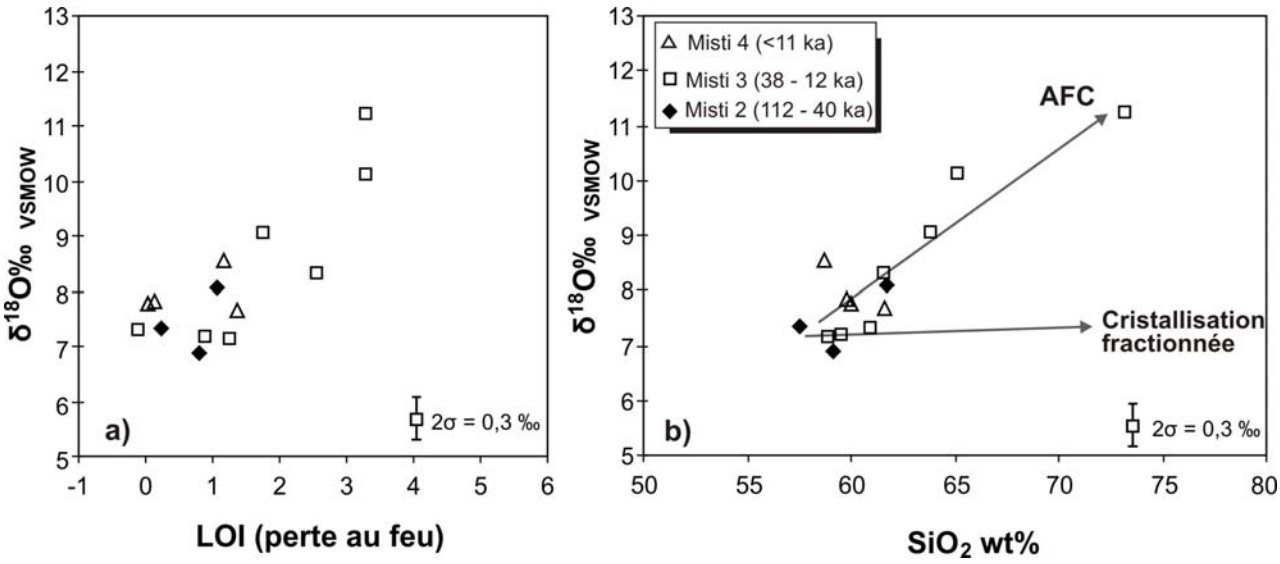


Figure 3.39 Diagrammes $\delta^{18}O$ des roches du volcan Misti. **a.** par rapport à la perte au feu 1050 ºC (LOI) et **b.** par rapport à SiO_2 (roches sans preuve d'altération superficielle).

Dans cette hypothèse, et comme dans le cas du Misti, même les termes les moins différenciés possèdent des $\delta^{18}O$ élevés, il est possible d'en déduire que les magmas parents étaient déjà contaminés soit par un composante crustal riche en ^{18}O (par ex. croûte continentale inférieure) ou par l'addition d'un composant riche en ^{18}O (par ex. sédiments) au manteau source des magmas. En effet, comme l'a montré Hidalgo (2006) en Equateur (NVZ), des $\delta^{18}O$ élevés peuvent résulter de la subduction de petites quantités de sédiments carbonatés. Cette participation peut se faire soit sous forme d'un liquide et/ou d'un fluide engendré par la déshydratation soit par la fusion de la partie supérieure de la plaque plongeante. Toutefois, un tel scénario n'est pas compatible avec la situation péruvienne. En effet, comme l'ont montré Thornburg et Kulm (1987) il n'y a pas de sédiments carbonatés dans la fosse, face à la côte sud-péruvienne. Par exemple Davidson *et al.* (1991) ont calculé la proportion de la participation sédimentaire subductée dans le secteur sud de la CVZ : les résultats prédisent une participation comprise entre 1 et 2 %, alors que des $\delta^{18}O > 7$ - 8‰, nécessitent plus de 10% de sédiments incorporés dans la source mantellique, ce qui n'est pas réaliste dans le cas du Misti (James, 1982).

De manière générale, les mécanismes magmatiques de type cristallisation fractionnée ne sont pas capables d'augmenter la valeur de $\delta^{18}O$ de plus de 1‰. Par exemple, Bindeman *et al.* (2004) ont calculé que $\delta^{18}O$ augmentait 0,45 ‰ lors de la différenciation d'un basalte en une rhyolite. Dans le cas du Misti, $\delta^{18}O$ augmente de 4‰ lorsque SiO_2 passe de 57 à 73%. (Fig. 3.39). En conséquence, les $\delta^{18}O$ élevés des laves du Misti ne peuvent absolument pas résulter d'une évolution, en système fermé, d'un basalte dérivé du manteau. Ils résultent certainement de l'addition d'un composant crustal riche en $\delta^{18}O$.

Classiquement, dans le cas de l'assimilation de matériaux continentaux (roches sédimentaires, méta-sédimentaires ou des granitoïdes) caractérisés par des $\delta^{18}O$ >10‰ et des $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiaux élevés, $\delta^{18}O$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ sont positivement corrélés. La figure 3.40 montre que c'est généralement le cas pour les laves du Misti, avec toutefois, le fait que la corrélation est particulièrement importante pour les produits rhyolitiques du "Misti 3". Le $^{143}Nd/^{144}Nd$, est négativement corrélé avec $\delta^{18}O$ (Fig. 3.40), ce qui conduit à la même conclusion : les laves du Misti, lors de leur mise en place, ont assimilé des composants crustaux, particulièrement important dans le cas des rhyolites de l'étape "Misti 3".

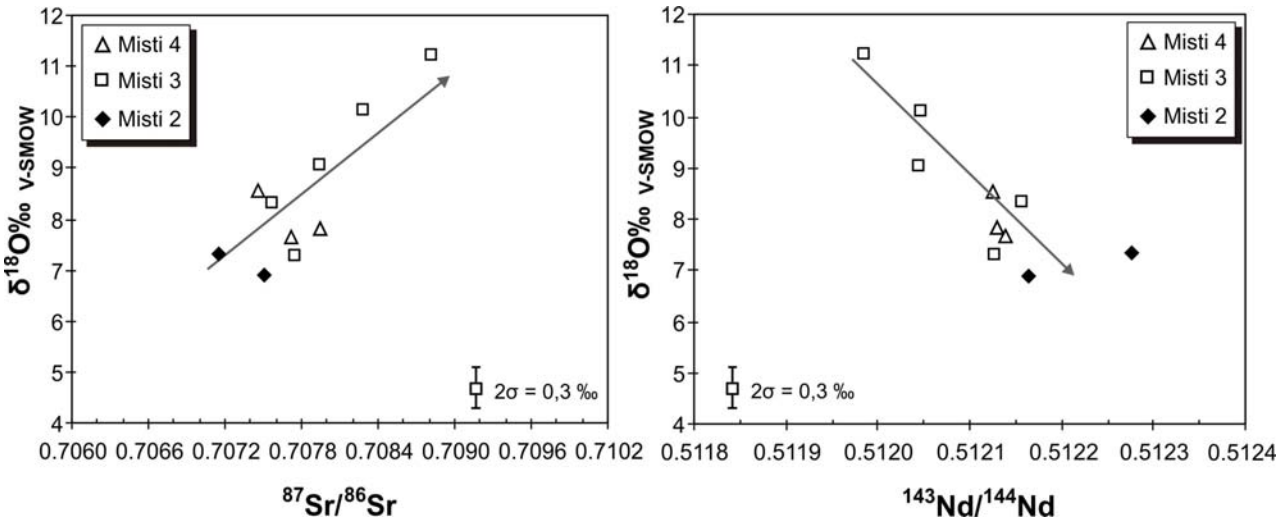


Figure 3.40 Diagrammes $\delta^{18}O$ *vs.* $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ *vs.* $^{143}Nd/^{144}Nd$ pour les roches du volcan Misti.

D'une manière plus générale, les études relatives à la genèse des magmas de l'arc plio-quaternaire au sud du Pérou (Harmon *et al.*, 1981 ; James, 1982, 1984 ; Vatin-Pérignon *et al.*, 1992 ; Delacour *et al.*, 2007) montrent que les magmas, lors de leur remontée vers la surface, sont souvent affectés par des processus de contamination et d'assimilation de l'encaissant à différents niveaux de la croûte. L'un des contaminants le plus souvent invoqués sont les "gneiss de Charcani" (Massif d'Arequipa) qui font partie du socle situé au-dessous de la Cordillère Occidentale des Andes au sud du Pérou (Tosdal, 1996 ; Loewy *et al.*, 2004). Ces roches forment une partie de la croûte moyenne et supérieure (Mamani *et al.*, 2008), localisée en-dessous du Misti. Ces gneiss possèdent des $\delta^{18}O$ élevées, de 10 et 12 ‰ (James, 1982). Ainsi, l'assimilation par les magmas d'une faible proportion de ce gneiss (ou d'un matériel crustal similaire) aura pour effet d'en augmenter les valeurs $\delta^{18}O$.

3.6.5 Signature adakitique ?

L'étude des éléments en trace a permis de mettre en évidence que les teneurs en HREE ($5,3<Yb_N<8,9$) et Y (9,4 - 17 ppm) de l'ensemble des roches du volcan Misti sont modérées, et en tout état de cause, plus faibles que celles généralement observées dans les laves d'arc. Compte tenu des teneurs élevées en La et en Sr, il en résulte des rapports $(La/Yb)_N$ (12,4 – 30,3) et Sr/Y (34 – 79) eux aussi élevés, similaires à ceux des adakites (Martin, 1986, 1999 ; Drummond et Defant, 1990 ; Defant et Drummond, 1990 ; Peacock *et al.*, 1994), comme proposé par Legendre (1999) et Legros (2001).

Le diagramme $(La/Yb)_N$ *vs.* Yb_N (Martin, 1999 ; Fig. 3.41a) discrimine les roches de type adakitique des roches "strictement" calco-alcalines. Tous les échantillons du Misti se disposent dans la zone de recouvrement entre les deux domaines. De même, dans le diagramme Sr/Y=f(Y), les points se répartissent dans deux domaines.

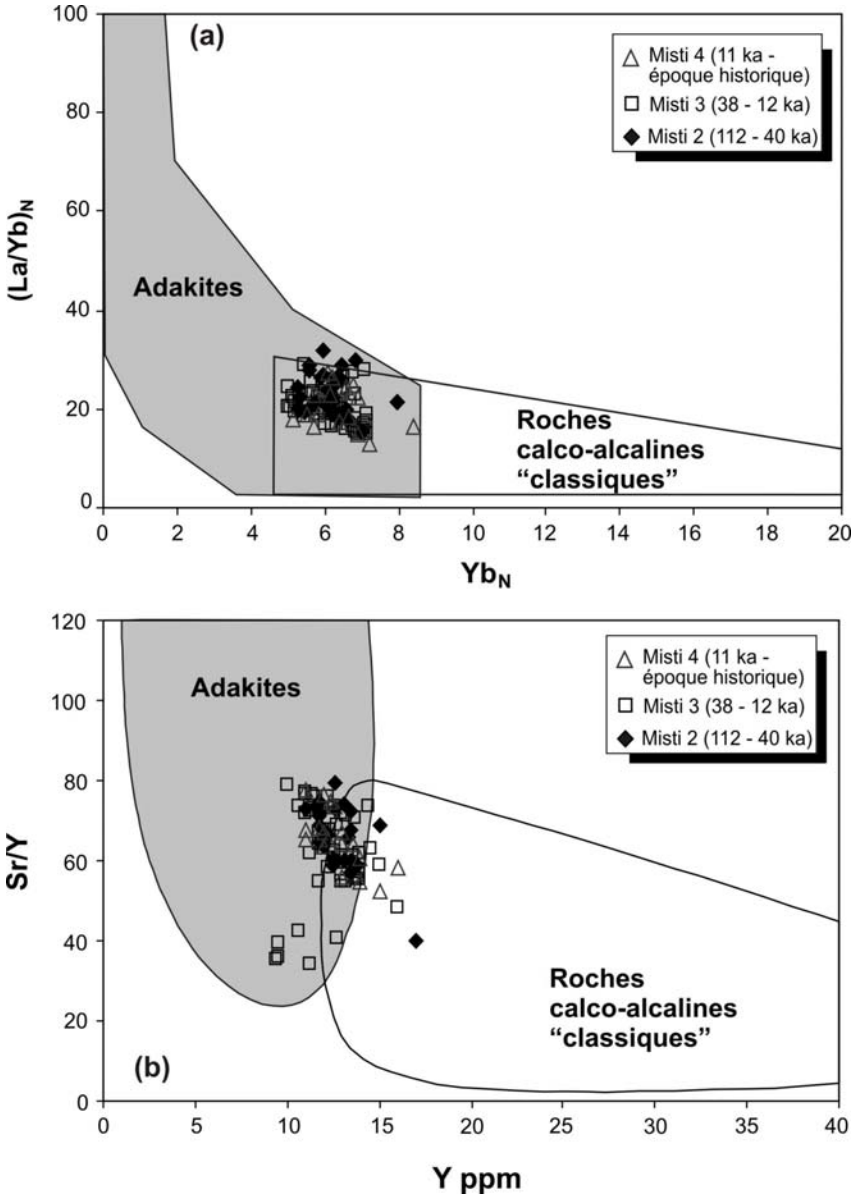


Figure 3.41. Diagrammes d'identification entre les séries calco-alcaline et adakitique.

Si ces deux diagrammes laissent penser à une affinité adakitique pour les laves du Misti, ils ne montrent en aucun cas un caractère franchement adakitique. La figure 3.34 montre que les teneurs en Y et en Yb n'évoluent pas au cours de la différenciation, car elles ne sont pas corrélées à SiO_2. Il peut en être conclu que le « caractère adakitique » ne peut en aucun cas être acquis par fractionnement de grenat lors de la cristallisation du magma. D'autre part, les faibles teneurs en silice des magmas les moins différenciés font que si ces roches ont un caractère

adakitique, celui-ci est plutôt d'adakites pauvres en silice (LSA ; Martin *et al.,* 2005), provenant de la fusion d'un manteau métasomatisé par des magmas acides, ces derniers pouvant provenir de la fusion de basaltes (Martin *et al.,* 2005) ou de sédiments (Laurent, 2009). Toutefois, compte-tenu du fait que la croûte océanique qui est subductée dans les Andes centrales est vieille (entre 40 et 50 Ma ; Sébrier et Soler, 1991) ; elle est donc froide et se déshydratera avant de pouvoir fondre. La genèse d'adakites HSA ou LSA semble donc assez improbable dans cet environnement.

Pour d'autres auteurs (Feeley et Hacker, 1995 ; Kay *et al.,* 1999 ; Haschke *et al.,* 2002 ; Thouret *et al.,* 2005 ; Delacour *et al.,* 2007 ; Sorensen et Holm, 2008 ; Mamani *et al.,* 2010) la présence de ces types de roches avec des affinités « adakitiques » peut refléter l'assimilation ou le mélange de magmas basaltiques "primaires ou parents" provenant du manteau avec des magmas engendrés par fusion de la base d'une croûte continentale très épaisse (65 à 70 km d'épaisseur) et dont le résidu de fusion contenait du grenat (± amphibole).

3.6.6 Evolution temporelle des magmas

Je me suis intéressé à l'évolution temporelle du magmatisme et du volcanisme du Misti. La figure 3.42 présente l'évolution temporelle de certains paramètres (teneurs en éléments majeurs, ainsi que les rapports d'éléments en traces et d'isotopes de Sr et O) en fonction de l'âge de mise en place. L'objectif est de mieux connaître les événements les plus récents, afin d'évoluer le comportement éruptif futur du Misti.

Dans le diagramme SiO_2 en fonction du temps, on observe une légère variation des teneurs entre les événements éruptifs successifs. En effet, dans l'étape "Misti 2" cette variation est comprise entre 58 et 63 wt% SiO_2. En revanche, dans l'étape "Misti 3" cette variation est plus importante, entre 57 et 74 wt% SiO_2. Dans l'étape "Misti 4", la légère variation est presque similaire à l'étape "Misti 2", comprise entre 57 et 63 wt% SiO_2. Dans cette dernière étape, les teneurs en SiO_2 montrent une légère diminution vers l'époque actuelle (< 1 ka). Par ailleurs, nous observons un comportement opposé pour le MgO en fonction du temps.

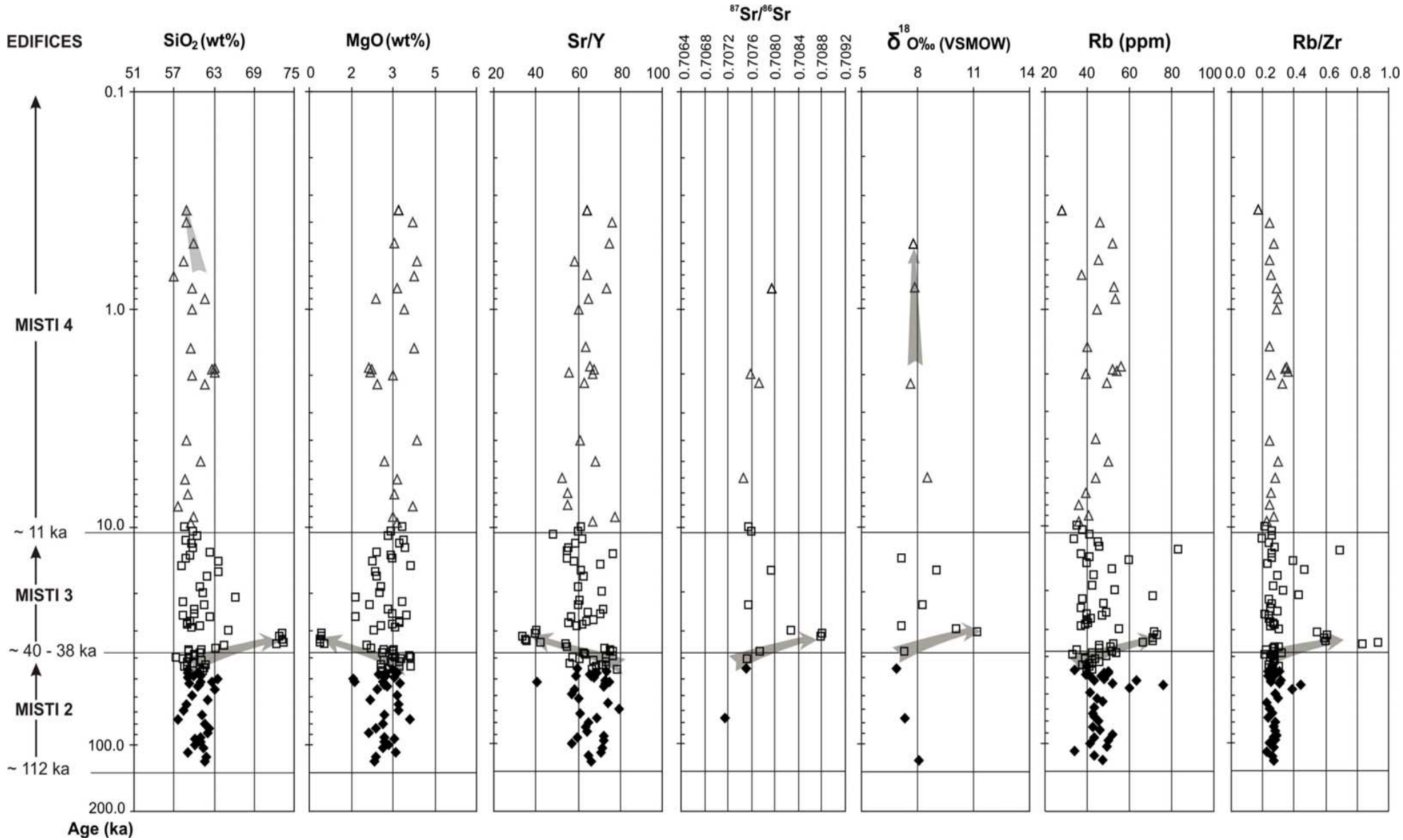


Figure 3.42. Variations de divers paramètres géochimiques en fonction du temps.

Dans le cas des éléments en trace, comme le Rb, en fonction du temps, les produits volcaniques montrent une variation plus ou moins importante des teneurs entre événement éruptifs successifs, plus marquée pour la fin de la période "Misti 2" et toute la période "Misti 3". Cette variation est aussi présente dans l'étape "Misti 4". Il faut noter aussi qu'il existe une légère diminution des teneurs en Rb vers la période actuelle. Les fortes teneurs de Rb sont corrélées dans certains cas avec les comportements de SiO_2 et des isotopes de Sr et O, ainsi qu'avec le rapport Rb/Zr.

Les rapports entre éléments incompatibles (par ex. Rb/Zr) et éléments compatibles (par ex. Sr/Y) montrent aussi une variation sensible des teneurs entre événement éruptifs successifs, avec des variations plus marquées pour la période "Misti 3".

Les rapports isotopiques de $^{87}Sr/^{86}Sr$ restent faibles depuis 112 ka jusqu'à 40 ka environ, et ensuite augmentent brusquement vers 34 et 31 ka, suite à la mise en place des quelques dacites et rhyolites (deux dépôts de retombées et un dépôt de coulée pyroclastique), ce qui suggère une forte contamination ou assimilation de matériaux crustaux pendant cette période. Après cette période, les rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ diminuent légèrement jusqu'à l'époque actuelle, mais sans retrouver les faibles valeurs initiales ("Misti 2").

Concernant les rapports $\delta^{18}O$ depuis 112 à 40 ka, les valeurs diminuent légèrement pour atteindre un minima, suggérant l'ascension de magmas peu contaminés. Puis les valeurs réaugmentent brusquement pour atteindre un maximun (11,2‰ V-SMOW) vers 34 et 31 ka. Ensuite les valeurs rediminuent légèrement et deviennent plus ou moins homogènes (7,6 - 7,8 ‰ V-SMOW) vers les produits les plus récents. Ceci est à mettre en relation avec les valeurs de Rb et du rapport Rb/Zr en fonction du temps, qui montrent une augmentation au cours de l'étape "Misti 3".

D'une manière générale, au cours de la dernière période éruptive nommée Misti moderne (<112 ka), certaines éruptions ont entraîné des changements importants dans la structure du volcan (formation de caldeiras ou grands cratères vers 45 - 40 ka, par exemple), ainsi que la mise en place de dépôts pyroclastiques très volumineux ou un changement majeur de styles éruptifs (*cf.* Chapitre 3.2). On pourrait donc s'attendre à priori, à observer des différences significatives dans la composition des produits émis. Or, la nature pétrologique et géochimique des laves et produits pyroclastiques demeure sensiblement constante au cours du temps. Seule la proportion des différents termes de la série varie sensiblement d'une éruption à l'autre. A grande échelle, la différence majeure est la présence de produits plus évolués (dacites et surtout rhyolites) entre 34 et 31 ka, ainsi qu'une plus grande dispersion des teneurs de Rb, SiO_2 et MgO, et du rapport Sr/Y,

$^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ pour les produits de la période "Misti 3". Comme cela a été discuté précédemment, ces variations assez rapides sur quelques ka ne peuvent pas être expliquées par le seul processus de cristallisation fractionnée en système fermé. Ceci implique donc que d'autres processus tels que l'assimilation, la contamination et/ou le mélange de magmas se superposent à la cristallisation. Au cours de l'évolution du volcan Misti, on note une très légère diminution de la teneur en SiO_2 et une augmentation de la teneur en MgO au cours des éruptions les plus récentes (déroulées au cours du dernier millénaire).

3.6.7 Conclusions de l'étude géochimique

- Globalement tous les produits du volcan Misti correspondent à des roches calco-alcalines modérément à fortement potassiques (56,9 – 73,6 wt% SiO_2 et 1,83 – 4,03 wt% K_2O).

- Malgré une activité fréquente et explosive (avec la mise en place de volumineuses ignimbrites et l'effondrement de caldeiras) au cours des derniers 112 ka, le Misti a émis des magmas dont la composition chimique (en éléments majeurs et en traces) est assez homogène, avec principalement des andésites et quelques dacites. Les produits les plus différenciés sont des rhyolites mises en place entre 34 et 31 ka ("Misti 3"). Il existe une lacune chimique entre 66 et 73 wt% SiO_2 propre au volcan Misti.

- Les LILE montrent un comportement incompatible.

- Le profil général des spectres de Terres Rares est semblable à celui des roches calco-alcalines plio-quaternaires de la CVZ, riches en Terres Rares légères (LREE) et relativement pauvres en Terres Rares lourdes (HREE), le rapport LREE/HREE étant par conséquent élevé.

- Le modeste appauvrissement en HREE et Y par rapport aux compositions calco-alcalines "classiques" des laves d'arc est une caractéristique constante de tous les produits du volcan Misti. Selon certains auteurs, ces caractéristiques pourraient refléter l'assimilation ou le mélange de magmas basaltiques parents provenant du manteau avec des magmas engendrés par la fusion de la base de croûte continentale très épaisse (65 à 70 km d'épaisseur) et dont le résidu de fusion contiendrait du grenat (± amphibole).

- La plupart des éléments majeurs et en trace montrent de claires corrélations avec la silice, en tant qu'indice de différenciation. Ceci reflète le rôle important joué par des processus

pétrogénétiques tels que la cristallisation fractionnée. Néanmoins un examen plus minutieux des données indique une évolution magmatique plus complexe. En effet, les teneurs en Ba, Th et dans une moindre mesure de Na_2O, K_2O, Rb et Sr des andésites et de quelques dacites (57 à 64 wt% SiO_2), présentent une forte variabilité qui ne peut pas être d'origine analytique. Ces caractéristiques plaident en faveur d'autres processus que la cristallisation fractionnée en système clos, qui sont compatibles avec l'intervention de la contamination ou l'assimilation crustale lors de l'évolution des magmas du volcan Misti.

- Les roches du volcan Misti possèdent des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7071 - 0.7088) et des valeurs $\delta^{18}O$ (7,14 – 11,21‰ V-SMOW) élevés, ainsi que de très faibles rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.51198 - 0.51227), par comparaison avec les magmas calco-alcalins primitifs d'arcs. Ceci démontre que ces magmas ont été fortement affectés par des processus de contamination ou d'assimilation intra-crustale. De plus les valeurs assez élevés en $\delta^{18}O$ couplés avec les teneurs en SiO_2 et les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ plaident en faveur de ces processus.

3.7 Processus pétrogénétiques, origine et évolution des magmas

3.7.1 Introduction

Les études pétrographique et géochimique ont permis de déterminer précisément la nature des échantillons récoltés, ainsi que de définir une lignée de différenciation et de fournir des indices sur les mécanismes à l'origine de cette lignée. En particulier, on voit qu'à l'instar des roches volcaniques des volcans plio-quaternaires de la CVZ, celles du Misti ont non seulement subi une cristallisation fractionnée, mais aussi des mécanismes de mélange, de contamination et/ou d'assimilation crustale importante. En conséquence, l'objectif de cette partie consiste dans un premier temps à mettre en évidence la nature de ces différents processus, puis ensuite à tenter de les quantifier afin de déterminer quels ont été leurs rôles respectifs.

3.7.2 Cristallisation fractionnée

3.7.2.1 Arguments minéralogiques et géochimiques

La différenciation par cristallisation fractionnée semble avoir joué un rôle important dans l'évolution des magmas du volcan Misti. Cette affirmation s'appuie sur plusieurs critères pétrographiques : a) la texture fortement porphyrique de la plupart des échantillons ; b) composition modale variant en fonction du taux de différenciation ; c) la présence fréquente de zonages normaux dans les phénocristaux (feldspath plagioclase, clinopyroxène, olivine), lesquels témoignent de la participation efficace de la cristallisation fractionnée. Sur la base des observations pétrographiques il a pu être conclu que la série du Misti est contrôlée principalement par la cristallisation du plg + amp + ti-mt, avec des quantités mineures de pyroxènes, d'olivine et éventuellement d'apatite.

L'étude géochimique a montré que dans les diagrammes de Harker, certains éléments en trace (Sc, Cr, Ni) ne suivent pas une évolution linéaire mais au contraire dessinent une lignée brisée ou en courbe. Ceci montre que les mécanismes simples de mélange binaire ne sont pas les processus dominants à l'origine des lignées de différenciation, le processus prévalant devant être soit la fusion partielle, soit la cristallisation fractionnée.

La distinction entre la fusion partielle et la cristallisation fractionnée peut être faite en se basant sur le comportement contrasté des éléments compatibles au cours de ces deux processus. En effet, dans un diagramme reportant le logarithme d'un élément compatible en fonction du logarithme d'un élément incompatible, la cristallisation fractionnée, qui est un mécanisme appauvrissant efficacement le magma en éléments compatibles, engendrera une lignée évolutive à forte pente (sub-verticale), tandis que la fusion partielle produit des lignées à pente très faible (sub-horizontale). Dans les laves du Misti, les éléments les plus incompatibles lors de la différenciation sont les LILE, alors que le Cr, Co, Ni, Sc sont les plus compatibles. Reportées dans des diagrammes Log(Ni) *vs.* Log(Rb) et Log(Sc) *vs.* Log(Ba) (Fig. 3.43), les points représentatifs des laves du Misti se disposent selon des droites à forte pente. Ceci permet de conclure que ce n'est pas la fusion partielle, mais la cristallisation fractionnée qui est à l'origine des lignées de différenciation. Cette conclusion est en parfait accord avec les observations pétrographiques et minéralogiques. Je tenterai donc de quantifier les différents paramètres de ce mécanisme, à l'aide d'une modélisation géochimique.

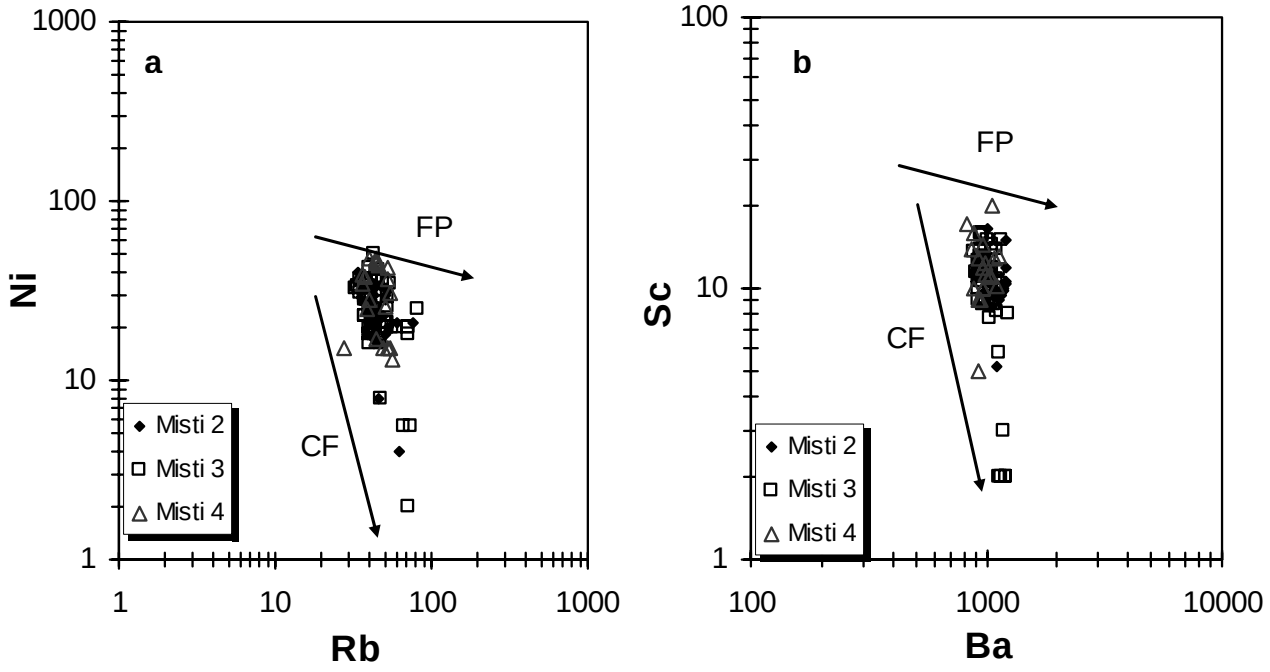


Figure 3.43 Diagrammes d'identification des processus de cristallisation fractionnée (CF) et fusion partielle (FP). a) Ni *vs.* Rb ; b) Sc *vs.* Ba.

Sur la base des observations pétrographiques, la série du Misti est contrôlée principalement par la cristallisation du plg + amp + ti-mt, avec des quantités mineures de pyroxènes, olivine et apatite. Afin de quantifier la cristallisation fractionnée un modèle est proposé : le fractionnement

d'un cumulat formé de *plg + ol + cpx + amp + ti-mt + ap* ou *plg + ol + cpx + amp + ti-mt*, pour reproduire la lignée évolutive observée dans les roches du volcan Misti.

Les produits de la période "Misti 3" montrent la gamme de différenciation la plus importante, leur teneur en SiO_2 évoluant de 57 à 74 wt% ; c'est donc cette série qu'il a été choisi de modéliser.

3.7.2.2 Modélisation géochimique

Cette modélisation a été effectuée en deux étapes.

1. Test de cristallisation fractionnée à l'aide des éléments majeurs

La composition modale des cumulats a été calculée à partir des teneurs en éléments majeurs, grâce au logiciel GENESIS (Teixeira, 1996). Ce dernier utilise l'algorithme défini par Stormer et Nicholls (1978) qui consiste en un simple bilan de masse :

$$Co = F = CL + (1-F)\ Cs \qquad \text{(Eq. 3.1)}$$

Où **Co** représente la composition du liquide de départ, **CL** celle du liquide différencié, **Cs** celle du cumulat, **F** la fraction de liquide résiduel ($0 \leq F \leq 1$) et le taux de cristallisation **X** étant égal à (1-F). GENESIS utilise la méthode des moindres carrés pour ajuster **F** et **Cs**, afin de rendre compte du mieux possible des compositions **CL** et de **Co** (données). Pour cette modélisation les deux échantillons les moins différenciés (andésites) Mis-24 (58,6 wt% SiO_2) et Mis-0204ab (58,9 wt% SiO_2) ont été choisis comme possibles magmas parents, alors que l'échantillon le plus différencié (rhyolite) Mi-0508 (73,4 wt% SiO_2) a été sélectionné comme "roche fille". La composition des minéraux utilisés pour calculer la composition du cumulat sont celles des phénocristaux (analysés à la microsonde électronique) des laves du Misti. Toutes ces compositions sont présentées dans le tableau 3.5. La qualité du modèle est donnée par la somme des carrés des écarts existant entre la composition finale réelle et la composition finale calculée ($\sum r^2<1$). De manière arbitraire j'ai considéré que les modèles expliquaient correctement les données analytiques lorsque $\sum r^2<1$.

	Magma Parent (Co)		Roche fille (CL)	Phases minérales								
	MIS-24	**MIS-0204ab**	**MI-0508**	**cpx (1)**	**cpx(2)**	**plg (1)**	**plg (2)**	**ol**	**ti-mg**	**ap**	**amp (1)**	**amp (2)**
SiO_2	58.57	58.86	73.37	50.06	52.03	52.66	53.90	38.89	0.09	0.18	42.72	42.77
TiO_2	0.93	0.91	0.17	0.80	0.66	0.04	0.05	0.02	11.25	0.06	2.84	2.91
Al_2O_3	16.97	17.34	15.12	3.30	2.16	28.74	28.71	0.01	2.83	0.03	12.18	11.16
Fe_2O_3	6.82	6.75	1.52									
FeO				8.67	8.44	0.8	0.51	20.98	75.40	1.21	10.36	11.23
MnO	0.10	0.10	0.09	0.25	0.24	0.17	0.02	0.27	0.40	0.05	0.08	0.18
MgO	3.67	3.40	0.40	15.72	15.49	0.07	0.06	40.09	3.57	0.12	15.17	15.14
CaO	6.51	6.07	1.34	20.86	20.4	12.30	11.76	0.11	0.07	54.32	11.48	11.31
Na_2O	4.02	4.15	4.17	0.37	0.34	4.48	4.56	0.01	0.05	0.17	2.39	2.38
K_2O	2.07	2.12	3.68	0.00	0.02	0.29	0.35	0.01	0.01	0.01	0.67	0.60
P_2O_5	0.34	0.30	0.14							42.72	0.02	0.03

Tableau 3.5 Compositions des magmas parents et fille, et des minéraux susceptibles de fractionner utilisés dans le modèle de cristallisation fractionnée pour les roches du volcan Misti. Les abréviations des minéraux sont : cpx = clinopyroxène, plg = plagioclase, ol = olivine, ti-mg = titano-magnétite, ap = apatite, amp = amphibole.

Les résultats de la modélisation figurent dans le tableau 3.6. Les faibles valeurs $\sum r^2$ montrent le très bon ajustement du modèle aux données. Quel que soit le magma parent considéré, le cumulat se compose d'un assemblage de *plg* + *ol* + *cpx* + *amp* + *ti-mt* ± *ap* en accord avec la composition minéralogique et chimique des laves. Le taux de cristallisation est important ; il varie aux alentours de 50% (49 à 51%). Le plagioclase apparaît systématiquement comme la phase minérale la plus abondante dans le cumulat (>50% du cumulat).

Magma parent (Co)	Roche fille (CL)	Composition du cumulat (%)							
		cpx	**plg**	**ti-mg**	**ap**	**amp**	**ol**	**(1-f) en %**	$\sum r^2$
MIS-24	**MI-0508**	2,2	52,7	7,2	1,2	34,7	2,2	51%	0,170
MIS-0204ab	**MI-0508**	1,0	54,2	7,3		35,8	1,7	49%	0,297

Tableau 3.6 Résultats des bilans de masse pour les roches du volcan Misti. $\sum r^2$ = somme des carrés des écarts.

2. Test de cristallisation fractionnée à l'aide des éléments en traces

Dans un deuxième temps, le modèle calculé à partir des éléments majeurs a été testé à l'aide des éléments en traces. Pour ce faire, la composition modale du cumulat ainsi que le taux de cristallisation obtenu par la modélisation avec les éléments majeurs sont réintroduits dans le calcul du comportement des éléments en traces. Le modèle est calculé à partir de la formule de cristallisation de Rayleigh (1896) :

$$\mathbf{C_L = C_o * F^{(D-1)}} \qquad \text{(Eq. 3.2)}$$

C_L = composition du liquide final (roche fille)

C_o = composition du liquide initial (magma parent)

F = fraction de liquide résiduel ($0 \leq F \leq 1$) ; le taux de cristallisation X = (1-F)

D = coefficient de distribution général, défini par:

$$\mathbf{D} = \Sigma\, (\mathbf{X_i * K_D^{i/liq}}) \qquad \text{(Eq. 3.3)}$$

X_i = fraction du minéral i dans le cumulat ($\Sigma X_i = 1$),

$K_D^{i/liq}$ = coefficient de partage minéral i / liquide.

Les coefficients de partage minéral/liquide sont issus de plusieurs travaux expérimentaux effectués sur des liquides acides et intermédiaires. Pour l'amphibole j'ai utilisé les données de Sisson (1994), Klein *et al.* (2000) et d'une compilation réalisée par Martin (1987). Les coefficients de partage du clinopyroxène, olivine, plagioclase, titano-magnétite et apatite on été empruntés à Sisson (1991), Mahood et Hildreth (1983), Ewart et Griffin (1994), Nash et Crecraft (1985), Bacon et Druitt (1988) et à une compilation réalisée par Martin (1987). Ceux utilisés dans les modèles sont présentés dans le tableau 3.7.

Kd	Cpx	Amp (1)	Amp (2)	Plg	Ti-mt	Ap	Ol
La	0,31	0,74	0,4	0,4	0,22	28	0,01
Ce	0,50	0,5	0,5	0,27	0,26	35	0,02
Nd	1,40	1,24	1,1	0,19	0,3	61	0,0003
Sm	1,67	2,0	1,1	0,13	0,35	64	0,0048
Eu	1,56	1,1	2,0	1,90	0,26	30	0,01
Gd	1,85	1,8	1,8	0,13	0,28	64	0,0029
Dy	1,93	3,08	2	0,064	0,28	58	0,002
Er	1,3	2,6	1,9	0,055	0,22	40	0,062
Yb	3,0	2,1	1,9	0,11	0,24	22	0,03
Rb	0,03	0,07	0,026	0,04	0,18	0,0001	0,062
Ba	0,13	0,3	0,8	1,05	0,00001	2	0,02
Th	0,1	0,02	0,11	0,01	0,01		0,02
K	0,008	0,333	0,333	0,13	0,96	0,00001	0,0056
Nb	0,3	0,25	0,25	1,3	0,00001	0,00001	0,11
Sr	0,1	0,02	0,414	2,303	0,00001	0,00001	0,07
Zr	0,33	1,33	0,4	0,15	0,00001	0,64	0,02
Ti	0,78	3,2	4,2	0,019	1,5	0,00001	0,019
Y	1	2,6	4	0,51	0,0001	0,00001	0,018
V	1,3	17	6	0,07	8,6	0,00001	0,08

Tableau 3.7. Coefficients de partage utilisés dans la modélisation géochimique de la cristallisation fractionnée. Cpx = clinopyroxène, Plg = plagioclase, Amp = amphibole, Ti-mg = titano-magnétite, Ap = apatite, Ol = olivine.

Pour la modélisation du comportement des éléments en traces, deux cumulat ont été pris en compte, le premier constitué d'un assemblage *plg + ol + cpx + amp + ti-mt + ap* et le second formé de *plg + ol + cpx + amp +ti- mt*, afin de reproduire la lignée évolutive des produits du "Misti 3".

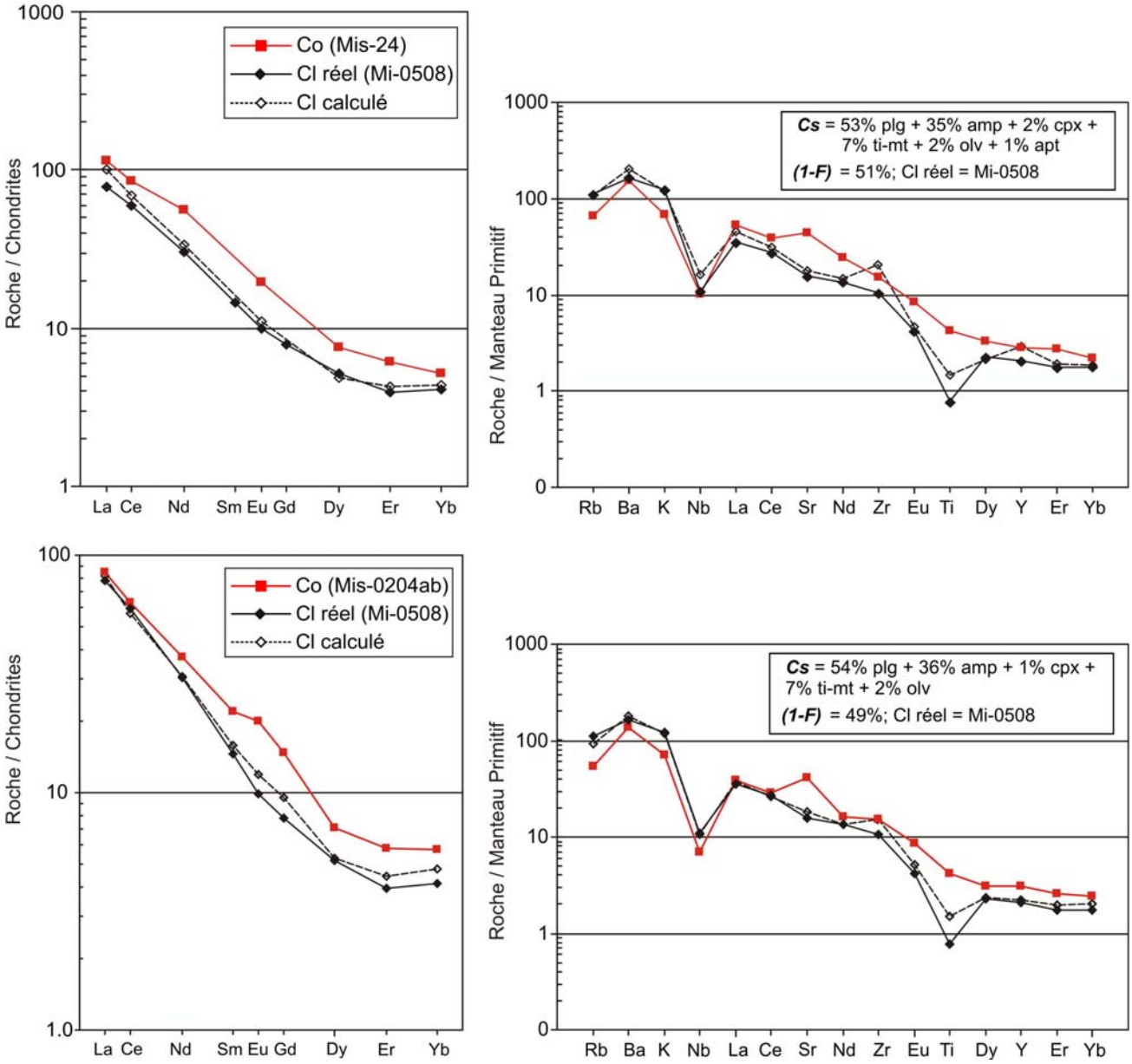


Figure 3.44 Spectres des terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) et diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montrant les compositions des magmas parents et filles et celles résultant de la modélisation avec différents paramètres suivant la composition modale du cumulat et le taux de cristallisation (Tableau 3.6).

Dans le deux cas les modèles calculés rendent compte de manière presque satisfaisante des teneurs en Terres Rares des rhyolites du « Misti 3 » (Fig. 3.44). Il en est de même pour les autres éléments en traces, bien que de petits écarts entre modèle et données puissent être observés. C'est par exemple le cas de Zr qui, dans les modèles, affiche une légère anomalie positive, inconnue dans les laves du Misti. Toutefois, la prise en compte d'une petite quantité d'une phase accessoire comme le zircon, permettrait aisément de « faire disparaître » cette anomalie positive.

Cet ajustement presque satisfaisant, ne doit pas faire oublier, que certains marqueurs isotopiques ($^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $\delta^{18}O$) montrent sans équivoque que des mécanismes de contamination et d'assimilation crustale se sont superposés à la cristallisation fractionnée.

3.7.3 Contamination crustale – AFC (Assimilation – Cristallisation Fractionnée)

La plupart des études géochimiques effectuées sur des roches de l'arc volcanique plio-quaternaire péruvien indiquent que l'assimilation crustale joue un rôle très important (>10-15%) dans l'évolution des magmas depuis les andésites basiques jusqu'aux rhyolites (James, 1982 ; Barreiro et Clark, 1984 ; Thorpe *et al.*, 1984 ; Vatin-Pérignon *et al.*, 1992 ; Thouret *et al.*, 2005 ; Delacour *et al.*, 2007). Tous ces auteurs mettent en relation l'importance de la contamination crustale avec l'importante épaisseur de la croûte continentale. Ces résultats sont essentiellement fondés sur des études isotopiques de Sr, Nd, Pb et O. Toutefois la nature exacte des mécanismes et les niveaux structuraux où a eu lieu l'assimilation restent encore sujet à controverse (Delacour *et al.*, 2007 ; Sorensen et Holm, 2008).

Dans le cas des édifices de l'arc volcanique calco-alcalin et du volcan Misti, les systèmes isotopiques (Sr, Nd, O) mettent en évidence le rôle de l'assimilation ou contamination en raison de l'importante contraste compositionnel existant entre le socle de la Cordillère occidentale (notamment les gneiss de Charcani) et les produits volcaniques. En effet, les diagrammes $^{87}Sr/^{86}Sr$ *vs.* SiO_2 (Fig. 3.38), $^{87}Sr/^{86}Sr$ *vs.* $^{143}Nd/^{144}Nd$ (Fig. 3.37) ou $\delta^{18}O$ *vs.* $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fig. 3.40) montrent des corrélations linéaires. Compte-tenu de ces évolutions, on peut avoir une idée qualitative de la composition du contaminant crustal, qui doit avoir des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ élevés ainsi qu'un $^{143}Nd/^{144}Nd$ bas.

3.7.3.1 Contaminants potentiels

Malheureusement au cours de notre travail nous n'avons pas trouvé de xénolite crustal dans les laves du Misti. Cependant, ce volcan repose sur un socle principalement constitué des "gneiss de Charcani" (Massif d'Arequipa). Il s'agit d'une granulite d'âge protérozoïque, qui affleure à l'ouest de la Cordillère Occidentale et dessous l'Altiplano bolivien (Tosdal, 1996 ; Loewy *et al.*, 2004). Ceci indique qu'elle est aussi dessous l'arc volcanique calco-alcalin au sud du Pérou (Harmon *et al.*, 1981). De nombreux chercheurs étudiant la pétrogenèse des laves de la CVZ (James, 1982 ; Wilson, 1989 ; Boily *et al.*, 1989, 1990 ; Vatin-Pérignon *et al.*, 1992) ont

considéré les "gneiss de Charcani" comme étant le contaminant crustal potentiel des magmas de l'arc.

Plusieurs travaux ont trait à l'origine (Wasteneys *et al.*, 1995 ; Tosdal, 1996 ; Loewy *et al.*, 2004) et à la composition chimique des "gneiss de Charcani" (James, 1982 ; Wilson, 1989 ; Boily *et al.*, 1989 ; Boily *et al.*, 1990). Ces compositions des contaminants probables sont présentées dans le tableau 3.8.

	Croûte Supérieure (Granitique)	Croûte Inférieure (Granulitique)	Gneiss de Charcani	Gneiss de Charcani PE-37	Gneiss de Charcani (MI1808)	Magma parent
Référence	(1)	(1)	(2)	(3) et (4)	(5)	(4)
Rb			150	112 – 120		20
Sr	160	104	150	221 – 250	320	400
Ba				1700		300
La				63		3
Ce					65,1	
Nd	31	40	36	45,8	41	8
Sm				8,7	9,2	2
Eu					1,7	
Gd					9,0	
Dy					9,7	
Er					5,7	
Yb				3	5	1
Nb					17,8	
Y					56,8	
Zr				103 - 239		66
Th				15		0,5
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,73690	0,71700	0,7440			
εSr	459.9	177.4		+396		-10
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0,51212	0,51071	0,5115			
εNd	-10.10	-37.61		-21,4		+8
$\delta^{18}O$			10 (7,5 – 12,6)			

Tableau 3.8. Compositions chimiques et isotopiques des contaminants probables, et le magma parent utilisé dans la modélisation géochimique. Références : (1) Faure (1977) ; (2) James (1982) ; (3) Boily *et al.* (1989) ; (4) Boily *et al.* (1990) ; (5) Cette étude (gneiss de Charcani, Arequipa).

Etant donnée l'importance de l'épaisseur de la croûte continentale des Andes au sud du Pérou (65 km d'épaisseur environ), on peut penser à deux autres contaminants potentiels, à savoir la croûte inférieure qui n'est pas accessible ici, mais dont il existe des données sur la composition chimique (*cf.* Faure, 1977) et sur la croûte supérieure granitique. Ce sont des compositions moyennes de croûte continentale supérieure et inférieure (Faure, 1977) qui ont été prises en compte ici.

3.7.3.2 Modélisation du processus

De manière générale, la cristallisation ne fractionne pas de manière significative les rapports isotopiques. En conséquence, dans le cas qui nous intéresse, des paramètres tels que les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $\delta^{18}O$ ne seront sensibles qu'aux mécanismes de contamination, dont ils seront d'excellents marqueurs. La modélisation procédera donc en deux étapes : la première consistera, à l'aide des ε_{Nd} et ε_{Sr}, à quantifier le taux de contamination ainsi que la nature du contaminant ; la seconde consistera à intégrer ces résultats dans un modèle plus complet d'assimilation – cristallisation fractionnée (AFC).

1. Première étape : quantification de la contamination à partir des données isotopiques (i.e. ε_{Nd} et ε_{Sr}). La modélisation sera basée sur l'équation de De Paolo et Wasserburg (1979) qui décrit le mélange simple entre deux pôles (magma parent et contaminant). Pour cela, la composition isotopique du Sr et du Nd des échantillons ont été rapportées à la composition isotopique actuelle d'un réservoir uniforme chondritique (CHUR). Les paramètres ε_{Nd} et ε_{Sr} sont définis comme suit :

$$\varepsilon_{Sr} = \frac{^{87}Sr/^{86}Sr_{\,Ech}}{^{87}Sr/^{86}Sr_{\,CHUR}} - 1 * 10^4 \qquad \text{avec} \quad ^{87}Sr/^{86}Sr_{CHUR} = 0{,}7045$$

$$\varepsilon_{Nd} = \frac{^{143}Nd/^{144}Nd_{\,Ech}}{^{143}Nd/^{144}Nd_{\,CHUR}} - 1 * 10^4 \qquad \text{avec} \quad ^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR} = 0{,}512638$$

Rapports isotopiques (ε_{Nd} ou ε_{Sr}) :

$$\varepsilon_l = [(\varepsilon_o * C_o*X_o) + (\varepsilon_a*C_a*(1-X_o))] / [C_o*X_o + C_a*(1 - X_a)] \qquad \text{(Eq. 3.4)}$$

$\varepsilon_l = \varepsilon_{Nd}$ ou ε_{Sr} de mélange

$\varepsilon_o = \varepsilon_{Nd}$ ou ε_{Sr} du magma de départ

$\varepsilon_a = \varepsilon_{Nd}$ ou ε_{Sr} du contaminant

C_o = concentration de l'élément dans le magma initial

C_a = concentration de l'élément dans le contaminant

$(1-X_o)$ = taux de contamination

2. Seconde étape : modélisation du processus d'assimilation – cristallisation fractionnée (AFC) avec les paramètres de la cristallisation fractionnée, plus le taux de contamination estimé auparavant. Ce processus nous permet de faire intervenir une assimilation de matériel encaissant dans un réservoir en cours de différenciation. Les équations utilisées sont celles de De Paolo (1981) :

Eléments en traces:

$$\frac{C_1}{C_o} = F^{-z} + \left(\frac{r}{r-1}\right) * \frac{C_a}{zC_o} * (1 - F^{-z}) \qquad \text{(Eq. 3.5)}$$

Cl = concentration de l'élément dans le liquide final
Co = concentration de l'élément dans le liquide initial
(1-F) = taux de cristallisation
Ca = concentration de l'élément dans le contaminant

$$z = (r+D-1)/(r-1)$$

D = coefficient global de distribution (le même que pour la cristallisation fractionnée)

$$r = Ma/Mc$$

Ma = masse du matériel assimilé
Mc = masse fractionnée effectivement séparée du magma

3.7.3.3 Application aux produits du Misti

1. Processus de mélange simple entre deux pôles

La figure 3.45 est un diagramme ε_{Nd} *vs.* ε_{Sr} montrant les courbes de mélange entre un pôle mantellique et plusieurs contaminants potentiels. Le pôle mantellique est celui proposé par Boily *et al.* (1990) ; il s'agit d'un magma provenant de la fusion partielle du coin mantellique légèrement enrichi en LILE. Les trois contaminants correspondent à des compositions moyennes de la croûte continentale supérieure et inférieure (Faure, 1977), ainsi qu'au socle de la Cordillère occidentale, à savoir le "gneiss de Charcani" (James, 1982 ; Wilson, 1989 ; Boily *et al.*, 1989 ; Boily *et al.*, 1990). Ce dernier fait partie de la croûte moyenne et/ou supérieure sur laquelle repose le volcan Misti.

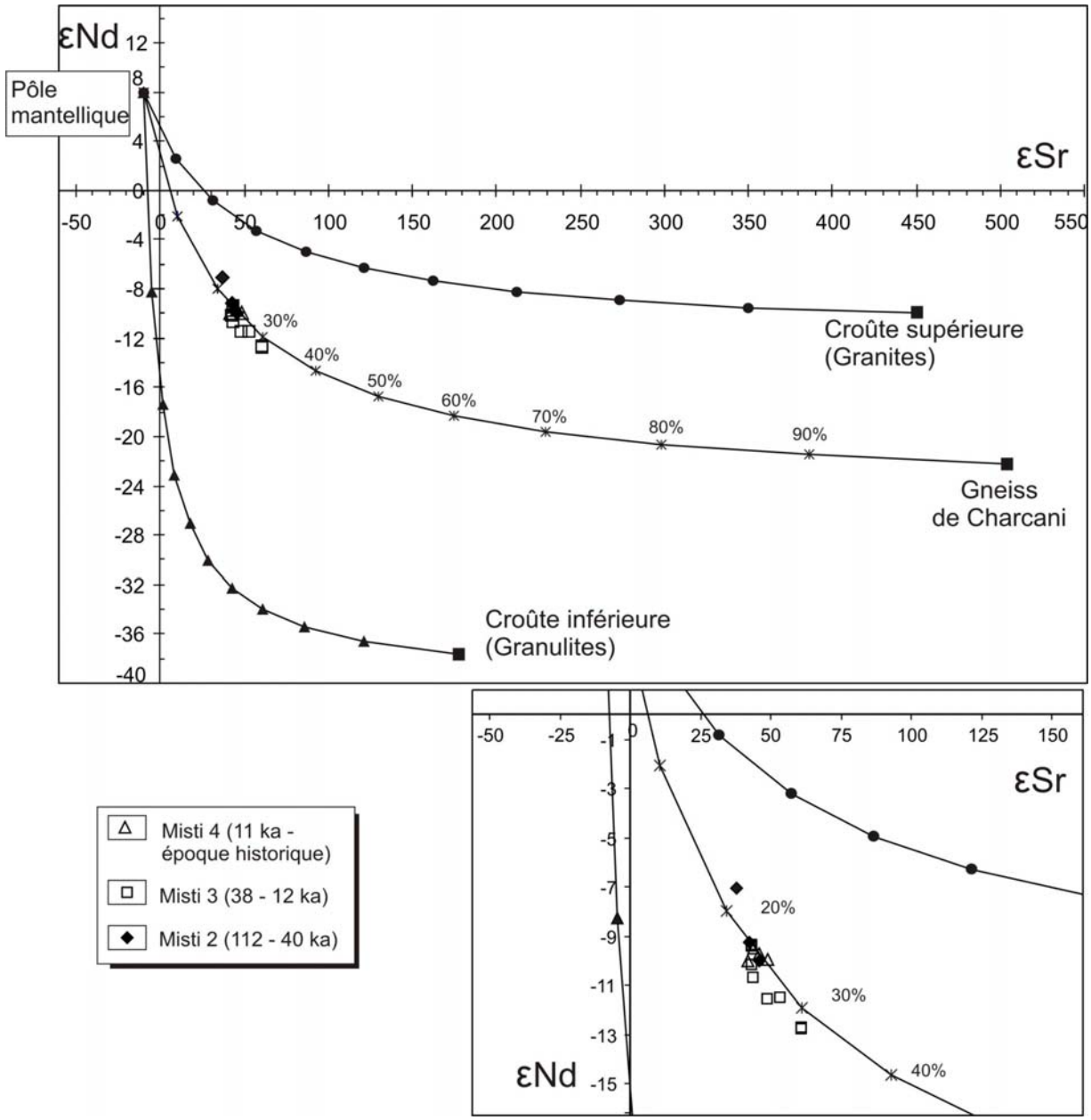


Figure 3.45 Diagramme de mélange ε_{Nd} *vs.* ε_{Sr} entre un pôle mantellique et différents contaminants crustaux, montrant l'évolution théorique en cas de contamination des roches du volcan Misti par différents contaminants. La composition du pôle mantellique (Boily *et al.*, 1990), ainsi que du gneiss de Charcani (James, 1982) et la composition de la croûte continentale moyenne et inférieure (Faure, 1977) sont présents. Chaque symbole, triangle, cercle ou étoile, indique un pas de contamination de 10 %.

Parmi les trois contaminants potentiels, seul le "gneiss de Charcani" permet de rendre compte de la composition isotopique des laves du Misti. En effet le modèle s'ajuste très bien aux données pour un taux de contamination crustal de 20 à 30%. Ces résultats attestent du rôle important joué par la contamination crustale dans la genèse des laves du Misti. Par ailleurs, les autres courbes entre le pôle mantellique et les roches de la croûte supérieure (roches granitiques) et de la croûte inférieure (granulites) ne rendent pas compte du mélange.

Il faut remarquer que pour représenter le pôle mantellique on a essayé de prendre la roche la moins différenciée du sud du Pérou (andésite basaltique à olivine des volcans monogéniques d'Andahua-Orcopampa et Huambo ; Delacour *et al.*, 2007), mais malheureusement elle ne rend pas compte du mélange. Ceci est probablement du au fait que ce magma a déjà été contaminée par la croûte, dont les caractéristiques géochimiques sont similaires à celles des gneiss de Charcani (Delacour *et al.*, 2007). Dans le cinquième chapitre on prendra en compte la composition chimique de ces roches, pour essayer de définir la genèse et l'évolution de magmas des volcans Misti et de l'Ubinas.

Après la modélisation d'un mélange simple entre un pôle mantellique et un pôle crustal, à partir des données isotopiques, un deuxième processus, au sein duquel la cristallisation fractionnée et l'assimilation crustale (AFC) participent en même temps, a été testé.

2. Processus d'assimilation-cristallisation fractionnée (AFC)

Le calcul du modèle AFC reprend bien évidemment tous les paramètres liés à la cristallisation fractionnée et établis dans le § 3.7.2.1 : composition des magmas parents et de roches filles (andésite Mis-0204ab et rhyolite Mi-0508), composition modale du cumulat, le taux de cristallisation et les coefficients de partage. Ainsi, le cumulat fractionnant est composé de *plg+cpx+amp+ol+ti-mt* et le taux de cristallisation est fixé à 50%. Le seul paramètre que l'on fait varier est r : rapport masse assimilée/masse cristallisée. Le contaminant utilisé est le "gneiss de Charcani".

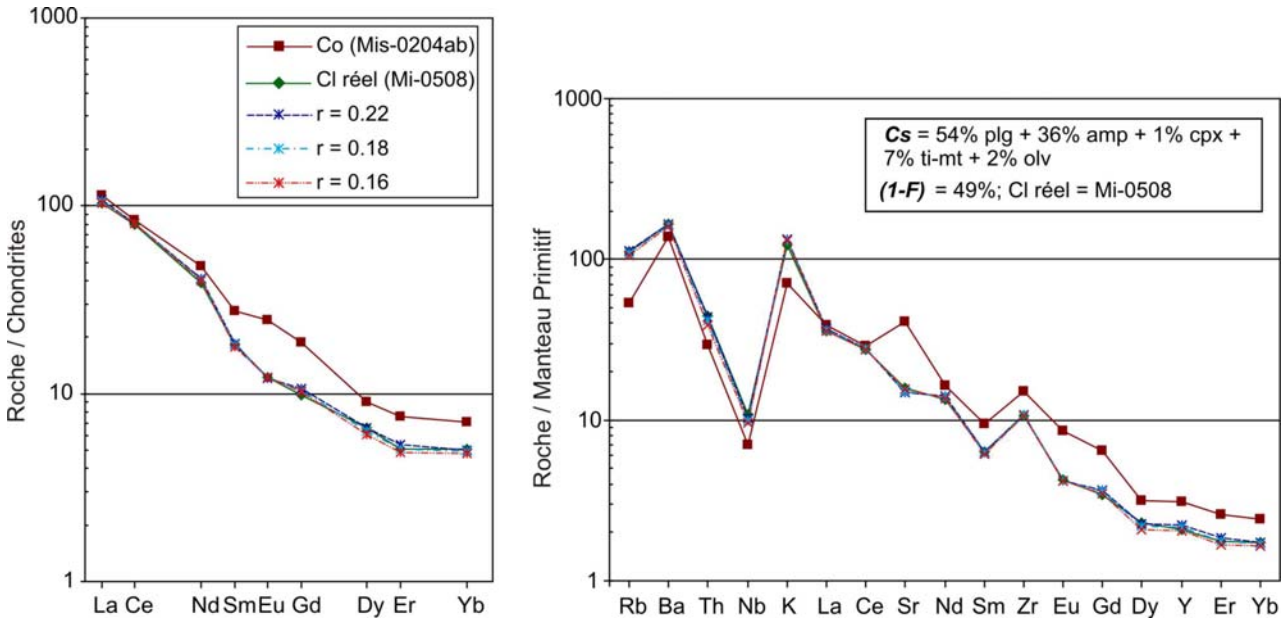


Figure 3.46 Spectres de terres rares et diagramme multi-éléments montrant les résultats des calculs d'AFC pour plusieurs pourcentages d'assimilation du contaminant « gneiss de Charcani » dans l'évolution des roches du Misti. Co, Cl, (l-F) et la composition modale du cumulat obtenus lors de la modélisation de la cristallisation fractionnée. r = rapport entre la masse de matériel assimilé et la masse de matériel fractionné.

La figure 3.46 présente les spectres des terres rares et les diagrammes multi-éléments qui comparent les compositions prédites par le modèle d'AFC et les données analytiques. Il apparaît que le modèle s'ajuste parfaitement bien aux données pour un rapport masse assimilée/masse cristallisée (r ≤0,22), correspondant à un taux d'assimilation ≤14%. Il est évident que les prédictions du modèle sont bien meilleures dans le cas d'une AFC que dans le cas d'une simple cristallisation fractionnée. D'après ces résultats, on admet que le contaminant testé ("gneiss de Charcani") correspond à un contaminant réel, lequel est plus riche en $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$.

3.7.3.4 Rôle de la contamination crustale ou AFC

Comme cela a été discuté auparavant, les valeurs très élevées de $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ des roches les plus évoluées (dacites et rhyolites) du volcan Misti ne peuvent pas être expliquées par un simple processus de cristallisation fractionnée à partir des andésites. En effet, d'après la modélisation, il apparaît clairement que d'autres processus comme l'AFC jouent un rôle très important dans l'évolution des magmas, ce qui peut expliquer l'augmentation des rapports de $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ au cours de l'évolution des magmas. D'après les calculs, des taux de cristallisation fractionnée et des taux d'assimilation variables (≤14%) peuvent participer à l'évolution depuis les andésites vers les rhyolites.

Toutefois, les taux de contamination crustale, même s'ils demeurent élevés, restent inférieurs à ceux calculés à partir des seuls isotopes (Fig. 3.45). Ceci vient du fait que l'AFC calcule la contamination à partir d'un magma de composition andésitique, c'est-à-dire d'un magma déjà différencié et contaminé, alors que les calculs effectués à partir des isotopes, l'ont été à partir d'un magma le moins différencié et le moins contaminé possible. Le fait que les produits moins évolués du Misti présentent des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ élevés indiquent que lorsqu'ils arrivent dans le réservoir superficiel ils sont déjà contaminés.

3.7.4 Conclusion de la modélisation géochimique

- La modélisation géochimique à l'aide des éléments majeurs, en traces et isotopes nous a permis de montrer que plusieurs types de mécanismes ont participé de manière conjointe à la pétrogenèse des magmas du volcan Misti. L'ensemble de ces mécanismes peut se résumer à une assimilation de la croûte continentale pendant la cristallisation fractionnée du magma (AFC). La modélisation a clairement permis de montrer que le contaminant était le "gneiss de Charcani" (Massif d'Arequipa), et que lors de la différenciation depuis les andésites jusqu'aux rhyolites, la contamination demeurait ≤14%. Cependant, lorsque l'on ne s'adresse non plus à des andésites mais à un pôle mantellique, ce taux de contamination passe à 20%. La cristallisation fractionnée, quant à elle correspond à l'extraction d'un assemblage minéral à *plg + ol + cpx + amp + ti-mt+ ap* pour un taux de cristallisation de ~50%.

3.8 Modèle pétrogénétique

Les produits émis par le volcan Misti au cours des derniers 112 ka représentent une large gamme depuis des andésites jusqu'à des rhyolites (56,9 – 73,6 wt% SiO_2). Ils appartiennent à une série calco-alcaline, moyennement à fortement potassique. Ces laves sont riches en éléments incompatibles avec des spectres de Terres Rares fractionnés (fort rapport LREE/HREE), et un enrichissement en LILE (K, Rb, Ba, Th) par rapport aux HFSE (Nb, Zr). D'après le comportement des éléments majeurs, en traces et des isotopes, et d'après le contexte géodynamique lié à la subduction, il est admis que ces magmas résulteraient essentiellement de la fusion partielle du coin de manteau métasomatisé par des fluides aqueux issus de la déshydratation de la croûte océanique subductée (Lefèvre, 1979 ; Legendre, 1999 ; Ruprecht et Wörner, 2007 ; Mamani *et al.,* 2010).

D'autre part, les caractéristiques isotopiques des laves du volcan Misti ($^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ élevés et $^{143}Nd/^{144}Nd$ bas) sont communes à tous les magmas de la CVZ. Parmi les modèles proposés afin d'en expliquer l'origine, on fait appel soit à une contamination ou une assimilation en base de croûte continentale dans une zone de MASH (Hildreth et Moorbath, 1988 ; Harmon et Hoefs, 1984 ; Davidson *et al.,* 1990 ; Thouret *et al.,* 2005 ; Delacour *et al.,* 2007), soit à une contamination ou assimilation par la croûte continentale pendant la remontée et le stockage près de la surface (James, 1984 ; Davidson *et al.,* 1990 ; Gerbe et Thouret, 2004).

En effet, les roches les moins différenciées du Misti présentent des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ très élevés par rapport aux magmas primitifs d'arc. Ceci suggère que les magmas ont été déjà contaminés avant de parvenir en surface par une composante crustale (croûte inférieure) ou qu'ils résultent de l'addition d'un composante crustal (sédiments) à la source de magmas. Dans certaines zones de subduction (par ex. l'arc volcanique des Marianes, Ito et Stern, 1986), une contamination à la source par des sédiments subductés a été considérée comme une alternative afin d'expliquer les $^{18}O/^{16}O$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ élevés, de type crustal, des andésites basiques. Cependant des travaux d'imagerie géophysique du fond marin (Thornburg et Kulm, 1987) ont montré qu'il n'y a pas de sédiment dans la fosse Pérou-Chili, face à la côte du sud du Pérou. Ceci est dû au fait que le climat, depuis 15 Ma, a été aride, ce qui implique que seules de petites quantités de sédiments continentaux ont été mobilisées, transportées et déposées sur le piedmont pacifique. En conséquence, l'incorporation de sédiments à la source mantellique ne peut pas être un processus important capable à lui seul d'expliquer la signature crustale des rapports $^{18}O/^{16}O$ et

$^{87}Sr/^{86}Sr$. Or, une variation de 6,2 à 6,9 ‰ $\delta^{18}O$ V-SMOW nécessiterait l'incorporation de plus de 20% de sédiments dans la source.

Comme cela a déjà été évoqué, les roches du Misti possèdent des teneurs en LREE et Sr élevés, mais des teneurs en Y et HREE un peu plus faibles que dans les magmas calco-alcalins « classiques » d'arc. Ces types de roches sont communes dans la plupart de volcans plio-quaternaires au sud du Pérou. Pour de nombreux auteurs (Kay *et al.,* 1999 ; Haschke *et al.,* 2002 ; Thouret *et al.,* 2005 ; Delacour *et al.,* 2007 ; Sorensen et Holm, 2008 ; Mamani *et al.,* 2010) ces caractéristiques peuvent refléter des processus d'assimilation ou mélange de magmas "parents" provenant du manteau avec des magmas engendrés (à haute pression), en base d'une croûte continentale épaisse (entre 65 et 70 km). Les faibles teneurs en Yb et Y résulteraient alors de la présence de grenat (± amphibole) dans le résidu de fusion de la croûte inférieure.

En résumé, sur la base des caractéristiques minéralogiques, géochimiques et isotopiques des laves récentes du volcan Misti acquises dans le cadre de cette thèse, un modèle pétrogénétique peut être proposé : les liquides de composition basique remontent vers une chambre magmatique crustale où ils subissent une différenciation de type AFC (assimilation – cristallisation fracctionnée). Les compositions en éléments en traces et isotopiques portent la signature du substratum protérozoïque ("gneiss de Charcani") dans lequel les magmas se sont probablement différenciés. L'importance de ce processus d'AFC semble augmenter entre 34 et 31 ka, comme en témoignent les valeurs élevées de $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ (type crustal) des produits les plus différenciés (rhyolites) du "Misti 3", par rapport aux valeurs des produits plus anciens ("Misti 2") et récents.

4. Genèse et évolution des magmas du volcan Ubinas depuis 370 000 ans

4.1 Cadre géologique et volcanologique

Le volcan Ubinas (16º22' S, 70º54' W ; 5672 m) appartient au segment nord de la zone volcanique des Andes Centrales (CVZ). Ce volcan est localisé ~40 km à l'arrière de l'arc des volcans actifs principaux. L'appareil volcanique a une forme conique dissymétrique, légèrement allongée du sud-est vers le nord-ouest (Fig. 4.1), car il est installé sur le rebord d'un plateau et en partie sur l'amont de la vallée du Río Ubinas. Le plateau (situé entre 4200 et 4400 m) est visible au pied des flancs nord et ouest. Il est constitué par des ignimbrites rhyolitiques soudées d'âge Oligo-Miocène (Groupe Tacaza) et des coulées de laves andésitiques du Mio-Pléistocène du Groupe Barroso (Marocco et del Pino, 1972), recouvert par des dépôts de cendres et lapilli liés à l'activité éruptive de l'Ubinas des dernières dizaines de milliers d'années. Les secteurs est et sud-est de l'appareil volcanique sont creusés par des ravines et par les vallées de Para et Ubinas (Fig. 4.1), où on retrouve des dépôts mis en place pendant l'histoire éruptive passée de ce volcan.

Figure 4.1 Vue du flanc sud du volcan Ubinas en Avril 2008. A 6 km au sud-est du cratère le village d'Ubinas compte environ 1500 habitants.

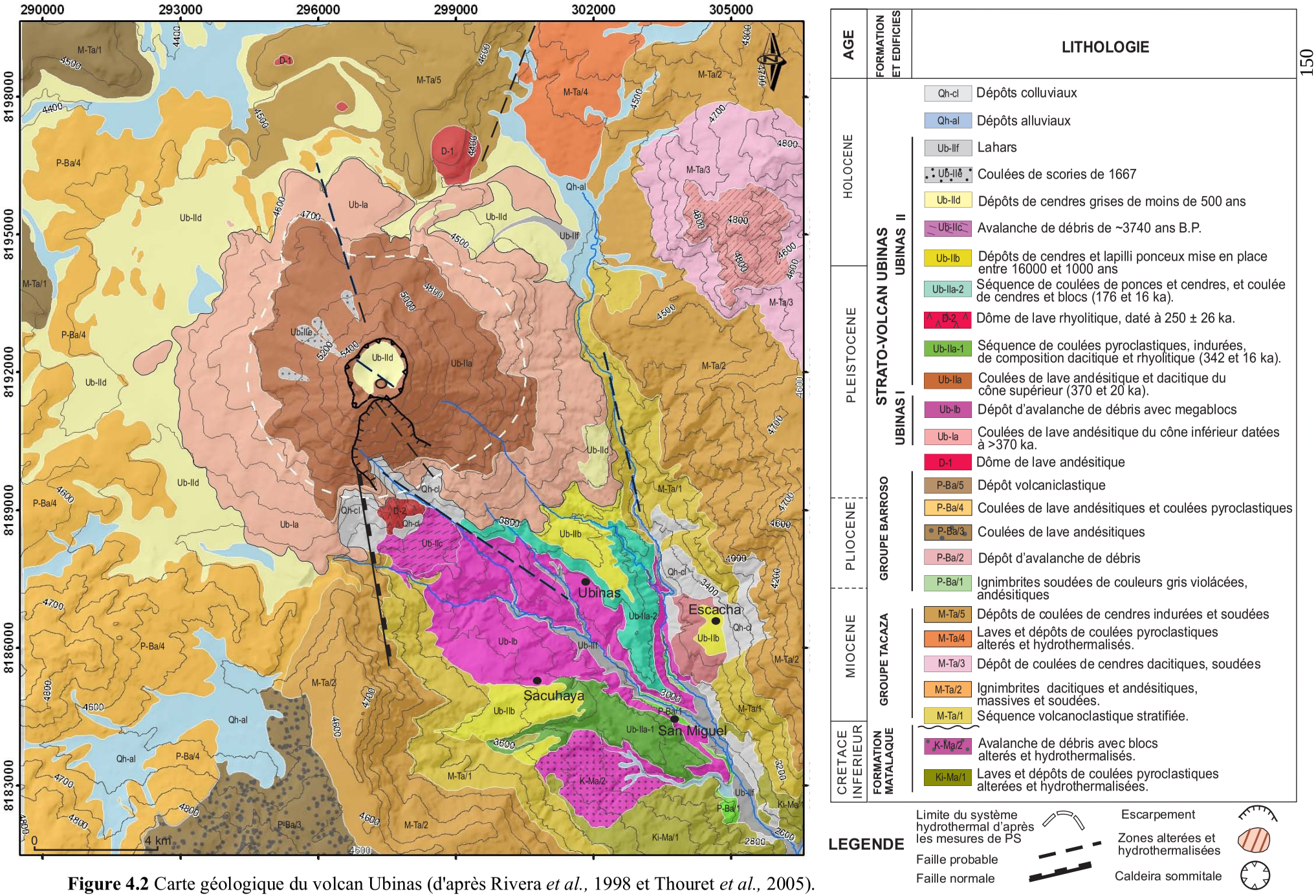


Figure 4.2 Carte géologique du volcan Ubinas (d'après Rivera *et al.,* 1998 et Thouret *et al.,* 2005).

Sur les piémonts de l'Ubinas, on distingue des coulées de lave faiblement inclinées (<15°). La partie supérieure du strato-cône est constituée par des coulées de lave à pentes fortes ≥40°. Sur le flanc sud du strato-cône on observe une cicatrice d'effondrement à pente très raide (Fig. 4.2). D'après ces critères morphologiques, on identifie deux appareils : l'un, ancien, nommé "Ubinas I" à faible pendage, et mis en place il y a plus de 370 ka (Thouret *et al.*, 2005). L'autre, plus récent repose au-dessus du précédent avec des pendages plus marqués, et nommé "Ubinas II", et s'est mis en place entre 370 et 20 ka environ (Fig. 4.2). Le sommet tronqué de l'Ubinas est situé à 5672 m d'altitude. Sur ses flancs reposent des dépôts de coulées de scories et de retombées pyroclastiques, produits par des éruptions explosives qui se sont succédé depuis ~20 ka. L'appareil volcanique *s.s.* a une hauteur de 1400 m, une surface basale de 45 km^2 environ, et un volume d'environ 56 km^3.

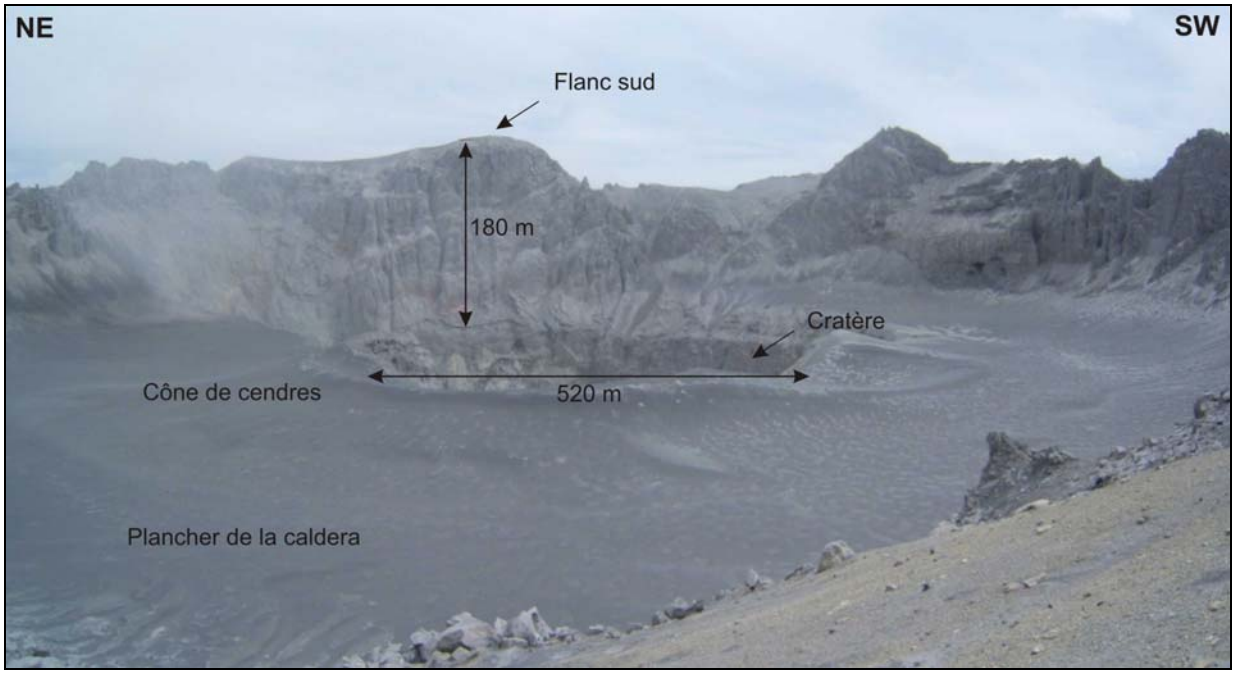


Figure 4.3 Vue de la caldeira sommitale du volcan Ubinas (Juillet 2008), où on distingue le plancher constitué de cendres, et vers le sud-est, le cratère de 520 m de diamètre environ.

L'Ubinas a une caldeira sommitale de forme presque elliptique, avec un axe d'orientation N-S et un diamètre maximal de 1,4 km (Fig. 4.3). Les parois de 120 m de hauteur moyenne de cette caldeira sont constituées par des laves partiellement altérées et hydrothermalisées à fracturation sub-verticale. Le plancher de la caldeira, localisé à 5380 m d'altitude, est constitué d'une importante séquence de lapilli fins et de cendres stratifiées d'environ 22 m d'épaisseur, qui recouvrent des coulées de lave hydrothermalisées. La caldeira est probablement le résultat de deux grands épisodes pliniens distincts survenus entre 20 et 7 ka, avec un effondrement de type "entonnoir" (*cf.* Lipman, 1997). Le cratère actif se situe près du mur sud-est de la caldeira. Il a

une profondeur de plus de 300 m, et montre des parois verticales constituées par des laves hydrothermalisées.

4.2 Stratigraphie, géochronologie et évolution du strato-volcan Ubinas depuis 370 000 ans

4.2.1 Introduction

Un étude géologique et stratigraphique de l'Ubinas a été menée depuis 1996 (c*f.* Rivera *et al.*, 1998 ; Thouret *et al.* 2005) avec la participation de nombreux chercheurs. La stratigraphie a été l'objet de nombreuses améliorations à partir de plusieurs campagnes de terrain, pendant lesquelles on a effectué des corrélations stratigraphiques, une carte géologique, et un échantillonnage aussi exhaustif que possible pour les études pétrologiques et géochimiques. L'interprétation sur l'évolution du volcan décrite par la suite est fondée sur les données de terrain et sur de quatre nouvelles datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ acquises au cours de ce travail de thèse.

4.2.2 Datations ^{40}Ar - ^{39}Ar

Quatre datations ^{40}Ar-^{39}Ar sur des minéraux ont été réalisées sous la direction de S. Scaillet au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement – Unité mixte de recherche CEA – CNRS, à Gif Sur Yvette. Les principes de cette méthode ainsi que la procédure de séparation des biotites et des verres sont résumés dans l'Annexe 2.4. On pourra se référer à Scaillet (1996, 2000) et Scaillet *et al.* (2008), pour la méthodologie détaillée.

a) Choix des échantillons

Nous avons effectué quatre datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur laves et quatre datations ^{14}C sur bois carbonisés trouvés sous des dépôts pyroclastiques récents (*cf.* Thouret *et al.*, 2005). Dans le but de mieux cerner l'évolution géologique de l'Ubinas, nous avons prélevés en avril 2008 six échantillons pour de nouvelles datations $^{40}Ar/^{39}Ar$: deux échantillons de la base du volcan, deux échantillons de la partie supérieure de l'appareil, et deux échantillons de coulées pyroclastiques. Deux de ces échantillons se sont révélés impropres à la datation, car excessivement contaminés par l'argon atmosphérique.

Afin de faciliter l'analyse et d'obtenir un âge convenable, plusieurs critères ont été pris en compte lors du choix des échantillons, surtout l'absence d'altération. Les échantillons choisis renfermaient des phénocristaux de biotite, susceptibles de contenir assez de potassium. Pour certains échantillons sans biotite, on a opté pour des analyses sur mésostase ou verre.

b) Résultats

L'analyse de l'argon relâché lors de chaque étape de fusion fournit une série d'âges pour un seul échantillon. Pour que la mesure soit valide, ces différents âges doivent être concordants. Les résultats obtenus lors de la manipulation des échantillons sont présentés dans le tableau 4.1 et sur les figures de 4.4 à 4.7.

Echantillon	**Age Intégré (ka)**		**Age Isochrone (ka)**	
	Age ±2 σ	N=10; MSDW/(N-1)	Age ±2 σ	N=10; MSDW/(N-2)
UBI-0687	269 ± 14	0,94	262 ± 76	1,08
UBI-0608	342 ± 14	0,41	316 ± 35	0,114
UBI-0658	33 ± 5	2,03	20 ± 10	0,37
UBI-0308	263 ± 13	0,84	176 ± 64	0,72

Tableau 4.1 Ages intégrés et isochrones ^{40}Ar-^{39}Ar obtenus pour les échantillons prélevés autour du volcan Ubinas. N = étapes ; MSDW = « Mean Square of Weighted Deviates ».

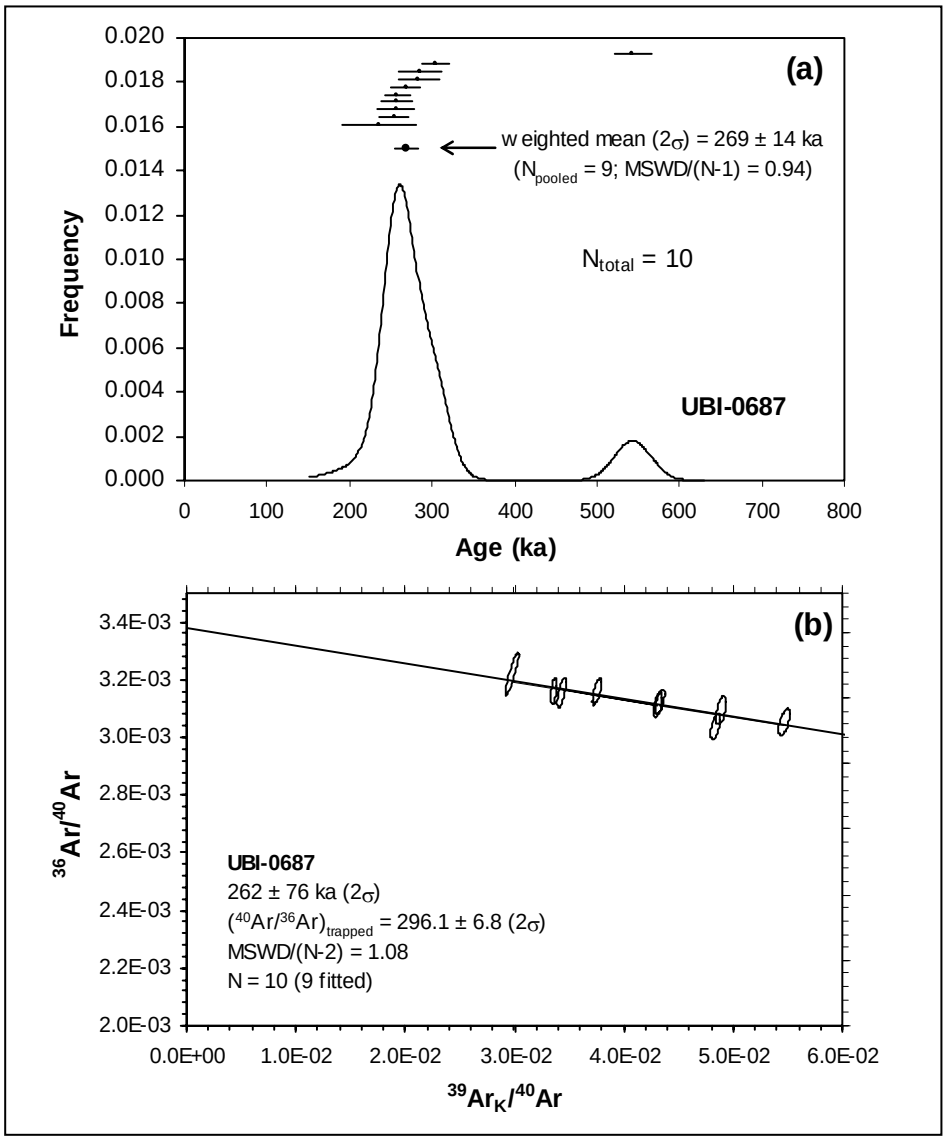


Figure 4.4 a) Diagrammes de distribution de fréquence d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ (avec une barre d'erreur 2σ, N=10) et **b)** d'âge isochrone pour l'échantillon Ubi-0687. L'isochrone incluant toutes les étapes de l'extraction est indiquée en noir.

L'échantillon Ubi-0687 (Fig. 4.4) correspond à une coulée de cendres et ponces mis en place à 8 km au sud-est du cratère. La datation a été effectuée sur des grains de biotite. Le calcul d'isochrone ne révèle pas la présence d'argon piège (par ex. $^{40}Ar/^{36}Ar$), ce qui donne un bon âge apparent ou intégré de 269 ± 14 ka.

Pour l'échantillon Ubi-0608 (Fig. 4.5) appartenant à une coulée de cendres et blocs rhyolitiques qui affleure à 9 km au sud-est du cratère, la datation a été effectuée sur des grains de biotite dont le comportement a été similaire à celui du premier échantillon. Dans ce cas, on a gardé aussi l'âge apparent de 342 ± 14 ka.

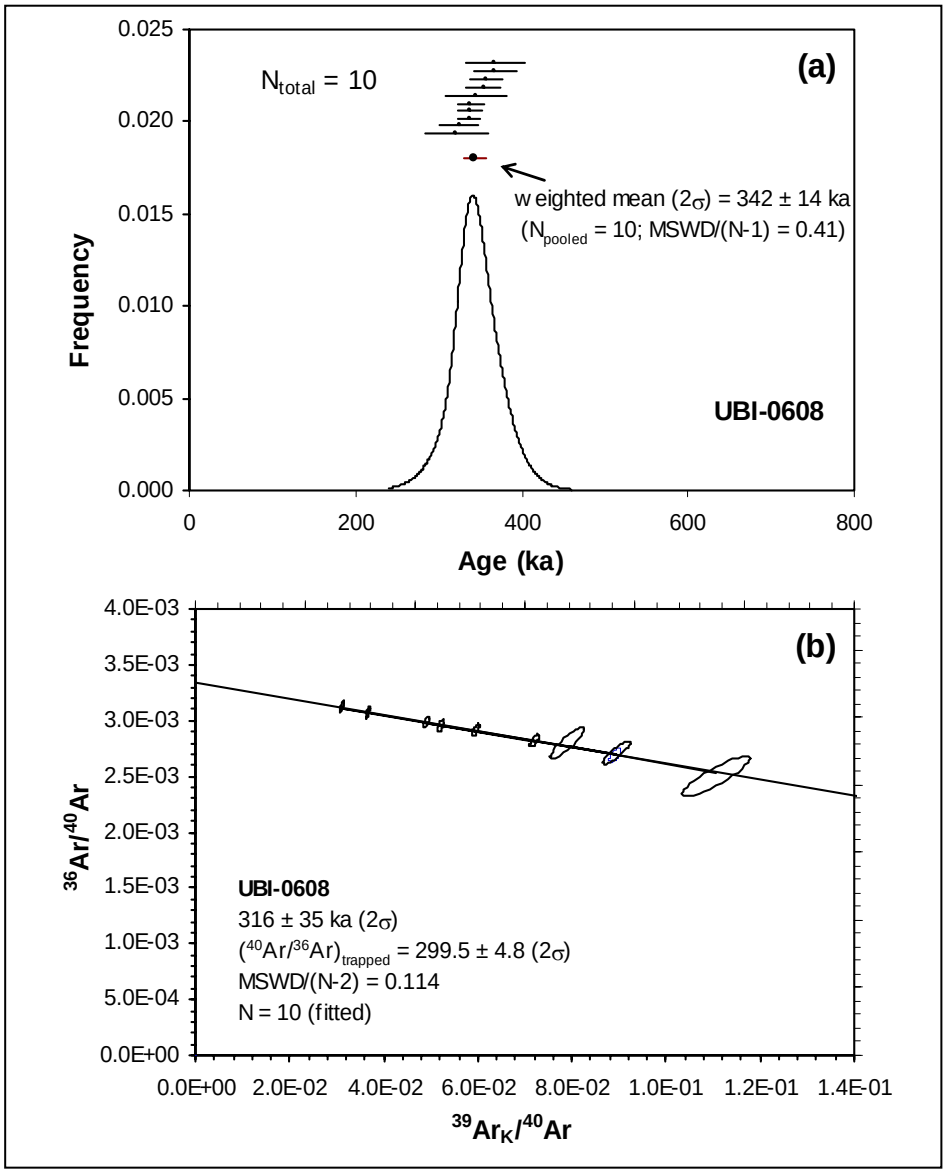


Figure 4.5 a) Diagrammes de distribution de fréquence d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ (avec une barre d'erreur 2σ, N=10) et **b)** l'âge isochrone pour l'échantillon Ubi-0608. L'isochrone incluant toutes les étapes de l'extraction est indiquée en noir.

L'échantillon Ubi-0658 (Fig. 4.6) correspond à une coulée de lave porphyrique du cône supérieur du volcan et dont le verre a été daté à 20 ± 10 ka (âge isochrone). Par ailleurs, l'échantillon Ubi-0308 correspond à une coulée de cendres et blocs qui affleure à 8 km au sud-est du cratère. Pour cet échantillon des grains de biotites ont été datée à 269 ± 14 ka (âge isochrone) (Fig. 4.7).

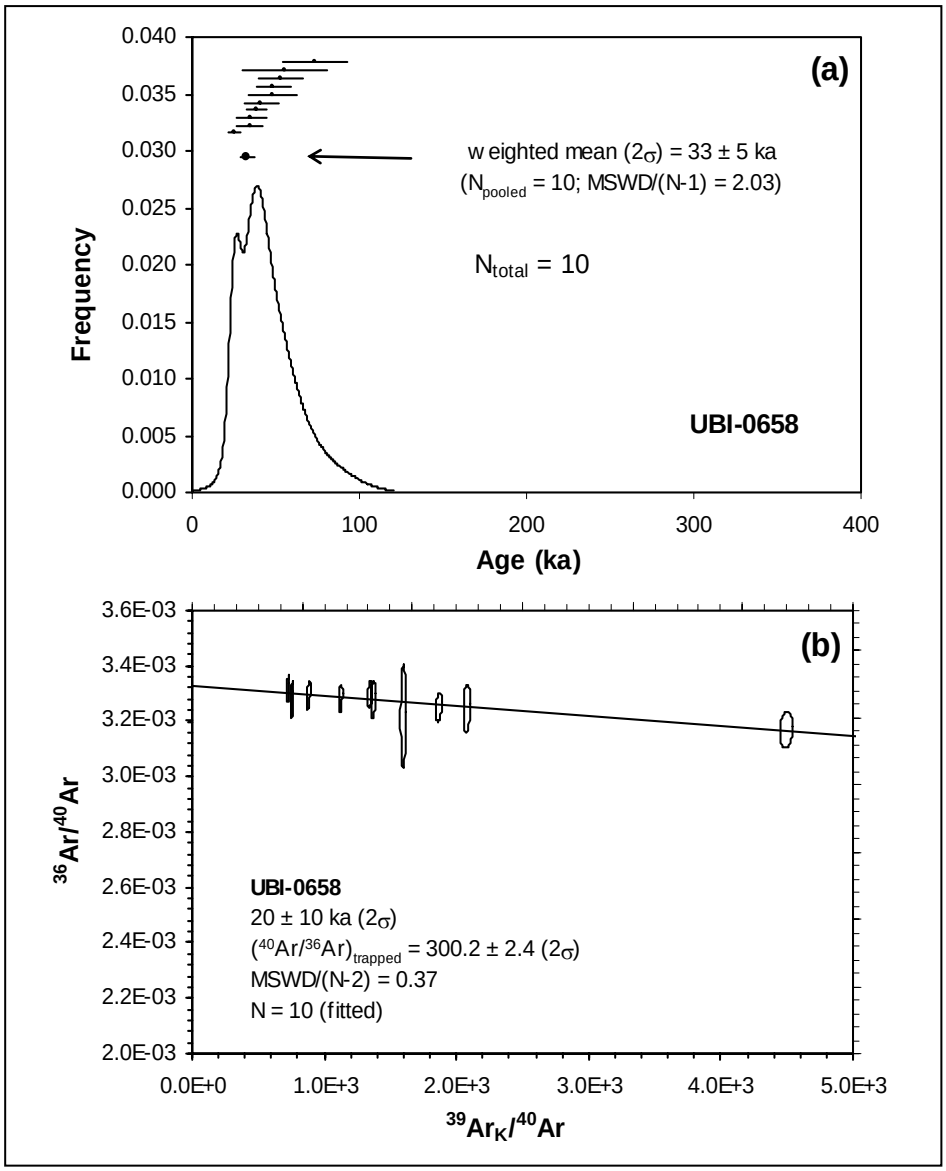


Figure 4.6. a) Diagrammes de distribution de fréquence d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ (avec une barre d'erreur 2σ, N=10) et **b)** l'âge isochrone pour l'échantillon Ubi-0658. L'isochrone incluant toutes les étapes de l'extraction est indiquée en noir.

Les calculs d'isochrone révèlent pour les deux derniers échantillons (Ubi-0658 et Ubi-0308) des rapports d'argon piégé (i.e. $^{40}Ar/^{36}Ar$) statistiquement plus élevés que le rapport atmosphérique ($^{40}Ar/^{36}Ar$= 295.5), signalant la présence d'excès d'argon qui « fausse » les âges apparents, c'est-à-dire ceux des diagrammes de distribution en fréquence. Pour ces cas, on préfère les âges isochrones, même si les âges correspondants sont moins précis que les âges apparents. Cela vient du fait que l'erreur sur le rapport de la composante piégée est propagée dans le calcul de l'âge isochrone, contrairement aux âges apparents calculés en prenant le rapport isotopique de l'air sans erreur.

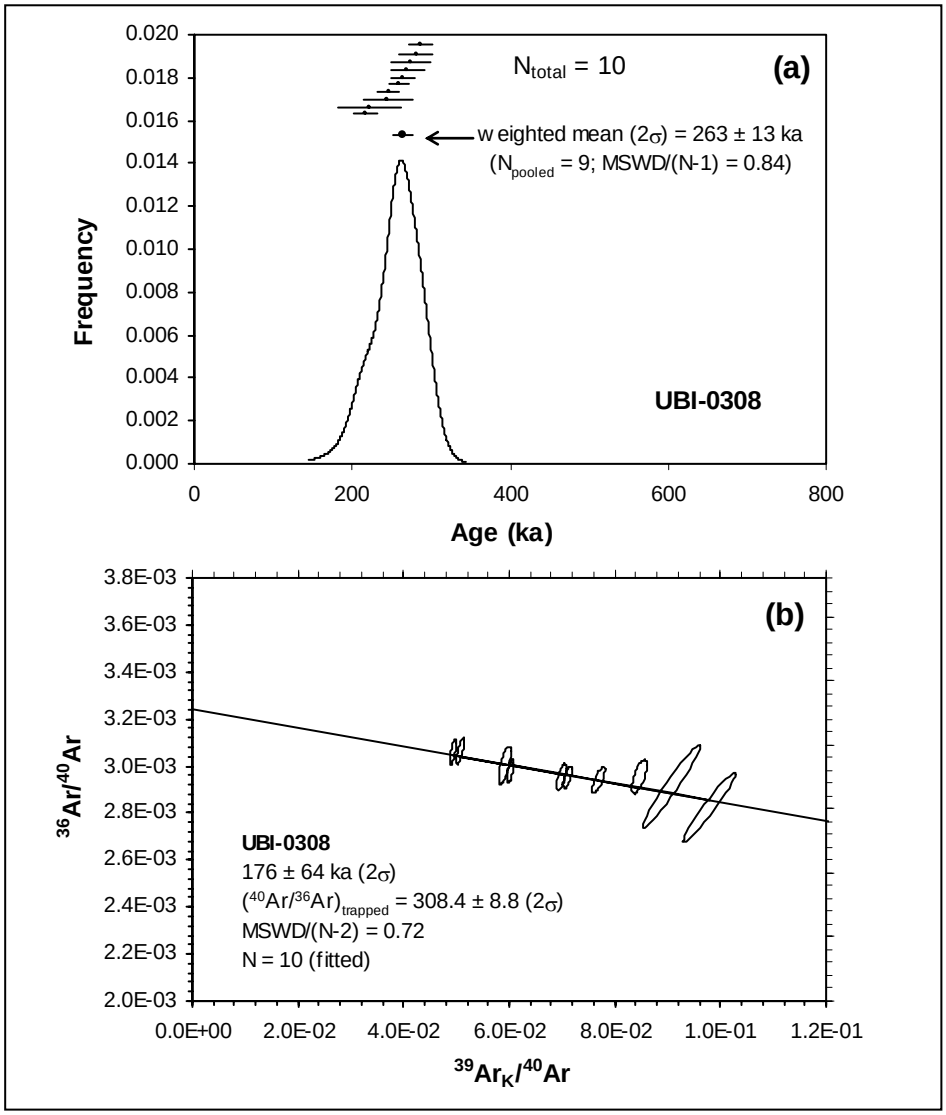


Figure 4.7 a) Diagrammes de distribution de fréquence d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ (avec une barre d'erreur 2σ, N=10) et **b)** l'âge isochrone pour l'échantillon Ubi-0308.

De façon générale, les résultats sont cohérents, avec des conditions analytiques bonnes à excellentes. Malgré une forte incertitude sur certains âges, à cause du faible taux d'argon radiogénique et de la forte correction atmosphérique qui en découle, les données sont tout à fait acceptables du point de vue analytique, et elles confirment ce qui avait été acquis en 2005.

4.2.3 L'Ubinas I (>376 000 ans)

L'étude géologique et stratigraphique montre que le volcan Ubinas s'est construit pendant deux grandes périodes : "Ubinas I" (>370 ka) et "Ubinas II" (<370 ka jusqu'à l'actuel). Dans ce travail de thèse on ne s'intéresse qu'à l'activité récente, "l'Ubinas II" ou "Ubinas moderne", c'est-à-dire l'activité des dernières 370 ka, car l'Ubinas pendant cette période a présenté un dynamisme éruptif beaucoup plus varié. Un log stratigraphique synthétique (Fig. 4.8) et une carte géologique récapitule la succession chronologique de la mise en place des différents types de dépôts.

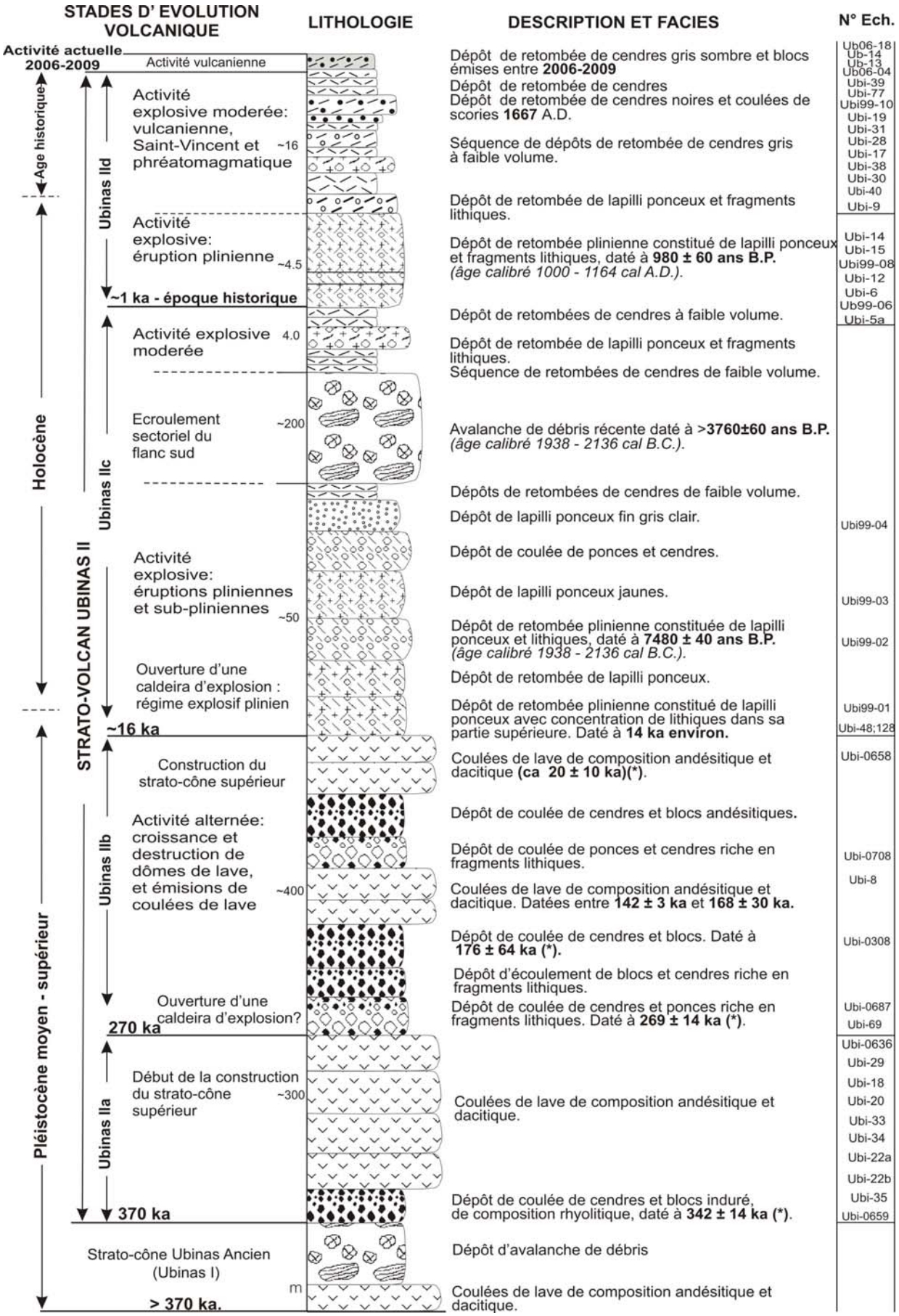


Figure 4.8 Log stratigraphique de l'Ubinas moderne : principaux processus et implications pour l'évolution géologique et volcanologique. Les numéros des échantillons étudiés dans ce travail de thèse sont reportés dans la colonne de droite. (*) Nouvelle datation obtenue dans ce travail.

Le première période éruptive "Ubinas I", qui s'est déroulée il y a plus de 376 ka (Thouret *et al.*, 2005), a été caractérisée essentiellement par une activité effusive modérée, mais prolongée. Pendant cette étape se sont mises en place d'importantes séquences de coulées de lave de composition andésitique couvrant une surface d'environ 45 km^2 et constituant la base du strato-volcan (Figs. 4.2 et 4.9). L'ensemble atteint une puissance d'environ 600 m.

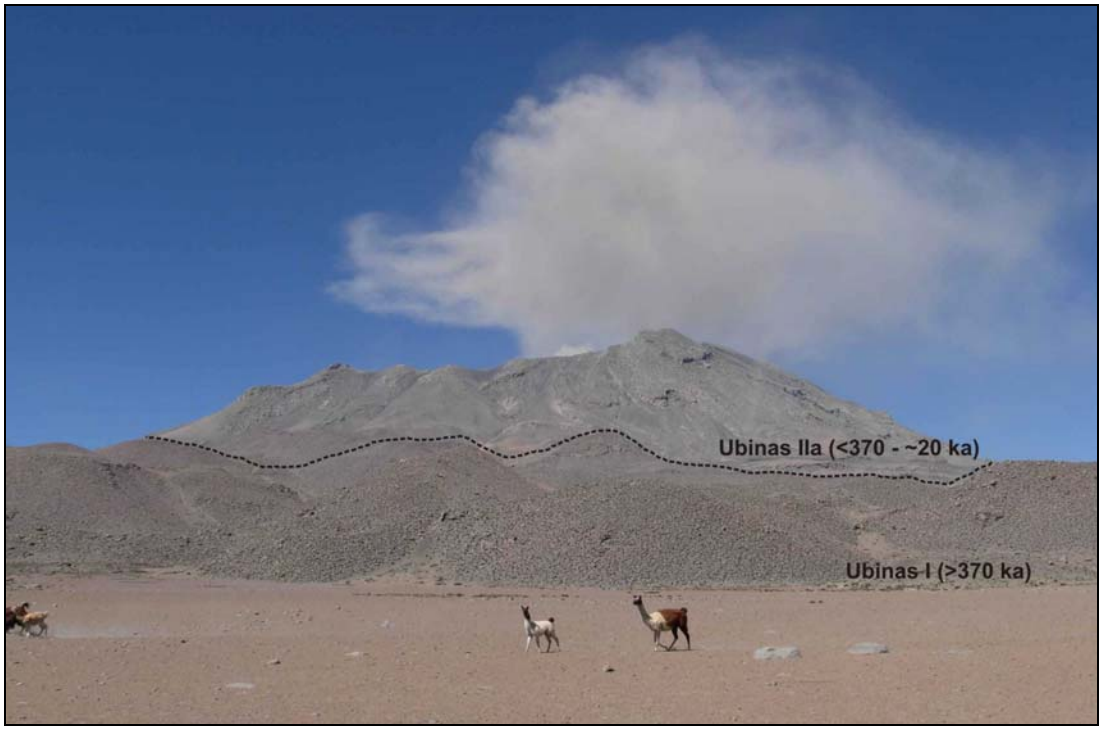


Figure 4.9 Vue du flanc nord-ouest du volcan Ubinas (Avril 2008). On distingue à la base de l'appareil volcanique des coulées de lave de pente faible (<20º) appartenant à la période "Ubinas I" et au sommet des coulées de lave à pente raide (≥40º), appartenant à la période "Ubinas II".

Après la construction du strato-volcan ancien (≥340 ka), un glissement du flanc sud est survenu, à l'origine de la formation d'un amphithéâtre en forme de fer à cheval. Les dépôts résultants ont un volume d'environ 2,8 km^3. Ces avalanches ont comblé les vallées d'Ubinas et Para, localisées au pied des flancs sud et sud-est, respectivement (Fig. 4.10), où elles reposent sur des coulées de cendres et blocs soudées de l'Oligocène au Miocène (Groupe Tacaza). Les dépôts de ces avalanches sont formés de "panneaux" constitués par des fragments lithiques hétérométriques et de composition hétérogène. Ils présentent de gros blocs laviques anguleux et subanguleux, de taille métrique (dont la plupart sont hydrothermalisés), avec des fractures de type "jigsaw". L'épaisseur de ces dépôts d'avalanches est variable, dépassant les 220 m à 4 km au sud-est du cratère, puis diminuant vers l'aval de la vallée d'Ubinas (30 m à 10 km au sud-est du cratère).

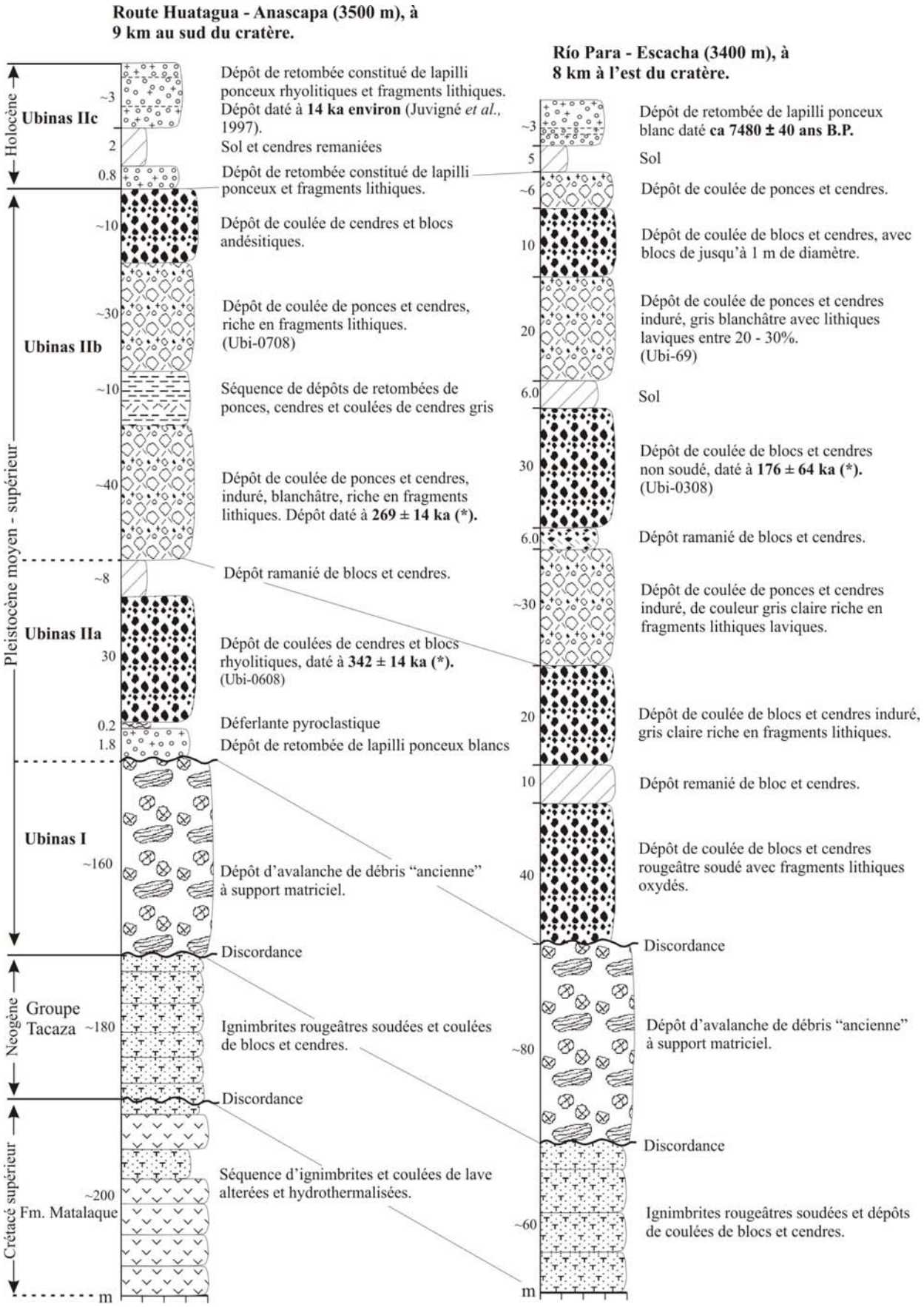


Figure 4.10 Succession de dépôts pyroclastiques mise en place au pied du flanc sud-est du volcan Ubinas. (*) Nouvelle datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenue dans ce travail.

4.2.4 L'Ubinas II (370 000 ans jusqu'à l'époque actuelle)

4.2.4.1 Activité éruptive de 370 000 à 270 000 ans : Ubinas IIa

Croissance et destruction de dômes et activité effusive (formation du cône supérieur)

Après la mise en place des avalanches de débris, l'activité de l'Ubinas reprend sous forme de croissance et destruction de dômes avec la mise en place de coulées pyroclastiques à blocs et cendres de compositions andésitique et rhyolitique, déposées sur les versants de la vallée Ubinas, entre 8 et 12 km au sud-est du volcan (jusqu'à la confluence des rivières Anascapa et Ubinas, Fig. 4.2). Parmi ces dépôts, le plus récent a été daté à 342 ± 64 ka (Fig. 4.10). Ce dépôt a 30 m d'épaisseur et contient des blocs massifs rhyolitiques jusqu'à 1 m de diamètre, au sein d'une matrice cendreuse de couleur gris clair à gris foncé. Le volume de ce dépôt a été estimé à environ 0,5 km^3. Ces dépôts reposent au-dessus du dépôt d'avalanche décrit précédemment.

Après la mise en place des coulées des cendres et blocs, une activité essentiellement effusive est à l'origine des coulées de lave de compositions andésitique et dacitique superposées qui forment la base du cône supérieure de l'Ubinas (de 4800 à 5200 m d'altitude environ). Ces laves présentent en général des pentes fortes ≥ 30º (Fig. 4.9). Chaque coulée de lave a entre 20 et 40 m d'épaisseur. Ces coulées massives ont parcouru une distance maximale de 5 km depuis le cratère.

4.2.4.2 Activité éruptive de 270 000 à 16 000 ans : Ubinas IIb

Une caldeira d'effondrement ?

Après la mise en place des coulées, l'activité se poursuit par la mise en place de coulées de cendres et ponces non soudées qui affleurent sur les versants de la vallée d'Ubinas (entre 7 et 8 km au sud-est du cratère, au pied du village Sacuhaya). Cette séquence pyroclastique de 40 à 60 m d'épaisseur est constituée d'au moins trois couches de cendres et ponces de compositions dacitique et andésitique (61-63,4 wt% SiO_2) qui ont entre 2 et 20 m d'épaisseur (Fig. 4.11). Le dépôt de la coulée pyroclastique la plus ancienne a été daté à 269 ± 14 ka.

Figure 4.11 Séquence de coulées de cendres et ponces mise en place au pied du village de Sacuhaya.

Ces dépôts de coulées pyroclastiques sont massifs, indurés, et présentent une couleur ocre. Ils sont caractérisés par la présence de fragments lithiques laviques de 0,5 à 40 cm de diamètre, en proportion importante (20-35 % en volume), la plupart étant de composition andésitique. L'ensemble possède un volume d'environ 1,8 km^3. L'absence de sol aux contacts suggère que ces produits se sont succédé rapidement. La mise en place de ces volumineux dépôts de coulées pyroclastiques est probablement liée à l'effondrement d'une caldeira ancienne, dans laquelle se sont ensuite installées les coulées de lave du cône supérieur qui ont fini par masquer les rebords de cette caldera. La présence de discordance entre les coulées de laves du cône supérieur et le cône inférieur (changement de pendage), peut représenter la trace en surface de cette structure caldérique (Fig. 4.9).

Activité alternée : croissance et destruction de dômes et émissions de lave

Après la mise en place de coulées de cendres et ponces, l'activité a alterné par une période de croissance et destruction de dômes et des émissions de lave, entre coupé par quelques épisodes explosifs.

Un dôme de lave rhyolitique affleurant au pied du flanc sud-est (4100 m), d'environ 600 m de hauteur a été daté par Thouret *et al.* (2005) à 250 ± 20 ka. Des dépôts de cendres et blocs de

compositions dacitique et rhyolitique, certains probablement liés à la destruction de ce dôme, sont observés dans la vallée du río Ubinas, à 8 km du cratère du volcan (route du village d'Ubinas vers le réservoir d'eau) et dans la quebrada Infiernillo (6 km au sud-est du cratère). Un dépôt de cendres et blocs de 30 m d'épaisseur qui affleure à 8 km du cratère du volcan, dans la partie supérieure d'une séquence de coulées de blocs et cendres a été daté à 176 ± 64 ka. Ce dépôt contient des blocs laviques andésitiques de 0,6 m de diamètre maximum, au sein d'une matrice cendreuse de couleur gris clair (Fig. 4.10).

L'activité s'est poursuivie avec des émissions de coulées de laves andésitiques et dacitiques qui forment le cône sommital du volcan. Des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ donnent des âges compris entre 168 ± 30 ka (Thouret *et al.*, 2005) pour une lave du cône moyen, et 20 ± 10 ka pour une lave du cône supérieur (5400 m).

4.2.4.3 Activité éruptive entre 16 000 et 1000 ans : Ubinas IIc

Formation de la caldeira sommitale (~16 ka)

Au cours des dernières ~16 ka l'Ubinas a présenté principalement des éruptions explosives de type plinien, phréatomagmatique, phréatique et vulcanien, qui ont mis en place d'importants dépôts de ponces rhyolitiques, dacitiques et andésitiques, et des cendres dispersées au pied du flanc sud, sud-est et nord-est du volcan (Figs. 4.6 et 4.12). On trouve ces dépôts surtout dans les vallées d'Ubinas et Para, et dans quelques ravines situées au pied des flancs sud et sud-est, dans un rayon de 8 km autour du volcan.

Comme indiqué précédemment, l'Ubinas possède une caldeira sommitale de 1,4 km de diamètre (Fig. 4.3). Au regard, des âges des coulées de laves récents qui forment le sommet du volcan (20 ka environ) et les âges des dépôts de retombées (moins de 14 ka), l'âge de la formation de la caldeira sommitale peut être estimé entre 20 et 14 ka.

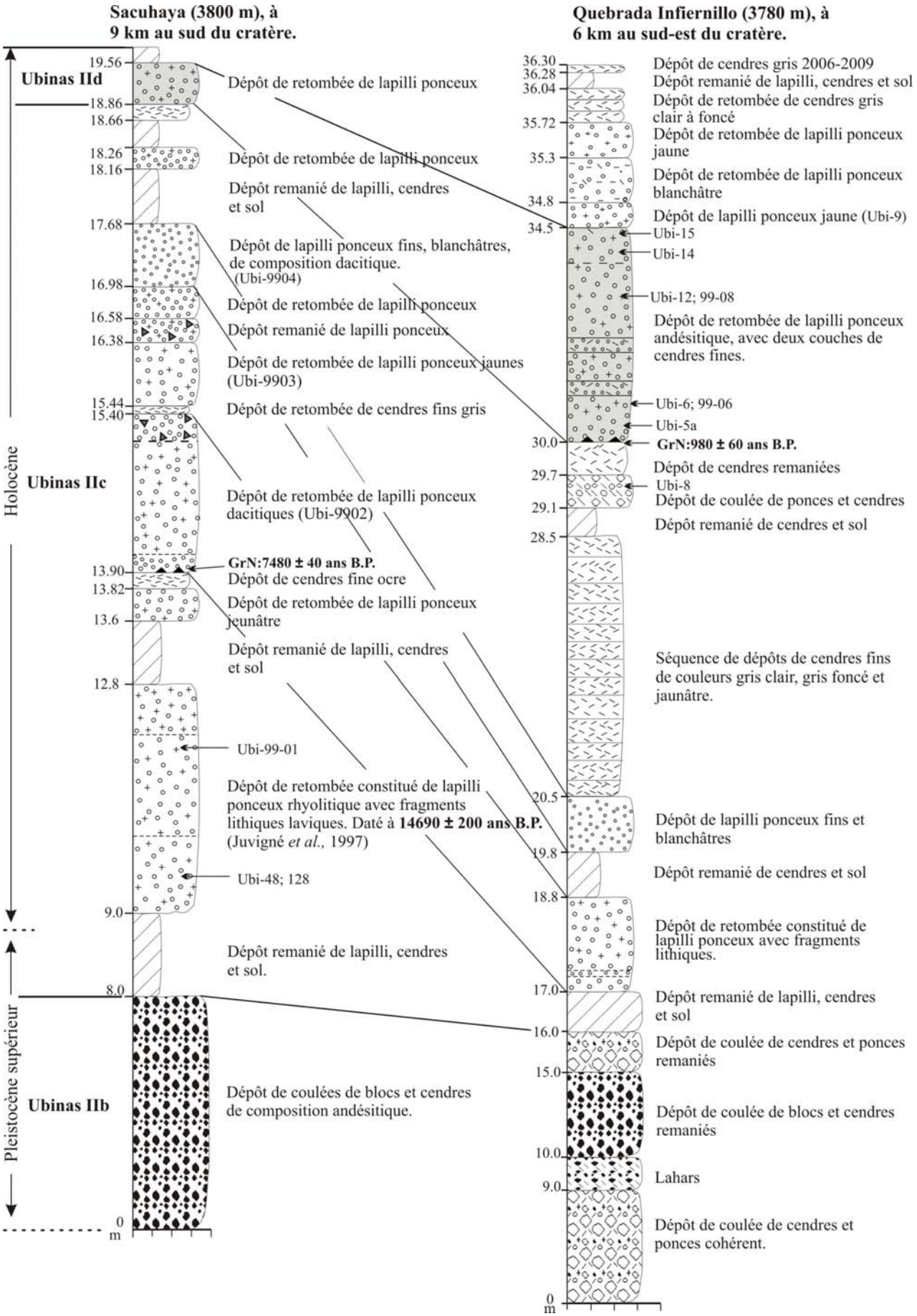


Figure 4.12 Successions de dépôts pyroclastiques récents du volcan Ubinas, au sud et sud-est du cratère. Les numéros des échantillons étudiés dans ce travail sont aussi présentés.

Des dépôts de retombées pyroclastiques liés à la formation de la caldeira sommitale sont localisés au pied des flancs sud-est (près du village de Sacuhaya) et sud (Quebrada Infiernillo), entre 9 et 6 km du cratère, respectivement (Figs. 4.12 à 4.14).

Figure 4.13 Séquence de dépôts pyroclastiques de Sacuhaya mise en place il y a moins de 20 ka, localisée à 9 km au sud du cratère du volcan Ubinas (*cf.* Fig. 4.2).

Près du village de Sacuhaya (Fig. 4.13) on observe une séquence récente de retombées pyroclastiques. Le dépôt plus ancien correspond à une retombée de lapilli ponceux rhyolitiques de 4,8 m d'épaisseur, riche en fragments lithiques altérés et hydrothermalisés (Figs. 4.13 et 4.14). Ce dépôt de retombée qui repose sur une couche de sol centimétrique a été engendré par une importante éruption plinienne, probablement à l'origine de la caldeira sommitale. Ce dépôt a été dispersé sous forme d'un lobe dont l'axe est orienté vers le sud-ouest. Il présente une granoclassement inverse et une concentration de fragments lithiques laviques (non juvéniles) de 15 cm de diamètre maximum, dans sa partie supérieure. Ce dépôt est plus âgé que 7480 ± 40 ans B.P. (Thouret *et al.*, 2005), et peut correspondre à un dépôt de retombée rhyolitique qui a été daté à environ 14,69 ± 0,29 ka B.P. dans la Laguna Salinas (30 km au WSW de l'Ubinas) par Juvigné *et al.* (1997).

.

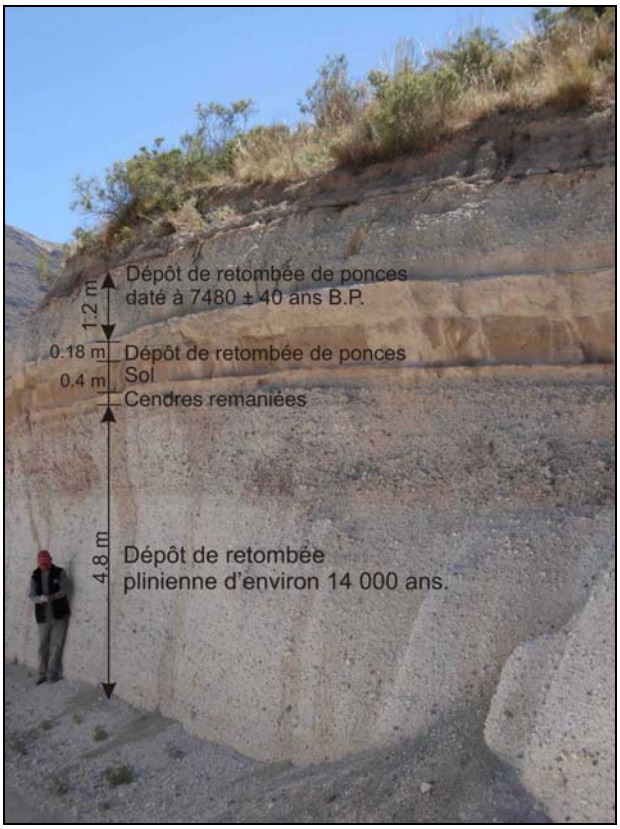


Figure 4.14 Dépôt de retombée de lapilli ponceux daté à 14 ka, localisé à 8 km au sud du cratère du volcan Ubinas (près du village Sacuhaya, nouvelle route Anascapa – Sacuhaya).

Au-dessus du dépôt de retombée plinienne repose une couche de cendres remaniées et un sol de 0,4 m d'épaisseur, sur lesquels on observe une couche de lapilli ponceux de 0,18 m d'épaisseur (Figs. 4.12 à 4.14). Surmontant ces dépôts, une couche de retombée de lapilli ponceux dacitiques appartient à une éruption plinienne datée à 7480 ± 40 ans B.P. (Thouret *et al.*, 2005) (Fig. 4.14). Ce dépôt de retombée au pied du village de Sacuhaya (Fig. 4.14) atteint 1,2 m d'épaisseur. Il est constitué de lapilli ponceux d'environ 16 cm de diamètre maximum, de composition andésitique et de fragments lithiques laviques de quelques centimètres (<6% en volume). Ce dépôt présente une granoclassement inverse. Au-dessus de ce dernier dépôt affleurent au moins quatre couches de lapilli ponceux appartenant à des retombées pliniennes (Fig. 4.13), suggérant que l'activité s'est poursuivie de manière presque continue, car on n'observe pas de sols entre ces dépôts.

Effondrement du flanc sud : avalanches de débris

Après les épisodes explosifs décrits précédemment et peu avant 3670 ans ± 60 B.P. (Rivera *et al.*, 1998 ; Thouret *et al.*, 2005), un deuxième écroulement du flanc sud de l'édifice volcanique (Fig. 4.15) s'est produit engendrant des avalanches de débris, dont le volume est de 1,6 km^3 environ. Les produits de ces avalanches sont répandus au pied de la paroi sud, puis encaissés dans la vallée d'Ubinas où on la retrouve jusqu'à 6 km du cratère (Fig. 4.2). Ces dépôts, au pied

du flanc sud ont formé des collines coniques («*hummocks»)* d'environ 60 m de hauteur (Fig. 4.15). Ces dépôts sont constitués par des blocs de laves fracturés, de quelques centimètres à quelques mètres de diamètre, certains étant hydrothermalisés, et sont inclus dans une matrice fine sableuse à argileuse.

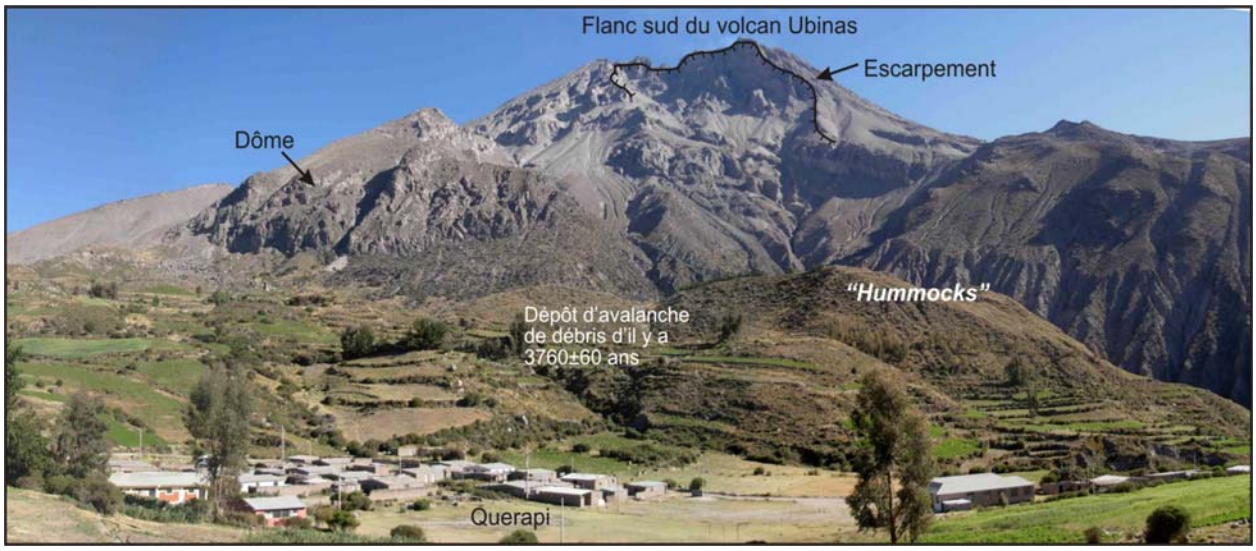


Figure 4.15. Vue du flanc sud du volcan Ubinas et le village du Querapi (4 km au sud du cratère). De cet endroit on distingue les dépôts d'avalanche de débris qui forment des collines coniques de types «*hummocks*». Un dépôt de tourbe trouvé sous le dépôt d'avalanche a été daté à 3670 ans ± 60 B.P.

Activité explosive modérée

Entre 7 et ~1 ka, l'Ubinas a présenté une activité explosive relativement modérée, illustrée par la présence de trois couches de retombées de lapilli ponceux dacitiques et andésitiques (décrits précédemment), couvertes par une séquence de couches minces de cendres fines. Les premières sont visibles dans le secteur de Sacuhaya (9 km au sud-est du volcan) et la quebrada Volcanmayo (6 km au sud du cratère, Fig. 4.16), où ces dépôts ont entre 80 et 60 cm d'épaisseur (Fig. 4.14). Tandis que la séquence complète de cendres fines est visible dans la quebrada Volcanmayo (6 km au sud du cratère). Ces dépôts sont disposés en couches minces, stratifiées et de couleurs gris et ocre. Ces dépôts ont au total 5 m d´épaisseur et sont recouverts par un sol de 0,9 m d'épaisseur (Fig. 4.16).

4.2.4.4 Activité explosive depuis 1000 ans : Ubinas IId

La dernière éruption plinienne a été datée à 980 ± 60 ans B.P. (Rivera *et al.,* 1998 ; Thouret *et al.,* 2005). Cette éruption a engendré un dépôt de retombée de lapilli ponceux qui atteint 4,5 m d'épaisseur à 6 km au sud-est du cratère (Quebrada Infiernillo, Fig. 4.16). Ce dépôt repose sur un

sol de 0,9 m d'épaisseur décrit précédemment (Fig. 4.16a). Le dépôt de retombée est constitué par des lapilli ponceux andésitiques de 0,5 à 6 cm de diamètre, et des fragments lithiques laviques à composition andésitique de 1 à 8 cm de diamètre. Au-dessus de la base du dépôt, entre 60 et 100 cm, il existe deux couches fines de cendre de couleur rosée, chacune d'environ 10 cm d'épaisseur, dont la mise en place est probablement liée à des événements phréatomagmatiques qui se sont déroulés au cours de l'éruption plinienne. Le dépôt de retombée présente une granoclassement inverse vers la partie supérieure, où abondent des ponces de 18 cm de diamètre maximum. Ce dépôt de ~2,8 km^3 de volume minimal forme un lobe dont l'axe est orienté vers le SE. En effet, on retrouve ce dépôt à plus de 40 km au sud-est du volcan où il atteint encore 25 cm d'épaisseur.

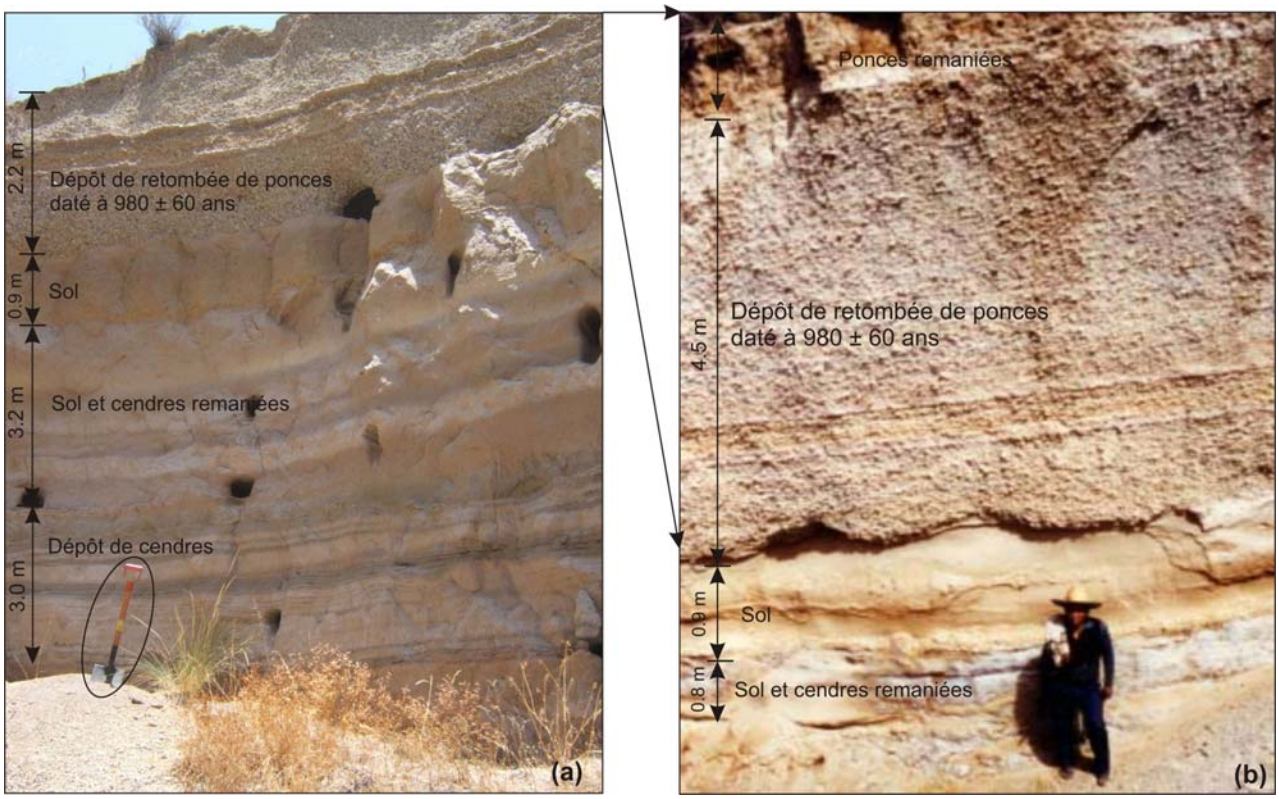


Figure 4.16
a) Dépôts de retombées de cendres fines gris clair de moins de 7000 ans, mis en place à 7 km au sud-est du cratère.
b) Dépôt de retombée de lapilli ponceux d'il y a 980 ± 60 ans B.P. mis en place à 7 km au sud-est du cratère (Photo J.C. Thouret).

Suite à la dernière éruption plinienne, l'activité éruptive de l'Ubinas a été caractérisée par des événements explosifs faibles à modérées (VEI 1-3) de type phréatomagmatique, phréatique et vulcanien, la plupart de faible volume (<0,01 km^3), et parfois par des épisodes fumerolliens. En effet, au-dessus du dernier dépôt plinien, il existe au moins trois couches de lapilli ponceux de 30 et 50 cm d'épaisseur (à 6 km au sud-est du cratère, Fig. 4.12). Ces dépôts contiennent des blocs

juvéniles (<5% vol.) qui montrent des surfaces vitreuses et fractures radiales suggérant une origine phréatomagmatique.

Concernant l'activité historique (i.e. depuis A.D. 1550), les chroniques et quelques dépôts identifiés sur le terrain montrent que l'Ubinas a présenté au moins 25 événements volcaniques (Hantke et Parodi, 1966 ; Simkin et Siebert, 1994 ; Valdivia, 1995 ; Rivera *et al.*, 1998, 2007). Ces événements correspondent à des éruptions vulcaniennes, Saint-Vincent et à d'importantes crises fumerolliennes. L'éruption explosive de type Saint-Vincent de 1677 a émis des coulées de scories et cendres, et des retombées de cendres gris foncé. Les cendres se sont dispersées dans un rayon supérieur à 6 km autour de l'appareil volcanique. En revanche, les coulées de scories et cendres dont le volume maximal est ~0,02 km^3 ont été mises en place sur les flancs ouest et nord de l'Ubinas, jusqu'à 5 km du cratère.

Ensuite, pendant ces derniers 300 ans environ, l'activité est restée faible, et intermittente, comme en témoignent les minces dépôts remanies de cendres fines grises (<10 cm d'épaisseur) observés sur le plancher de la caldeira, sur les flancs de l'appareil volcanique, et sur le plateau volcanique (au pied des flancs nord et nord-ouest du volcan).

Du point de vue des aléas, les récits historiques et les articles sur l'activité historique (Hantke et Parodi, 1966 ; Simkin et Siebert, 1994 ; GVN, 1996 ; Valdivia, 1995 ; Rivera *et al.*, 1998) indiquent que des retombées de cendres ont provoqué des dommages dans tous les villages situés dans la vallée d'Ubinas, et ont entraîné la mort de quelques dizaines de personnes et de nombreuses bétail, à cause d'épidémies mal connues (par ex. consommation des pâtures avec cendres, etc.). En outre, les cendres se sont mélangées fréquemment avec l'eau et se sont transformées en lahars qui ont détruit les terres cultivées et les routes, et ont provoqué quelques victimes tout au long de la vallée d'Ubinas.

4.2.4.5 Activité explosive entre 2006 et 2009

Après la dernière activité de 1969 (Simkin et Siebert, 1994 ; GVN, 1996 ; Rivera *et al.*, 1998), l'activité a reste très faible, caractérisée par des émissions de gaz. L'éruptive actuelle de l'Ubinas a débuté mi-août 2005, avec une l'augmentation graduelle de l'activité fumerollienne, pendant laquelle les panaches de gaz s'élevaient entre 100 et 500 m au dessus du sommet du volcan. Du 27 mars au 18 avril 2006, l'Ubinas a commencé à émettre des cendres fines issus de colonnes éruptives qui ont atteint jusqu'à 2 km de hauteur, puis se sont dispersées à plus de 7 km de

distance autour du volcan. Le 19 avril 2006, une masse de lave de 60 m de diamètre a été observée pour la première fois au fond du cratère. A partir du 20 avril et jusqu'à août 2006, l'Ubinas a émis des cendres, parfois sous forme de panaches qui atteignirent souvent entre 3 et 4 km de hauteur. Ces cendres ont été dispersées par les vents dominants à plus de 80 km vers le sud-est, sud et nord de l'Ubinas. Jusqu'en avril 2008, l'activité a décru, mais parfois avec des émissions de cendres qui atteignirent entre 1 et 2 km de hauteur. Depuis cette date jusqu'à aujourd'hui (mai 2010) l'Ubinas présente une faible activité fumerollienne.

Pour plus de détail sur les caractéristiques de l'activité de 2006 à 2009 on pourrait se référer à l'article « **Characteristics and management of the 2006-2008 volcanic crisis at the Ubinas volcano (Peru)** » soumis au *Journal Volcanology and Geothermal Research* (mars 2010) présenté en Annexe 1.

Concernant, les blocs balistiques émis au cours de l'activité de 2006 à 2009 sont de deux types : blocs denses altérés arrachés au conduit et blocs juvéniles. Au début de l'activité actuelle (14 au 18 avril 2006) l'Ubinas a émis des blocs de lave altérés de plus de 70 cm de diamètre à une distance de 300 m du cratère. Depuis le 22 avril environ et jusqu'en octobre 2006, l'Ubinas a émis quelques blocs de lave juvénile de composition andésitique, de taille supérieure à 40 cm de diamètre, jusqu'à 1 km du cratère. Ces derniers ont été analysés et les résultats des analyses minéralogiques, chimiques et isotopiques seront présentés plus loin.

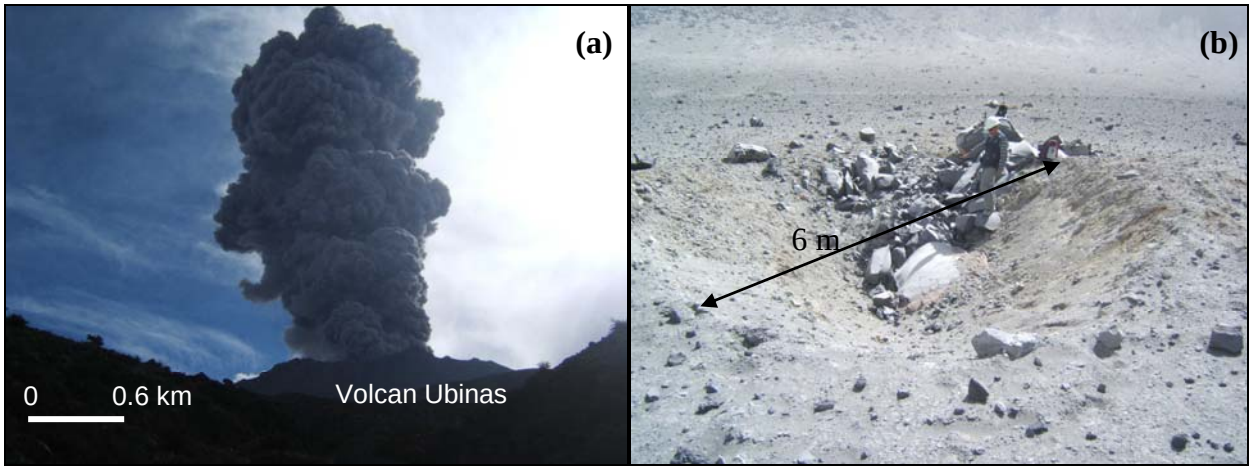


Figure 4.17.
a) Le 20 avril 2006 l'Ubinas a émis une colonne de cendres qui atteignit 3 km de hauteur environ, au-dessus le sommet du volcan. Vue depuis le flanc Est.
b) Une bombe de 2 m de diamètre et un cratère d'impact de 6 m de diamètre, localisé à 300 m au nord-ouest du cratère de l'Ubinas. Photo prise par J. Mariño, le 6 mai 2006.

4.3 Pétrographie des produits laviques et pyroclastiques

4.3.1 Echantillonage

Depuis 1997, 62 échantillons appartenant à l'étape l'Ubinas II ont été récoltés (Fig. 4.18). Tous ces échantillons ont été analysés, afin de déterminer leurs textures et assemblages minéralogiques.

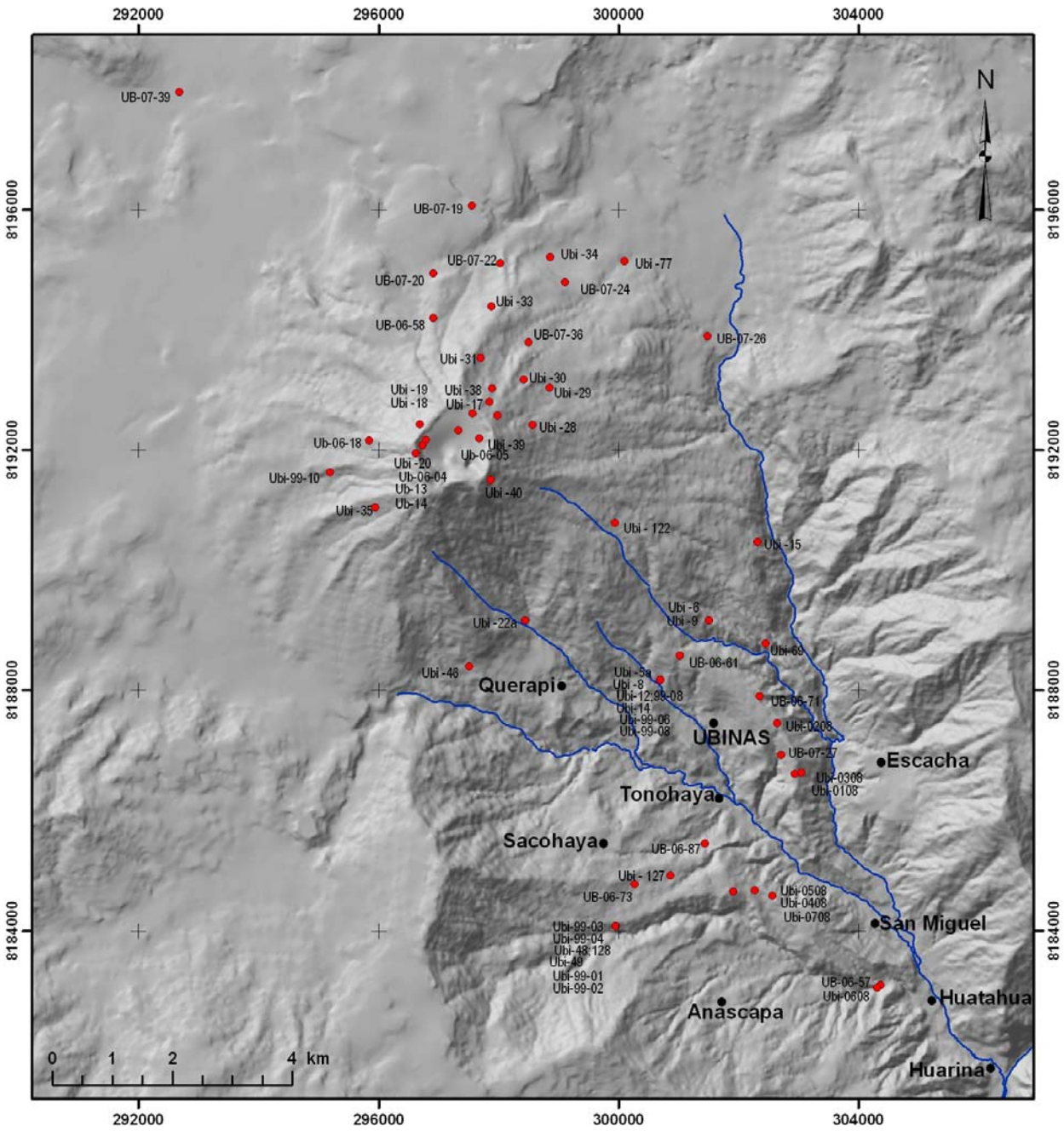


Figure 4.18 Carte de localisation des échantillons prélevés autour du volcan Ubinas.

De manière générale, les produits mis en place entre 370 et 20 ka (étapes "Ubinas IIa" et "Ubinas IIb") sont essentiellement constitués par des coulées de laves, et dépôts de coulées pyroclastiques. En revanche, les produits mis en place il y a moins de 16 ka sont représentés par des ponces, scories et bombes, issus de dépôts de retombées et de quelques coulées pyroclastiques de faible volume. Ensuite, on présentera la description pétrographique qui sera suivie d'un tableau récapitulatif (Tableau 4.2).

4.3.2 Ubinas IIa : 370 – 270 ka

Pendant cette étape se sont mis en place des produits à composition andésitique, dacitique et rhyolitique.

4.3.2.1 Andésites à pyroxènes et amphiboles

Ces roches correspondent à des laves massives de couleurs gris clairs à gris foncés (Ubi-18, 20, 22a, 22b, 29, 35, 41, 62, 0736). Ces laves présentent une texture porphyrique, et sont peu ou non-vésiculées (<8% vol.). La paragenèse minérale est constituée par des phénocristaux de feldspath plagioclase automorphe à subautomorphe (15-25% vol.), de taille inférieure à 2,2 mm. Certains contiennent quelques inclusions d'apatite et/ou d'oxydes ferro-titanés. Le clinopyroxène (2-6% vol.) est présent sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes. Ces cristaux ont une taille inférieure à 1,2 mm, et apparaissent presque toujours en équilibre avec la mésostase. L'orthopyroxène de moins de 1,2 mm, apparaît sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes. Dans certains termes basiques et intermédiaires, il coexiste avec le clinopyroxène. L'amphibole brune, de moins de 1,2 mm est présente sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes. Dans certaines roches, les amphiboles sont systématiquement entourées d'une bordure d'altération constituée par des minéraux opaques (Ubi-20, 22a, 29, 0636). La biotite en équilibre avec la mésostase apparaît sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes dans certaines roches (Ubi-18, 35). Des oxydes ferro-titanés de moins de 400 µm sont présents soit en microcristaux dans la mésostase, soit sous forme d'inclusions piégées dans les cristaux de clinopyroxène, orthopyroxène, amphibole et rarement dans le plagioclase.

La mésostase de certains échantillons (Ubi-22a, 22b) est intersertale, formée par des microcristaux de plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène et oxydes ferro-titanés noyés à l'intérieur d'un verre gris clair. Dans quelques faciès andésitiques apparaissent des agrégats gloméroporphyriques constitués de pyroxène, oxydes ferro-titanés et plagioclase (Ubi-20, 33,

62). La minéralogie est relativement constante, seules les proportions des phases minéralogiques sont susceptibles de varier.

4.3.2.2 Dacites à pyroxènes et amphiboles

Ces roches sont des laves massives de couleurs gris clair et gris foncés (Ubi- 34, 33), à texture porphyrique. La paragenèse minérale est constituée par le feldspath plagioclase (20-30% vol.), sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes qui ont moins de 1,8 mm. Certains cristaux sont criblés, et peuvent contenir des inclusions d'apatite. Le clinopyroxène apparaît en très faible proportion (<2% vol.), sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes de moins de 800 µm. Il apparaît souvent entouré par des cristaux d'oxydes de Fe-Ti (Ubi-33). L'orthopyroxène est présent sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes de moins de 1 mm. Il coexiste avec le clinopyroxène. L'amphibole brune (2-6% vol.) est présente sous forme automorphe et subautomorphe (<800 µm), généralement déstabilisée et couronnée par des minéraux opaques (Ubi-33). Des oxydes ferro-titanés de moins de 400 µm de diamètre sont présentes soit dans la mésostase, soit sous forme d'inclusion dans le clinopyroxène, l'orthopyroxène, l'amphibole et rarement dans le plagioclase.

La mésostase de la plupart des échantillons est partiellement cristalline, constituée généralement par des microlites de plagioclase, orthopyroxène, amphibole et oxydes ferro-titanés, dispersés dans un verre gris à gris foncé. Dans quelques faciès andésitiques apparaissent des agrégats de cristaux de pyroxène, oxydes Fe-Ti et de plagioclase (Ubi-33).

4.3.2.3 Rhyolite à amphibole et biotite

Ce sont des blocs rhyolitiques (Ubi-0659) appartenant à un dépôt de coulée de cendres et blocs. Ces blocs présentent des vésicules légèrement allongées et subarrondies de moins de 1 mm de diamètre, en faible proportion (<10% vol.), et sont porphyriques.

Parmi les phénocristaux, on distingue le feldspath plagioclase (15-20% vol.) présent sous forme de cristaux subautomorphes à xénomorphes qui ont moins de 1,2 mm, souvent optiquement zonés. L'amphibole (<800 µm) et la biotite (<1,4 mm) apparaissent sous forme de cristaux subautomorphes avec bordures nettes, ce qui suggère un état d'équilibre avec la roche hôte. La biotite contient éventuellement des inclusions de microcristaux de plagioclase et oxydes ferro-titanés. Des oxydes ferro-titanés de taille inframillimétrique en faible pourcentage (2-3% vol.),

sont soit dans la mésostase, soit piégés en inclusion dans l'amphibole ou dans le plagioclase. La mésostase est constituée d'un verre gris clair avec de nombreux microlites de plagioclase. En autre, on distingue des agrégats gloméroporphyriques constitués de phénocristaux d'amphibole, de plagioclase et d'oxydes ferro-titanés.

4.3.3 Ubinas IIb : 270 - 16 ka

Pendant cette étape se sont mis en place des laves et produits pyroclastiques à composition andésitique et dacitique.

4.3.3.1 Andésites à amphibole et biotite

Parmi ces produits on distingue des ponces (Ubi-8, 0687) appartenant à des dépôts de coulées de cendres et ponces. Ces ponces sont de couleur blanchâtre et présentent des vésicules subarrondies et déformées (30 - 40% vol.), certaines atteignant quelques millimètres de diamètre. Ces roches présentent une texture porphyrique.

La paragenèse minérale est constituée par des phénocristaux de feldspath plagioclase (10-20% vol.) présents sous forme subautomorphe à xénomorphe (brisés), de moins de 1,8 mm. Certains plagioclases contiennent quelques inclusions de microlites d'apatite et/ou d'amphibole. L'amphibole apparaît sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes de moins de 1 mm, et montre une bordure nette. La biotite est présente sous forme de cristaux subautomorphes qui ont moins de 1,8 mm. Certains cristaux d'amphibole et de biotite contiennent des inclusions de plagioclase et d'oxydes ferro-titanés. Des oxydes ferro-titanés de taille inframillimétrique, soit dans la mésostase, soit en inclusion dans l'amphibole et éventuellement dans le plagioclase, complètent la paragenèse. La mésostase est constituée d'un verre gris clair et microcristaux et microlites, où la plupart sont brisés. Ces roches ne présentent pas de pyroxène.

4.3.3.2 Dacite à pyroxène et amphibole

Ces roches, qui correspondent à des laves massives de couleurs gris clair à gris foncé (Ubi-0658, 53), présentent une texture porphyrique à matrice partiellement cristalline, et sont peu à non-vésiculées (<10% vol.). La paragenèse minérale est constituée par des phénocristaux de feldspath plagioclase (15-25% vol.) de taille inférieure à 1,6 mm. Certains cristaux de plagioclase sont criblés (Ubi-0658). Le clinopyroxène (<2% vol.) est présent sous forme de

cristaux automorphes à subautomorphes de moins de 1,0 mm. L'orthopyroxène (2-4% vol.) apparaît sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes de moins de 1,6 mm. Ils contiennent des inclusions de plagioclase et oxydes ferro-titanés. L'amphibole brune est présente sous de forme de cristaux automorphes à sub-automorphes, de moins de 1,2 mm. Ces amphiboles sont systématiquement entourées d'une bordure d'altération constituée par des minéraux opaques, certaines sont totalement remplacées par des minéraux opaques. Des oxydes ferro-titanés de moins de 400 µm de diamètre sont présents soit dans la mésostase, soit sous forme d'inclusions piégées dans les cristaux de clinopyroxène, orthopyroxène, amphibole et rarement dans le plagioclase.

4.3.3.3 Dacites à amphibole et biotite

Parmi ces produits on distingue des ponces (Ubi-69, 0708) et blocs juvéniles (Ubi-0308) appartenant à un dépôt de coulée pyroclastique de cendres et blocs. Les ponces sont de couleur blanchâtre, tandis que les blocs sont de couleur grise. Les ponces présentent des vésicules peu allongées et subarrondies (30-40% vol.), dont la taille atteint quelques millimètres de diamètre, tandis que les blocs sont peu vésiculés (<12% vol.). Toutes ces roches présentent une texture porphyrique.

La paragenèse minérale est constituée par le feldspath plagioclase (20-35% vol.) présent sous forme de cristaux subautomorphes à xénomorphes (brisés) de moins de 2,5 mm. Certains étant optiquement zonés. Ils contiennent des inclusions d'apatite et d'amphibole. L'amphibole est présente sous forme de cristaux allongés, automorphes et subautomorphes de moins de 2,2 mm. Ses bordures nettes traduisent un état d'équilibre avec la roche hôte. La biotite apparaît en faible proportion (4-6% vol.), sous forme automorphe et subautomorphe de <1,4 mm. L'amphibole et la biotite peuvent contenir des inclusions de plagioclase et d'oxydes ferro-titanés. Des oxydes ferro-titanés de moins de 300 µm, soit dans la mésostase, soit en inclusions dans l'amphibole ou dans le plagioclase, complètent la paragenèse. La mésostase des ponces est constituée d'un verre fibreux gris clair dans lequel on observe des microcristaux de plagioclase, biotite et amphibole. La mésostase des blocs est constituée d'un verre gris foncé avec des microlites de plagioclase, biotite et amphibole.

4.3.4 Ubinas IIc : 16 – 1 ka

Pendant l'étape "Ubinas IIc" se sont mis en place des produits pyroclastique à composition andésitique et rhyolitique.

4.3.4.1 Andésites à pyroxène et amphibole

Parmi ces roches on distingue essentiellement des ponces de couleur blanchâtres appartenant à un dépôt de retombée plinienne (Ubi-9903). Ces ponces présentent une texture porphyrique, avec de vésicules arrondies (20–30% vol.), de quelques millimètres de diamètre.

La paragenèse minérale est constituée par des phénocristaux de plagioclase (10-15% vol.) subautomorphes (brisés), de taille inférieur à 1,4 mm. Certains contiennent des inclusions d'oxydes ferro-titanés. L'orthopyroxène subautomorphe de moins de 1,2 mm est en équilibre avec le liquide, et apparaît en très faible proportion (<2% vol.), avec des inclusions d'oxydes ferro-titanés. L'amphibole apparaît sous forme de cristaux subautomorphes (4-6% vol.) de moins de 800 µm. Elle présente des bordures nettes suggérant un équilibre avec la mésostase. Les oxydes ferro-titanés sont présents sous forme de microcristaux soit dans la mésostase soit sous forme d'inclusions piégées dans les orthopyroxènes et amphiboles. La mésostase partiellement cristalline est constituée d'un verre gris clair où la plupart des cristaux sont subautomorphes.

4.3.4.2 Dacites à amphiboles et biotites

Il s'agit de ponces blanchâtres (Ubi-9902 ; 9904) appartenant à des dépôts de retombées pliniennes. Les ponces présentent des vésicules subarrondies (20-30% vol.), dont la taille atteinte quelques millimètres de diamètre. Toutes ces ponces présentent une texture porphyrique. La paragenèse minérale est constituée par des phénocristaux de feldspath plagioclase (15-20% vol.) présents sous forme subautomorphe à xénomorphe (brisés) de moins de 1,5 mm. L'amphibole (6-8% vol.) et la biotite (4-6% vol.) apparaissent en équilibre avec le verre. Elles sont sous forme de cristaux automorphes et subautomorphes de moins de 2 mm. La biotite contient aussi des inclusions de plagioclase et oxydes ferro-titanés. Des oxydes ferro-titanés de moins de 400 µm, soit dans la mésostase, soit sous forme des inclusions dans l'amphibole et dans le plagioclase, complètent la paragenèse. La mésostase des ponces est constituée d'un verre fibreux gris clair où on observe des microcristaux de plagioclase, biotite et amphibole.

4.3.4.3 Rhyolites à amphibole et biotite

Il s'agit de ponces appartenant à des dépôts de retombées pliniennes (Ubi- 48, 99-01). Ces ponces sont blanchâtres et modérément vésiculées (20-30% vol.). Les vésicules sont subarrondies et allongées, de quelques millimètres de diamètre. Ces ponces présentent une texture vitroclastique et porphyrique, avec des teneurs en cristaux faibles (15-20% vol.).

Les phénocristaux de plagioclase sont subautomorphes, de moins de 1 mm, certains étant optiquement zonés. C'est la phase minérale prédominante (10-15% vol.). Certains phénocristaux de plagioclase contiennent de l'apatite piégée. La biotite est présente sous forme de cristaux subautomorphes (<1,2 mm), avec bordures nettes, contenant quelques inclusions d'oxydes ferro-titanés, d'apatite et/ou de plagioclase. Des phénocristaux d'amphibole subautomorphe, de taille atteignant 800 µm et à bordures nettes sont aussi observés. Dans certains cas on remarque la présence de quelques microcristaux (<300 µm) subautomorphes de quartz isolés dans la mésostase. Les oxydes ferro-titanés (<200 µm) se présentent sous forme de microcristaux isolés dans la mésostase et piégés dans la biotite et plus rarement dans le plagioclase. La mésostase est constituée d'un verre incolore avec des vésicules allongées où la plupart des cristaux sont brisés.

4.3.5 Ubinas IId : < 1 000 ans jusqu'à l'actuel

Durant cette étape se sont mis en place des produits pyroclastiques à composition d'andésite basique à dacitique.

4.3.5.1 Andésites à deux pyroxènes

On distingue des blocs scoriacés (Ubi-19, 31, 77), de couleurs gris foncé avec des vésicules subarrondies de moins de 4 mm de diamètre. Ces roches présentent des textures porphyriques à mésostase intersertale. Les phénocristaux de feldspath plagioclase sont prédominants (15-25% vol.). Ils ont une taille inférieure à 1,8 mm, et peuvent présenter des inclusions d'apatite. Dans certaines roches (Ubi-77, 19) ils montrent des zonages composites et des textures "*sieve*" ou en "éponge", caractérisées par : 1) des bordures avec un manteau plus ou moins épais (40-80 µm) riche en inclusions vitreuses, avec un cœur limpide ; 2) un cœur rempli d'inclusions vitreuses, avec une bordure de surcroissance limpide. Le clinopyroxène est une augite (<1,2 mm), sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes, représentant 4-6% du volume. L'orthopyroxène apparaît sous forme de phénocristaux subautomorphes (≤1,0 mm), éventuellement entourés par quelques microcristaux d'oxydes ferro-titanés. Il représente entre 2 et 4% du volume, et contient des inclusions de plagioclase et de clinopyroxène. Dans certains échantillons (Ubi- 77, 31) on distingue des cristaux subautomorphes d'olivine de moins de 500 µm. Certains étant entourés par des microcristaux et microlites de plagioclase. Les oxydes ferro-titanés apparaissent sous diverses formes, soit comme microcristaux dans la mésostase, soit comme inclusions dans les pyroxènes, olivine et rarement dans les plagioclases. Dans la mésostase, on distingue une importante proportion de microlites de plagioclase.

4.3.5.2 Andésites à pyroxène et amphibole

Il s'agit de ponces (Ubi-5a, 6, 9, 12, 14, 15, 99-06, 99-08) et de blocs scoriacés (Ubi-17, 28, 99-10). Les ponces sont peu fibreuses, et de couleur blanchâtre, tandis que les blocs sont peu vésiculés et de couleurs gris clair à gris foncé. Ces roches présentent une texture porphyrique.

La paragenèse minérale est constituée par des cristaux de feldspath plagioclase, lesquels sont prédominants (10-15% vol.) et ont une taille inférieure à 1,8 mm. Ils sont automorphes à subautomorphes, et parfois contiennent de l'apatite. Dans certaines roches (Ubi-17) quelques phénocristaux de feldspath plagioclase présentent un "manteau" plus ou moins épais (40 - 80 µm), riche en inclusions vitreuses vers la bordure ou au cœur (texture "en éponge"). L'orthopyroxène, apparaît généralement sous forme de cristaux subautomorphes de moins de 900 µm, éventuellement entourés d'oxydes ferro-titanés. Certains cristaux d'orthopyroxène subautomorphes montrent des bordures corrodées (Ubi-9). Ils contiennent des inclusions de plagioclase. Le clinopyroxène est présent (4 - 6% vol.) seulement dans les scories (Ubi-17), où il apparaît sous forme de cristaux subautomorphes ou automorphes de moins de 1,2 mm. L'amphibole brune apparaît sous forme de cristaux allongés subautomorphes, généralement couronnés par des minéraux opaques. Certaines amphiboles sont complètement remplacées par des minéraux opaques (Ubi-17). Les oxydes ferro-titanés apparaissent sous diverses formes, soit comme microcristaux dans la mésostase, soit comme inclusions dans les amphiboles, les orthopyroxènes et rarement dans les plagioclases.

Dans la mésostase, il existe une importante proportion de microlites, principalement de plagioclases et de tous les minéraux cités précédemment. Il existe aussi des agrégats de pyroxène, plagioclase et oxyde ferro-titanés et d'amphibole (Ubi-9).

4.3.5.3 Dacites à pyroxènes et amphiboles

On distingue des ponces (Ubi- 40, 39), et blocs juvéniles (Ubi-30, 38) appartenant à des dépôts de retombées pyroclastiques. Les ponces sont peu fibreuses et de couleur blanchâtre, tandis que les blocs sont vésiculés et de couleur grise. Dans toutes ces roches les phénocristaux de plagioclase constituent la phase majoritaire (10 – 20% vol.). Ils sont sous forme de cristaux subauthomorphes (brisés probablement lors de la fragmentation du magma) de moins de 1,2 mm. Dans certains échantillons (Ubi-38. 39) ils sont criblés. Le clinopyroxène sous forme subautomorphe (<800 µm) est présent dans quelques produits (Ubi-39, 38). Il contient des

inclusions d'oxydes ferro-titanés et plagioclase. L'orthopyroxène automorphe à subautomorphe (<1,2 mm) est présent dans les termes plus basiques. Dans certains échantillons, l'orthopyroxène est entouré d'une auréole d'augite (Ubi-39). L'amphibole brune (<1,4 mm) est présente sous forme de cristaux allongés subautomorphes. Dans quelques échantillons, certains cristaux présentent des bordures minces (<80 µm) constituées de minéraux opaques, et d'autres sont complètement remplacées par des oxydes (Ubi- 39). La biotite est éventuellement présente (Ubi-38) sous forme de cristaux subautomorphes, en très faible proportion (<2% vol.), et peut contenir des inclusions d'oxydes ferro-titanés et plagioclase. Dans certains échantillons (Ubi- 38, 39), on distingue des cristaux subautomorphes d'olivine avec bordure corrodée, en déséquilibre avec la mésostase, suggérant qu'il s'agit de xénocristaux. Les oxydes ferro-titanés apparaissent sous diverses formes, soit comme microphénocristaux dans la mésostase, soit comme inclusions dans les amphiboles, les orthopyroxènes et rarement dans les plagioclases. La mésostase partiellement cristalline est constituée d'un verre incolore dans lequel on observe des microcristaux de plagioclase, pyroxènes et oxydes ferro-titanés.

4.3.6 Activité explosive de 2006 – 2009

4.3.6.1 Andésites à pyroxène

Parmi les roches émises pendant l'activité éruptive 2006 (Ubi-0604, 13, 14, 18) on distingue de blocs juvéniles à faciès scoriacés et massifs, de couleur gris foncé. Ces blocs présentent des textures porphyriques avec une mésostase intersertale. Dans ces roches le plagioclase constitue la phase majoritaire (20-30% vol.), et se présente sous forme de cristaux subautomorphes à automorphes, de taille inférieure à 2 mm. Certains sont criblés, et présentent un manteau riche en inclusions vitreuses. Certain cristaux présentent des bordures corrodées. Le clinopyroxène et l'orthopyroxène apparaissent sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes de <900 µm. Certains contiennent des inclusions de plagioclase et des oxydes ferro-titanés. L'olivine est présente sous forme de cristaux subautomorphes de moins de 250µm et en très faible proportion (<2% vol.). Certains cristaux d'olivine montrent une surcroissance d'orthopyroxène, révélant un changement dans les conditions physico-chimiques lors de la cristallisation du magma. On distingue aussi des phénocristaux subautomorphes d'amphibole (≤1% vol.) de taille inférieure à 350 µm, avec des bordures de réaction épaisses (environ 120 µm de large) suggérant des surfaces de résorption ou de dissolution. Les oxydes ferro-titanés sont piégés dans les cristaux d'olivine, orthopyroxène, clinopyroxène et amphibole. La mésostase partiellement cristalline est constituée d'un verre gris et de microlites de plagioclase orientés dans différentes directions.

Etapes	Ubinas IIa	Ubinas IIb	Ubinas IIc	Ubinas IId	Activité de 2006 - 2009
Type de roche	**Laves**				
Type pétrographique	**Andésite** (58,6 – 62,5% SiO_2)				
Phénocristaux % vol.	20-50%				
Texture	Porphyrique				
Paragénése	plg±cpx±opx+amp+oxy±biot±ap				
Vésiculation	vésicules déformées (2-8% vol.)				
Type pétrographique	**Dacite** (64,3 – 65,8% SiO_2)	**Dacite** (64,04% SiO_2)			
Phénocristaux % vol.	10-50%	20-40%			
Texture	Porphyrique	Porphyrique			
Paragénése	plg±cpx±opx+amp+oxy±ap	plg±cpx±opx+amp+oxy			
Vésiculation	vésicules déformées (4-8% vol.)	vésicules déformées (2-8% vol.)			
Type de roche	**Ponces et scories de retombées et coulées pyroclastiques**				
Type pétrographique		**Andésite** (61,95 – 62,3% SiO_2)	**Andésite** (62,4% SiO_2)	**Andésite** (55,29 – 61,9% SiO_2)	**Andésite** (55,9–57,2% SiO_2)
Phénocristaux % vol.		5-20%	5-50%	20-40%	20-40%
Paragénése		plg+amp+biot+oxy±ap	plg±opx+amp+oxy	±ol+plg±cpx+opx±amp±biot+oxy±ap	ol+plg+cpx+opx+amp+oxy
Texture		Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique, porphyrique à mésostase intersertale, vitroclastique	Porphyrique à mésostase intersertale
Vésiculation		vésicules subarrondies et déformées (10-40% vol.).	vésicules déformées et subarrondies (25-60% vol.)	vésicules déformées et subarrondies (10-30% vol.)	vésicules déformées (2-8% vol.)
Type pétrographique		**Dacite** (63,4 – 63,8% SiO_2)	**Dacite** (63,3 – 65,2% SiO_2)	**Dacite** (63,1 – 67,3% SiO_2)	
Phénocristaux % vol.		15-20%	10-20%	10-20%	
Paragénése		plg+amp+biot+oxy±ap	plg+amp+biot+oxy	±ol+plg+opx±cpx+amp±biot+oxy	
Texture		Porphyrique	Porphyrique	Porphyrique	
Vésiculation		vésicules subarrondies (30-40% vol.)	vésicules subarrondies (30-40% vol.)	vésicules subarrondies (10-20% vol.)	
Type pétrographique	**Rhyolite** (70,02% SiO_2)		**Rhyolite** (69,6 – 69,7% SiO_2)		
Phénocristaux % vol.	10-20%		15-20%		
Paragénése	plg+amp+biot+oxy		plg+amp+biot±qz+oxy		
Texture	Porphyrique		Porphyrique, vitroclastique		
Vésiculation	vésicules subarrondies (5-10% vol.)		vésicules arrondies (20-30% vol.)		

Tableau 4.2. Récapitulatif de l'étude pétrographique du volcan Ubinas. Les abréviations des minéraux sont les suivantes : plg = plagioclase ; amp = amphibole ; cpx = clinopyroxène ; opx = orthopyroxène ; ol = olivine ; biot = biotite ; ap = apatite ; oxy = oxyde ferro-titané ; qz = quartz.

4.4 Etude minéralogique

L'étude minéralogique systématique s'intéresse à la fois aux variations chimiques au sein des minéraux et à la caractérisation de l'évolution au cours du temps. Des analyses chimiques ponctuelles des minéraux ont été effectuées sur dix-huit échantillons des laves appartenant à l'étape "Ubinas IIa" (Ubi-22a, 33, 0736) et des produits pyroclastiques des étapes : "Ubinas IIb" (Ubi-69, 8, 0687, 0708, 0658), "Ubinas IIc" (Ubi-128, 48), "Ubinas IId" (Ubi-5a, 14, 17, 38, 39, 77) et l'activité éruptive de 2006 à 2009 (Ubi-0613, 18, 04). Ces roches ont été choisies principalement à partir de la position stratigraphique, des observations pétrographiques et des analyses d'éléments majeurs sur roche totale. Les analyses ont été effectuées à la microsonde électronique CAMECA SX-100 au Laboratoire Magmas et Volcans à Clermont-Ferrand. La tension d'accélération utilisée est de 15 kv, l'intensité de courant est de 11 nA. Les tableaux présentant les analyses chimiques des phases minérales et les formules structurales recalculées avec le logiciel Mac Norm 0.4 sont présentées en Annexe 5.

4.4.1 Le feldspath plagioclase

A l'instar des roches calco-alcalines, la phase minérale prédominante est le feldspath plagioclase, tant en phénocristaux qu'en microlites, dans tous les échantillons du volcan Ubinas. Les formules structurales et les composants polaires albite ($NaAlSi_3O_8$) – anorthite ($CaAl_2Si_2O_6$) – orthose ($KAlSi_3O_8$) ont été calculés sur la base de 8 oxygènes et 5 cations (logiciel Mac Norm 4.0). Les compositions des phénocristaux et microlites de feldspath sont reportées dans les diagrammes An-Ab-Or (Figs. 4.19 à 4.23).

Les produits de l'étape "Ubinas IIa" sont des andésites et dacites. La composition des phénocristaux de feldspath de ces roches correspond au labrador et à l'andésine (An_{32} à An_{64}) (Fig. 4.19). Les microlites montrent une gamme de composition légèrement plus restreinte An_{32} à An_{50} (labrador et andésine) par rapport aux phénocristaux. Des profils de composition chimique ont été réalisés pour quelques phénocristaux de plagioclases zonés. Il apparaît une zonation chimique globalement normale (par ex. dacite Ubi-33 : An_{c60} à An_{b48} ; andésite Ubi-22a : An_{c52} à An_{b41}), avec un cœur plus riche en anorthite et une bordure plus riche en albite. Mais certains autres phénocristaux de feldspath présentent une zonation inverse (par ex. andésite Ubi-0736 : An_{c40} à An_{b48}) et légèrement oscillatoire (Fig. 4.19B).

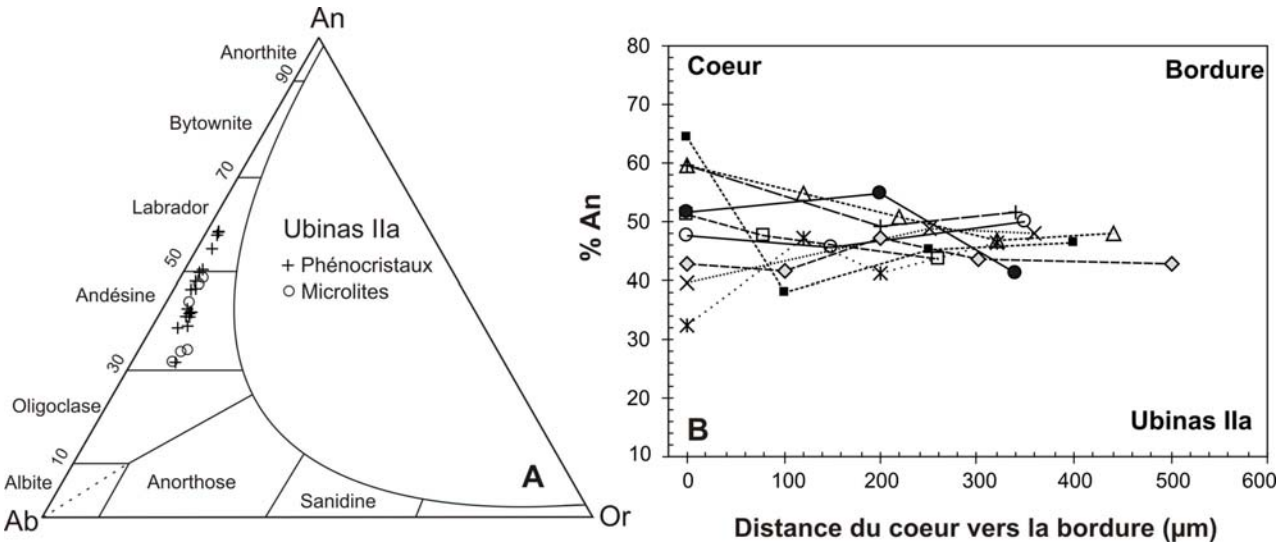


Figure 4.19. Classification des feldspaths de roches de l'Ubinas IIa dans le diagramme triangulaire albite-anorthite-orthose (A), et zonations des phénocristaux de plagioclase (B).

Les produits de l'étape "Ubinas IIb" sont des andésites et dacites. La composition des phénocristaux de feldspath des andésites correspond à l'andésine et au labrador (An_{35} et An_{62}). Les microlites ont des compositions plus restreintes (An_{55} à An_{63}, Fig. 4.20). Les feldspaths des dacites correspondent aussi à l'andésine et au labrador (An_{31} et An_{61}), tandis que les microlites ont des compositions légèrement plus restreintes (An_{35} à An_{61}, Fig. 4.20). Ces plagioclases sont relativement homogènes à l'échelle d'une même roche et présentent principalement des zonations normales (par ex. dacite Ubi-69 : An_{c42} à An_{b37} ; andésite Ubi-0687 : An_{c59} à An_{b34}). Toutefois, certains phénocristaux présentent des zonations inverses (par ex. dacite Ubi-0658 : An_{c43} à An_{b66}) (Fig. 4.20B).

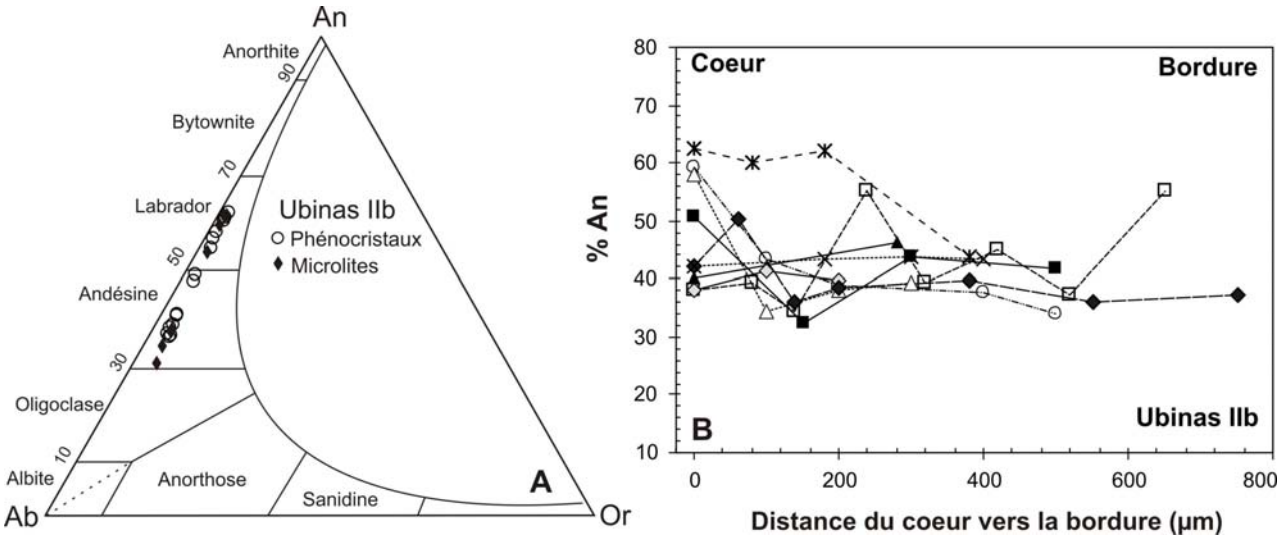


Figure 4.20. Classification des feldspaths de roches de l'étape "Ubinas IIb" dans le diagramme triangulaire albite-anorthite-orthose (A), et zonations des phénocristaux de plagioclase (B).

Les pyroclastites de l'étape "Ubinas IIc" sont des dacites et rhyolites (Ubi-128, 48). La composition des phénocristaux de feldspath de ces roches correspond à l'andésine et labrador (An_{39}-An_{61} ; Fig. 4.21). Ils présentent principalement des zonations normales (par ex. rhyolite Ubi-48 : An_{c55} à An_{b43}), mais aussi des zonations inverses (par ex. dacite Ubi-128 : An_{c39} à An_{b40}), et légèrement oscillatoires (Fig. 4.21B). Les microlites ont des compositions plus restreintes, comprises entre An_{37} et An_{40} (andésine).

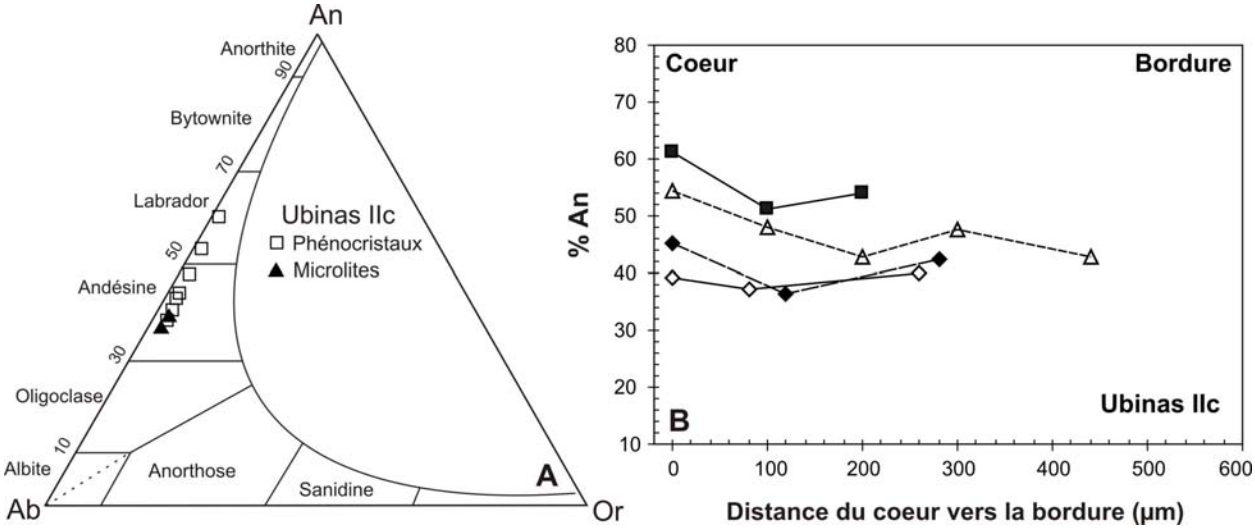


Figure 4.21. Classification des feldspaths de roches de l'étape "Ubinas IIc" dans le diagramme triangulaire albite-anorthite-orthose, et zonations de phénocristaux de plagioclase.

Les pyroclastites de l'étape "Ubinas IId" vont des andésites basiques aux dacites. La composition des phénocristaux de feldspath de l'ensemble de ces pyroclastites est beaucoup plus hétérogène, comprise entre An_{29} et An_{70}, c'est-à-dire des compositions de labrador, d'andésine et d'oligoclase (Fig. 4.22). En revanche, les microlites couvrent une gamme de composition très restreinte, comprise entre An_{40} et An_{54} (labrador et andésine). Dans l'ensemble de ces roches, les phénocristaux montrent principalement des zonations normales (par ex. andésite Ubi-5a : An_{c58}-An_{b50}), mais aussi inverses (par ex. andésite basique Ubi-17 : An_{c51}-An_{b56} ; dacite Ubi-38 : An_{c31}-An_{b40}) et oscillatoires (Fig. 4.22B).

Dans les pyroclastites de "l'Ubinas IId", certains cas particuliers ont été rencontrés, par exemple une andésite appartenant à une coulée de scories (éruption de type "Saint-Vincent" de 1677 : Ubi-17, 77) contient des phénocristaux de plagioclase dont les zonages sont complexes : zonages inverses (par ex. An_{c58}-An_{b64}), oscillatoires et normaux (Fig. 4.22B). Ces phénocristaux sont généralement criblés. De plus, une dacite (Ubi-39) contient des phénocristaux de plagioclase avec un manteau périphérique épais (<200 µm) riche en inclusions vitreuses. Certains de ces phénocristaux présentant des zonations inverses (par ex. An_{c34}-An_{b46}). De plus,

dans ces roches on distingue des xénocristaux d'olivine en déséquilibre avec la mésostase. Ces caractéristiques peuvent suggérer une paragenèse minérale en déséquilibre issue d'un mélange de magmas de compositions contrastées.

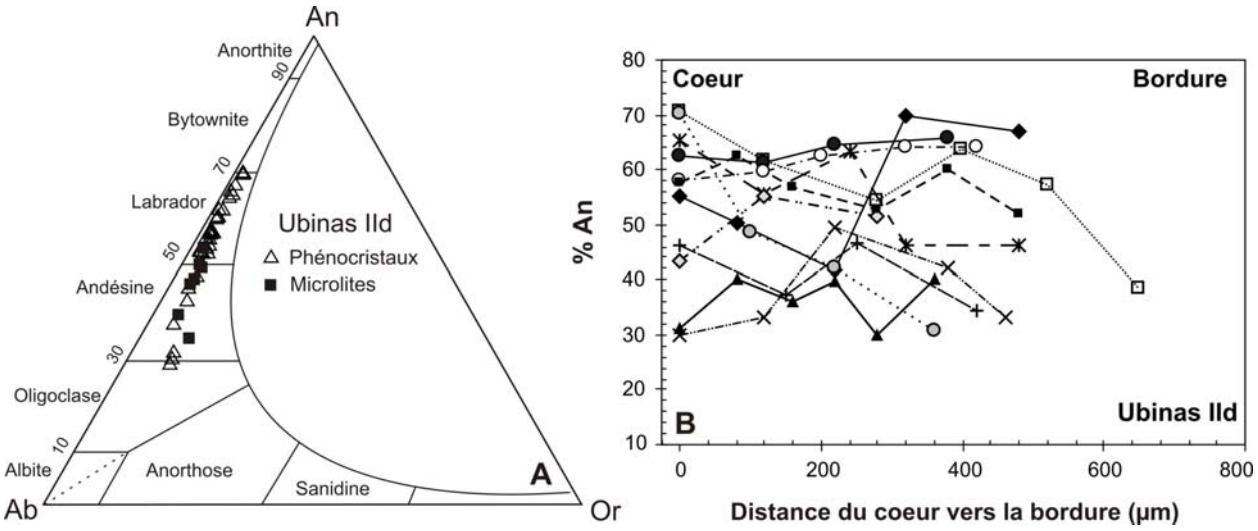


Figure 4.22. Classification des feldspaths de roches de l'étape "Ubinas IId" dans le diagramme triangulaire albite-anorthite-orthose (A), et zonations des phénocristaux de plagioclase (B).

Dans les pyroclastites andésitiques de l'activité éruptive de 2006-2009, les phénocristaux de feldspaths couvrent une gamme de composition très étendue, comprise entre An_{33} et An_{67}, c'est-à-dire de compositions de labrador et d'andésine (Fig. 4.23). Ces plagioclases montrent deux types de zonations : a) une zonation normale (par ex. Ub-0614, cœur An_{59} et bordure An_{51} ; b) une zonation inverse (par ex. Ubi-0613 : cœur An_{51} et bordure An_{61}), Fig. 4.23B. Ces derniers types de plagioclases montrent une bordure "criblée" (texture "*sieve*"), qui peut traduire des variations dans les conditions physico-chimiques lors de leur cristallisation.

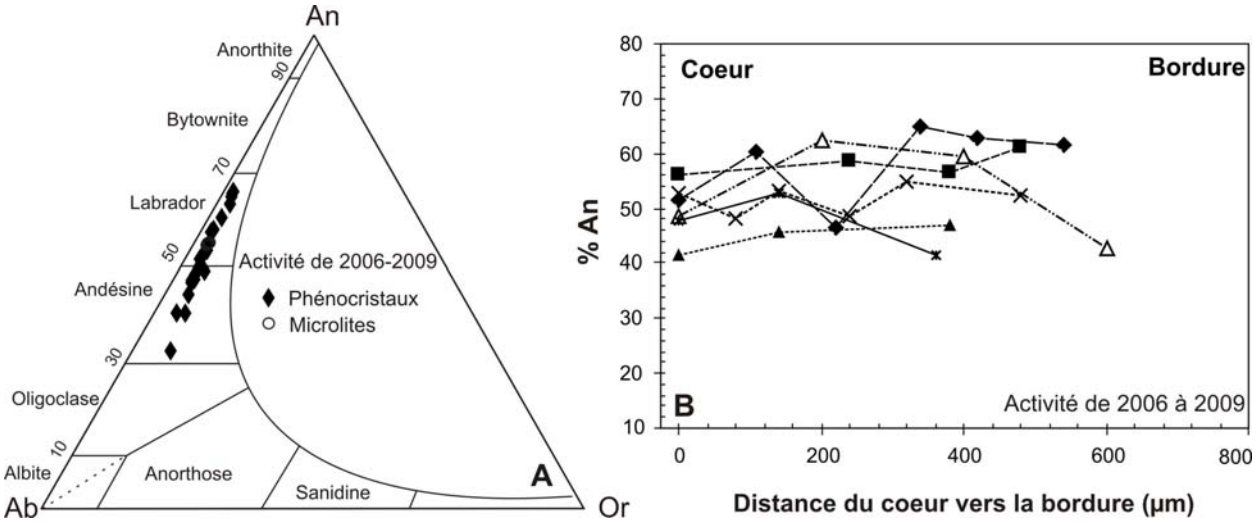


Figure 4.23. Classification des feldspaths des roches de l'activité éruptive 2006 à 2009 dans le diagramme triangulaire albite-anorthite-orthose (A), et zonations de phénocristaux de plagioclase (B).

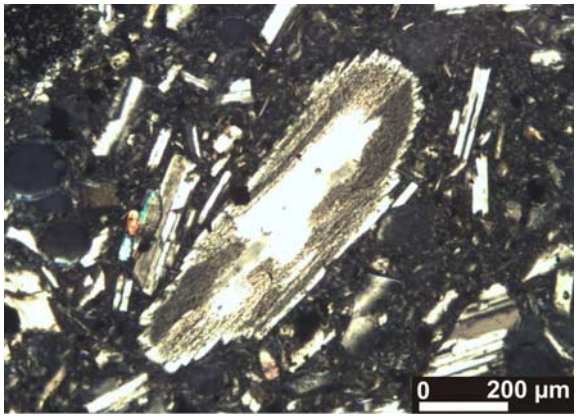


Fig. 4.23a. Phénocristal de plagioclase avec une bordure criblée, dans une andésite basique émise pendant l'activité de 2006 - 2009 (Ubi-0613).

Dans l'ensemble des roches, les zonations inverses (augmentation de la teneur en An depuis le cœur vers la périphérie du cristal) sont présentes surtout dans les phénocristaux de plagioclase des produits pyroclastiques mis en place à l'époque historique ("Ubinas IId") et lors de l'activité de 2006 à 2009. Ces zonations peuvent être liées à des variations importantes des conditions physiques et chimiques survenues durant la croissance du cristal (Nakamura et Shimakita, 1998). En effet, elles peuvent s'expliquer soit par décompression du liquide sans perte de volatils (Nelson et Montana, 1992), soit par l'augmentation de température du système par injection de magma basique plus chaud (dans ce cas, les teneurs en Ca du plagioclase augmentent vers la bordure) (Snyder et Tait, 1995), soit par augmentation de la teneur en eau durant la cristallisation par décompression du liquide (dans ce cas aussi, la teneur en Ca augmente en bordure). Toutefois, la composition du plagioclase dépend de la température, de la pression, du contenu en eau et de la composition du liquide (Ginibre et Wörner, 2007). Ces perturbations magmatiques peuvent influencer l'activité d'un volcan voire même déclencher une éruption volcanique.

4.4.2 L'amphibole

L'amphibole est une phase hydratée abondante dans toutes les roches de composition dacitique et andésitique du volcan Ubinas. Elle est aussi présente dans quelques rhyolites. Les formules structurales de l'amphibole ont été calculées selon la méthode de classification de Tindle et Webb (1994). Le calcul effectue la correction Fe^{2+}/Fe^{3+} sur la somme des cations ($\Sigma_{cations}$= 13 dans le cas des amphiboles analysées) et on ajoute la quantité d'eau nécessaire pour que OH=2 dans la formule structurale. Les analyses ont été placées dans le diagramme de classification des amphiboles calciques (Leake *et al.*, 1997), car $(Ca+Na)_B \geq 1{,}00$ et $Na_B < 0{,}50$ (Fig. 4.24). Ce diagramme tient également compte du rapport $Mg/Mg+Fe^{2+}$ et de la teneur en silicium.

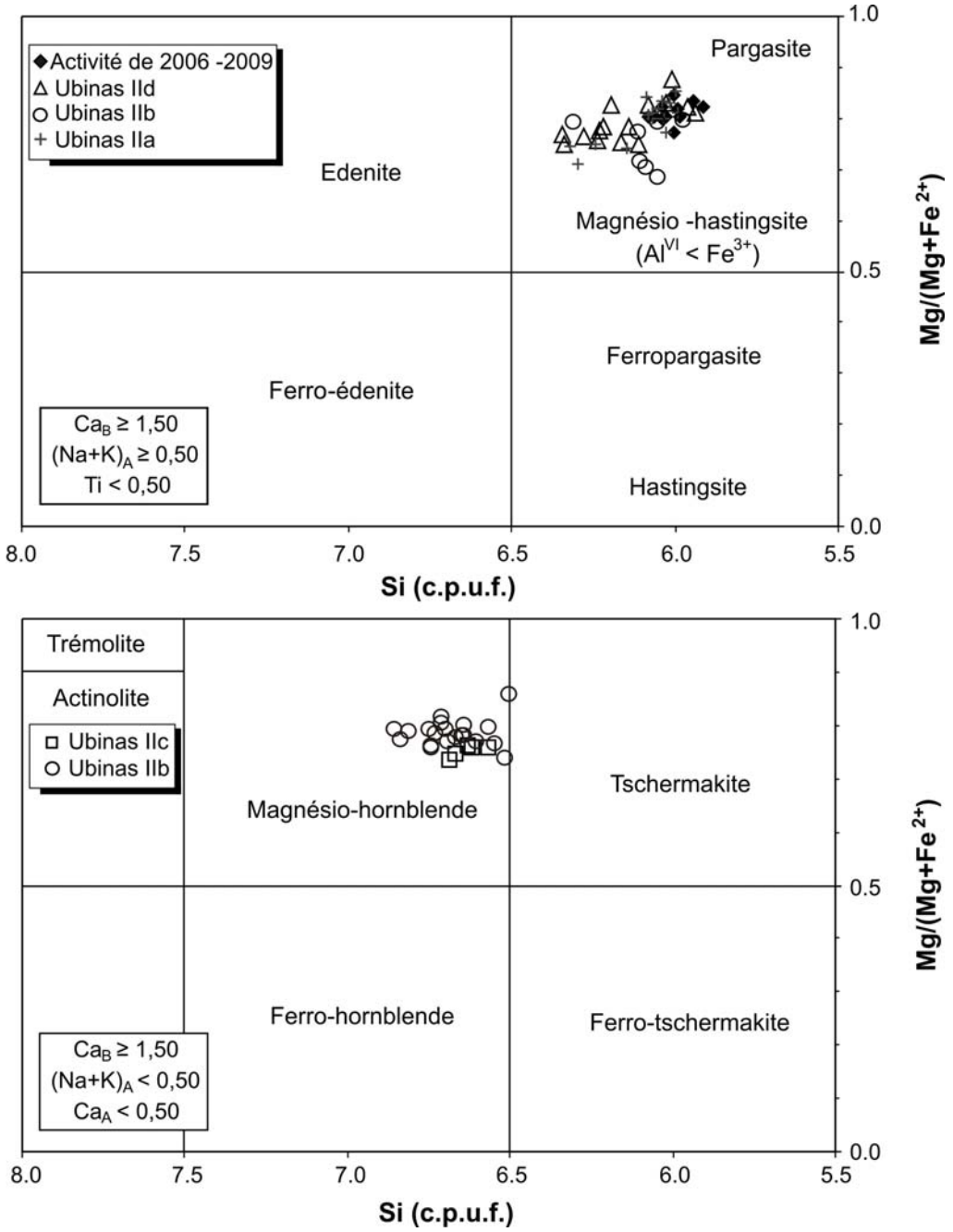


Figure 4.24. Compositions des amphiboles dans la classification de Leake *et al.* (1997).

Dans l'ensemble, deux types d'amphiboles sont reconnues : magnésio-hastingsite et magnésio-hornblende. Le premier groupe est présent dans les andésites et dacites, tandis que le deuxième groupe n'est présent que dans les rhyolites. Les phénocristaux de magnésio-hastingsite, selon la nomenclature de Leake *et al.* (1997), se caractérisent par une somme des alcalins (Na+K) sur le site A supérieure à 0,50, ainsi que par un contenu en aluminium octaédrique (Al^{IV}) inférieur à la teneur en fer trivalent, et par des teneurs élevées en Ti. Les cristaux de magnésio-hornblende montrent une somme des alcalins (Na+K) sur le site A inférieur à 0,50, ainsi que des teneurs en Al_{total} et Ti faibles.

Sur l'ensemble des produits, les amphiboles analysées présentent globalement de fortes teneurs en SiO_2 (40,7 à 47,3 poids%), mais de faibles teneurs en Al_2O_3 (7,3 à 13,4 poids%) et TiO_2 (1,7 à 4,1 poids%). En outre, les valeurs globales de Mg# varient entre 70 à 88.

Dans certains produits de "l'Ubinas IIa", "Ubinas IIb" et "Ubinas IId", des phénocristaux montrent à la fois une augmentation des teneurs en Si du cœur vers le bord et une chute des teneurs en Mg (par ex. Ubi-38, 14). Cette zonation de composition est probablement synchrone d'un phénomène de cristallisation fractionnée entraînant un enrichissement en Si du liquide résiduel. L'augmentation des teneurs en Si^{4+} dans l'amphibole est liée à l'enrichissement en SiO_2 du magma à partir duquel elle cristallise (Green, 1982).

Certains cristaux de certaines laves et ponces sont systématiquement entourés d'une bordure d'altération. Ils sont éventuellement complètement remplacés (amphibole pseudomorphosée) par un agrégat d'oxydes ferro-titanés et de pyroxènes (altération de type "black"). Dans ce cas, seule la forme de l'amphibole persiste et l'analyse de sa composition est possible, mais donne une composition d'oxyde. Ces types d'altération peuvent être expliqués soit par un mélange de magmas ante-éruption (réchauffement isobarique), soit par oxydation lorsque la lave est émise à l'air libre (décompression isothermale), soit par la chute de contenu de l'eau et de la fugacité d'oxygène du magma (Garcia et Jacobson, 1979 ; Rutherford et Hill, 1993 ; Ridolfi *et al.*, 2008).

Les magmas calco-alcalins d'arc sont classiquement considérés comme des liquides riches en eau. Cette richesse en eau est à l'origine de l'abondance de produits pyroclastiques émis par l'activité volcanique explosive, et de l'abondance de minéraux hydratés (Bardintzeff et Bonin, 1987). L'amphibole dans les produits du volcan Ubinas est donc un argument en faveur de la présence d'eau en quantité relativement importante dans ces magmas. 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_{H2O} (Davidson *et al.*, 1991). La quantité variable et relativement importante (3 à 15%) de l'amphibole dans les paragenèses des roches de l'Ubinas peut être interprétée comme la signature d'une évolution du magma sous conditions de pression et P_{H2O} élevées.

4.4.3 Les pyroxènes

Les pyroxènes sont présents tant en phénocristaux qu'en microcristaux dans toutes les roches de compositions andésitique basique, andésite et quelques dacites de l'Ubinas. On rencontre l'association orthopyroxène-clinopyroxène dans certaines andésites et andésites basiques. Quantitativement, au cours de la différenciation, le clinopyroxène a tendance à décroître progressivement au profit de l'orthopyroxène, qui est moins représenté dans les termes plus basiques.

Les formules structurales des pyroxènes ont été calculées sur la base de 6 oxygènes, avec tout le fer sous la forme FeO (logiciel Mac Norm 4.0). Le calcul des constituants polaires principaux : enstatite (En, $Mg_2Si_2O_6$), ferrosilite (Fs, $Fe_2Si_2O_6$) et wollastonite (Wo, $Ca_2Si_2O_6$) suit la méthode décrite par Morimoto *et al.* (1988), à savoir que le pôle ferrosilite tient compte du fer divalent et du manganèse. Les pourcentages de chaque composant ont été reportés dans le diagramme de classification triangulaire Wo-En-Fs (Figs. 4.25 et 4.27).

Dans leur totalité, les pyroxènes de l'Ubinas appartiennent au groupe des pyroxènes Ca-Mg-Fe (quad), d'après la nomenclature proposée par l'IMA (Morimoto *et al.*, 1988). Les pyroxènes ont une taille moyenne de 500 µm et peuvent atteindre 1,6 mm maximum. Vu leur rapport $Al^{IV}/Al^{VI}>1$ et leur teneur en Cr_2O_3 <1%, ils ne sont pas primitifs (Marcelot *et al.*, 1983). Les rapports Al^{IV}/Al^{VI} relativement élevés (de 1,3 à 35,0) et les faibles teneurs en Na_2O (0,01 à 0,53) indiquent une cristallisation à basse pression dans une chambre superficielle (Aoki et Shiba, 1973).

4.4.3.1 Le clinopyroxène

Les clinopyroxènes existent tant en phénocristaux qu'en microlites dans les andésites basiques et dans certaines andésites et dacites. Des analyses ont été effectuées sur des phénocristaux appartenant aux échantillons des étapes "Ubinas IIa" (Ubi-22a, 33, 0736), "Ubinas IIb" (Ubi-0658), "Ubinas IId" (Ubi-38, 39, 17, 77) et dans les pyroclastites de l'activité de 2006-2009 (Ubi-0604, 13, 18).

Les phénocristaux de clinopyroxènes des laves de l'Ubinas IIa et IIb présentent une gamme de composition très restreinte (Wo_{42-46}, En_{41-44}, Fs_{10-15}) (Figs. 4.25a, b). Leur champ de composition est situé dans le domaine de l'augite, même si quelques uns apparaissent dans le champ du

diopside (Figs. 4.25a, b). Ces minéraux sont caractérisés par une étroite gamme de teneur en SiO_2 comprise entre 50,5 à 53,1%. Cependant, ils contiennent de faibles teneurs en Al_2O_3 (0,8-3,7%), TiO_2 (0,2-0,8%) et Cr_2O_3 (0.01-0,08%). La plupart de ces minéraux montrent une zonation normale (un cœur plus riche en Mg que la bordure) (par ex. **Ubi-33** : Mg# 74,8→73,1), mais certains phénocristaux (Ubi-33, Ubi-0658) montrent une légère zonation inverse (par ex. **Ubi-0658** : Mg# 76,5→83,7).

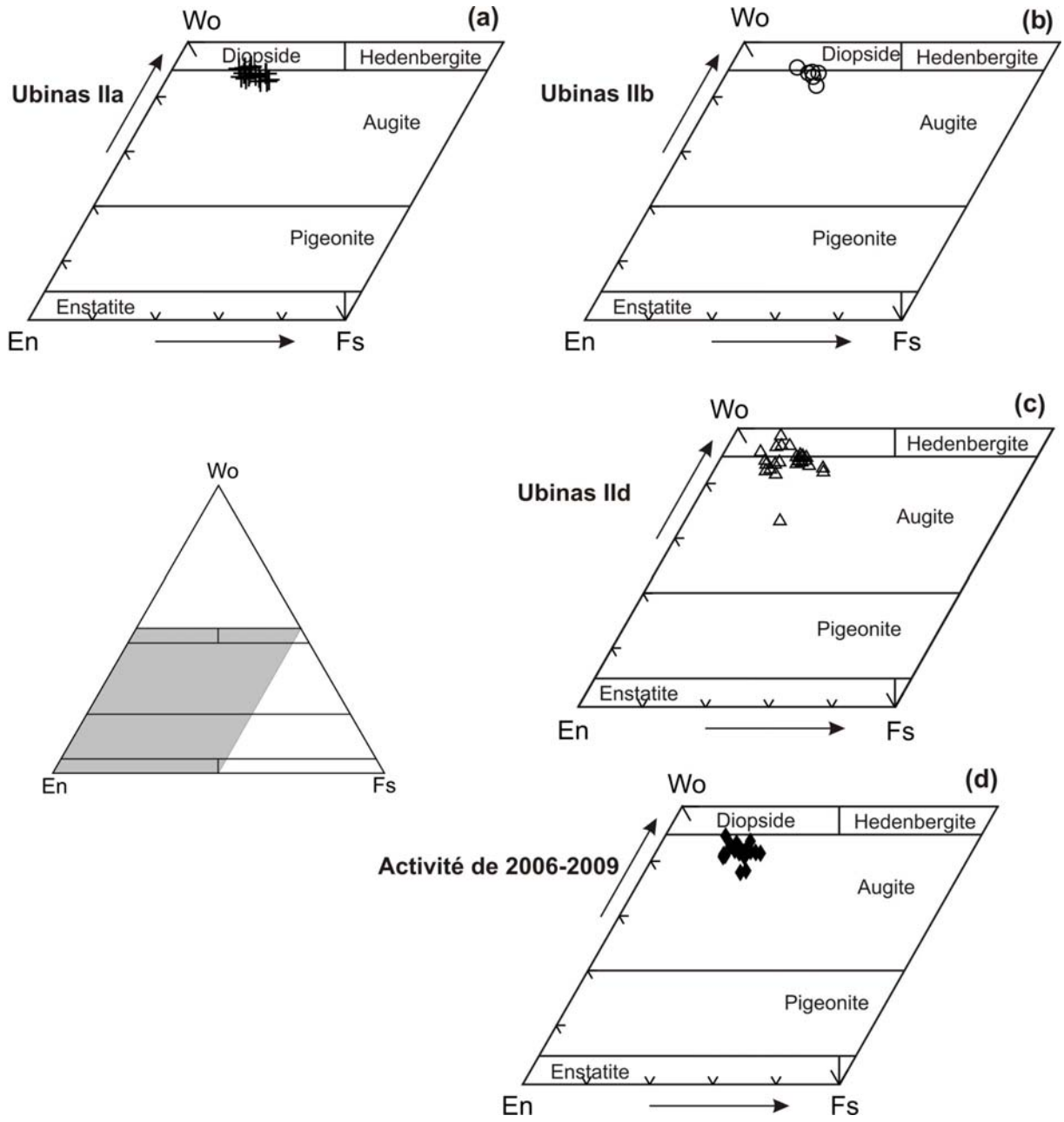


Figure 4.25. Composition des clinopyroxènes dans la classification de Morimoto *et al.*(1988).

Les phénocristaux de clinopyroxène des pyroclastites de l'Ubinas IId montrent une gamme de composition beaucoup plus étendue par rapport aux précédents (Wo_{34-47}, En_{40-51}, Fs_{6-17}). Ils sont

situés dans le domaine de l'augite et du diopside (Fig. 4.25c) et sont caractérisés par des teneurs assez variables en SiO_2 (48,9-54,2%), Al_2O_3 (1,1-5,3%), TiO_2 (0,2-1,9%) et Cr_2O_3 (0,01-0,18%). Certains phénocristaux montrent des zonations normales (**Ubi-17** : Mg# 83,1→78,7), mais les zonations inverses sont nombreuses (enrichissement en Mg vers la bordure, tel que **Ubi-39** : Mg# 75,4→85,8).

Les phénocristaux de clinopyroxène des pyroclastites de l'activité de 2006-2009 sont légèrement moins calciques par rapport aux précédents (Wo_{41-45}, En_{41-48}, Fs_{9-17}). Ils sont situés dans le domaine de l'augite (Fig. 4.25d) et sont caractérisés par de fortes teneurs en SiO_2 (49,5-52,5%), mais faibles en Al_2O_3 (1,3-3,9%), TiO_2 (0,3-1,0%) et Cr_2O_3 (0,003-0,1%). Certains phénocristaux montrent des zonations normales (par ex. **Ubi-0613** : Mg# 81,5→81,0) ou inverses bien marquées (par ex. **Ubi-0613** : Mg# 72,4 →76,2).

Sur les diagrammes de classification de Morimoto (1988) (Fig. 4.25), les clinopyroxènes de l'activité la plus récente (2006-2009) semblent légèrement moins calciques que ceux des étapes "Ubinas IIa", "Ubinas IIb" et "Ubinas IId". Cette différence est toutefois plus apparente sur un diagramme CaO *vs.* Mg# (Fig. 4.26), où les clinopyroxènes de l'activité la plus récente semblent avoir les teneurs en CaO les moins élevées.

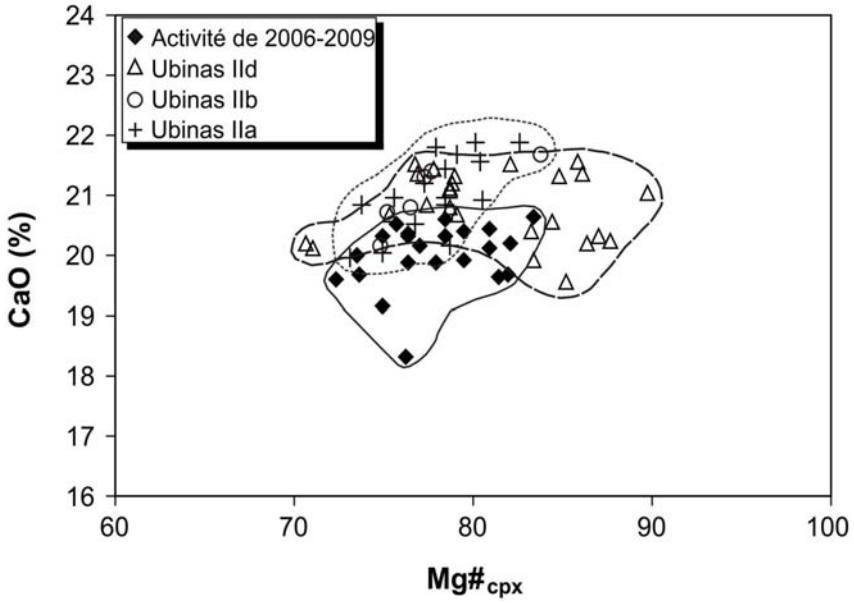


Figure 4.26. Variation de la composition chimique des clinopyroxènes en fonction de leurs teneurs en CaO (%) et de leur Mg#.

De façon générale, dans la lignée de l'Ubinas, la proportion de clinopyroxènes tend à diminuer lorsque la teneur en silice de la roche augmente. Dans une seule dacite (Ubi-39 : 67,3 wt% SiO_2)

le clinopyroxène est présent. Dans tous les échantillons analysés, on constate la même relation entre Ti et Si qu'entre Al et Si ; les teneurs en Ti et Al des clinopyroxènes diminuent au fur et à mesure de l'augmentation en Si, c'est-à-dire au cours de la différenciation. Les rapports Mg/Mg+Fe+Mn des clinopyroxènes des produits de "l'Ubinas IIa", "Ubinas IIb" et de l'activité de 2006-2009 sont presque similaires, variant de 0,72-0,83. En revanche, les clinopyroxènes des pyroclastites de "l'Ubinas lld" ou d'âge historique montrent une gamme plus étendue (0,70 et 0,89).

4.4.3.2 L'orthopyroxène

L'orthopyroxène est présent tant en phénocristal qu'en microcristal dans la plupart des produits laviques et pyroclastiques à composition d'andésite basique, d'andésite et de quelques dacites. Ce sont généralement de petits prismes réguliers de tailles inférieures à 1,4 mm. Sur l'ensemble des roches, les analyses effectuées à la microsonde ont été faites principalement sur certains phénocristaux appartenant aux andésites et à certaines dacites de l'Ubinas IIa (Ubi-22a, 33, 0736), de l'Ubinas IIb (Ubi-0658), de l'Ubinas IId (Ubi-5a, 14, 39) et de l'activité de 2006-2009 (Ubi-0604, 13, 14, 18). Les compositions de ces phénocristaux sont reportées dans les diagrammes de classification de Morimoto *et al.* (1988) (Fig. 4.27).

Dans les andésites et dacites des étapes "Ubinas IIa" et "Ubinas IIb", les phénocristaux d'orthopyroxène montrent une gamme de composition peu étendue qui varie entre En_{63} et En_{71} (enstatite). Les orthopyroxènes de l'Ubinas IId montrent une composition similaire (En_{63-71}, enstatite). Cependant, les phénocristaux d'orthopyroxène appartenant aux andésites de l'activité de 2006-2009 montrent une gamme de composition un peu plus étendue En_{64-73} (enstatite), et donc moins ferrifère.

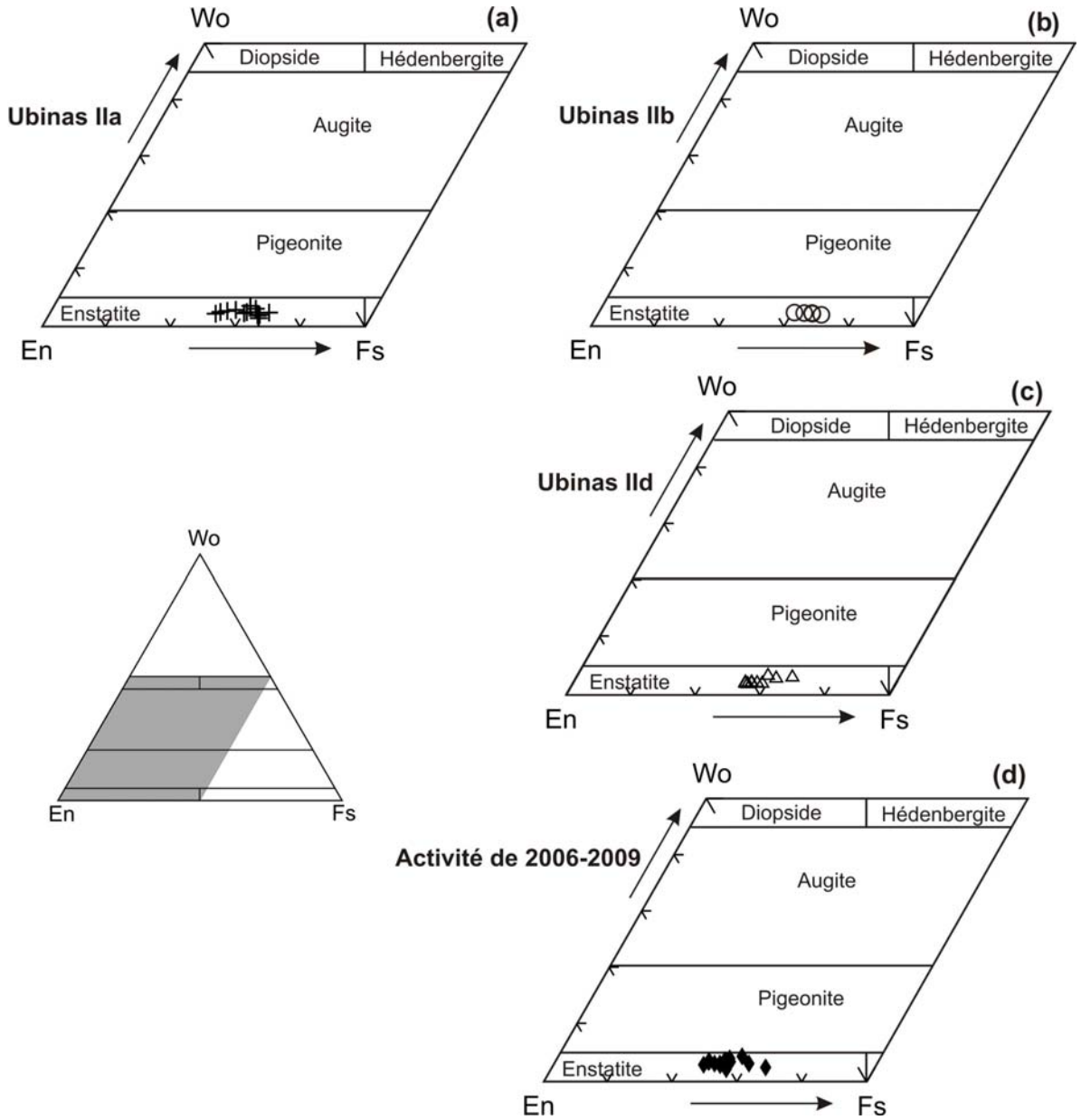


Figure 4.27 Composition des orthopyroxènes de l'Ubinas dans la classification de Morimoto *et al.* (1988).

La concentration des éléments varie peu dans les orthopyroxènes, excepté Fe et Mg. Comme dans les clinopyroxènes, les orthopyroxènes de l'ensemble des roches analysées sont caractérisés par de fortes teneurs en SiO_2 (52,1-54,7%), et de faibles teneurs en Al_2O_3 (0,5-1,7%) et TiO_2 (0,1-0,5%). Par ailleurs, dans les andésites basiques (Ubi-13, 14), ils sont plus magnésiens MgO (23 - 26,7%), et tendent à être plus ferrifères FeOt (18,8 - 20,9%) dans les andésites (Ubi-0736) et dacites (Ubi-33).

Les zonations des phénocristaux d'orthopyroxène sont généralement de faible amplitude et sont pour la plupart normales (enrichissement en fer vers la périphérie). En effet, les orthopyroxènes de la plupart des laves de l'Ubinas IIa montrent des zonations normales (par ex. **Ubi-33** :

Mg#69,1→68,5), ainsi que les orthopyroxènes de la majorité des pyroclastites de l'activité de 2006-2009 (par ex. **Ubi-0614** : Mg#76,2→74,6). Mais dans certains produits les orthopyroxènes présentent aussi des zonations inverses (enrichissement en Mg vers la bordure), comme par exemple dans les laves dacitiques de l'Ubinas IIa (par ex. **Ubi-33** : Mg#65,8→71,7), les pyroclastites de l'Ubinas IId (par ex. **Ubi-39** : Mg#66,5→70,6) et les pyroclastites de l'activité récente de 2006-2008 (par ex. **Ubi-0618** : Mg#73,1→73,8).

4.4.4 La biotite

Les micas apparaissent associés aux amphiboles dans les rhyolites et quelques dacites et andésites, où ils peuvent constituer jusqu'à 6% en volume. Des analyses à la microsonde ont été faites sur des phénocristaux appartenant à des échantillons des étapes "Ubinas IIb" (Ubi-69), "Ubinas IIc" (Ubi-128, 8) et des pyroclastites d'âge historique ou "Ubinas IId" (Ubi-38). Les totaux des analyses des biotites sont compris entre 93,2 et 95,8% (Annexe 5), car l'écart par rapport à 100% est attribué aux anions OH et F non analysés à la microsonde. Selon la classification des micas de Deer *et al.* (1978), les micas analysés se situent dans le champ de la biotite, avec de forts rapports Fe/(Fe+Mg) (0,31 – 0,36) et de fortes teneurs en Al (1,19 – 1,29) (Fig. 4.28).

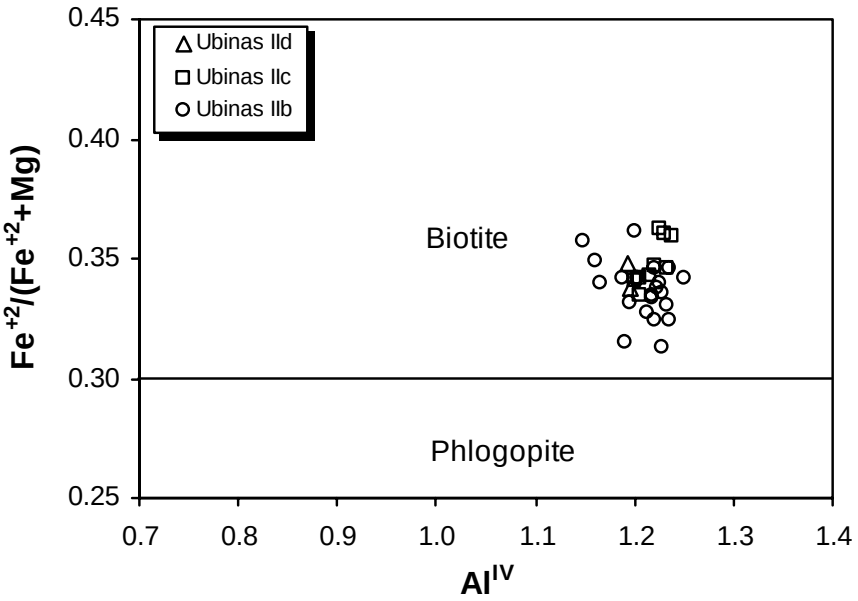


Figure 4.28 Composition des biotites de l'Ubinas dans la classification de Deer *et al*. (1978).

Les biotites appartenant aux produits de composition andésitique et dacitique de l'étape "Ubinas IIb", montrent une faible teneur en TiO_2 comprise entre 4,8 et 5,3%. Certains montrent une décroissance de la teneur en magnésium du cœur vers le bord (par ex. Ubi-69). Le Mg# (68,7 – 63,9) et les teneurs en aluminium ($1,15<Al^{IV}<1,25$) varient légèrement.

Par ailleurs, les biotites appartenant aux pyroclastites à composition rhyolitique de l'Ubinas IIc montrent une gamme de teneur en TiO_2 (4,4-4,7%) moins variable par rapport aux précédents. De même, les teneurs en aluminium ($1,21<Al^{IV}<1,24$) et le Mg# (66,5-63,8) sont peu étendues. Les biotites appartenant aux pyroclastites à composition andésitique de l'étape "Ubinas IId" (d'âge historique), montrent des teneurs légèrement plus élevées en TiO_2 (5,9-6,0%) par rapport aux précédents. D'ailleurs, les teneurs en aluminium ($1,19<Al^{IV}<1,20$) sont moins élevées par rapport aux biotites de l'Ubinas IIb et l'Ubinas IIc, ainsi que le Mg# dont la gamme est très restreinte (65,3 – 66,3).

De façon générale, l'évolution globale au sein des micas est caractérisée par un enrichissement en fer, associé à un appauvrissement modéré en alumine. Par ailleurs, le rapport Mg# compris entre 63,8 et 68,7 est toujours inférieur à celui des amphiboles (70,4-87,8). La cristallisation de la biotite se traduit donc par un fractionnement plus ou moins important du fer par rapport à celui du magnésium.

4.4.5 L'olivine

L'olivine est la phase la moins représentée dans la série de l'Ubinas moderne (<2% en volume). Elle est présente sous forme de phénocristaux et microphénocristaux, principalement dans certaines bombes et scories de composition andésitique et andésitique basique d'âge historique ou "Ubinas IId" (Ubi-38, 77), et dans des blocs juvéniles andésitiques émis pendant l'activité de 2006-2009, où elles sont en déséquilibre avec la mésostase. Par ailleurs, l'olivine est présente sous forme de xénocristaux dans une dacite de l'Ubinas IId (Ubi-39). Les formules structurales ont été calculées sur la base de 4 oxygènes, avec tout le fer sous la forme FeO (logiciel Mac Norm 4.0). Les analyses d'olivine figurent dans l'annexe 5. De manière générale, les olivines sont relativement riches en magnésium, avec des teneurs en forstérite variant de 63,7 à 81,2 (Fig. 4.29).

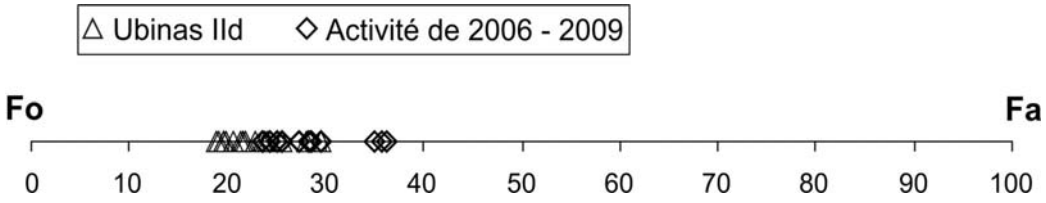


Figure 4.29 Classification des olivines de l'Ubinas.
Fo = Forstérite (Mg_2SiO_4) ; Fa = Fayalite (Fe_2SiO_4)

Les phénocristaux d'olivine dans les andésites basiques de l'étape "Ubinas IId" montrent des teneurs en forstérite peu variables (Fo_{75-79}) pour les cœurs. Ils montrent une zonation normale, avec une teneur en forsterite maximale au cœur Fo_{77} (Ubi-77) et des teneurs en forsterite minimales Fo_{76} (Ubi-77) pour les bordures. Par ailleurs, les phénocristaux d'olivine d'une dacite de l'Ubinas IId (Ubi-39) montrent des teneurs en forstérite assez variables (Fo_{71-81}) pour les cœurs, avec une zonation normale (*par ex.* Ubi-39 : cœur Fo_{81} et bordure Fo_{76}).

Les cristaux d'olivine des produits de l'activité de 2006-2009 montrent des teneurs en forstérite peu variables (Fo_{70-76}), avec une zonation normale (par ex. Ubi-14 : cœur Fo_{76} et bordure Fo_{64}) (Fig. 4.29a).

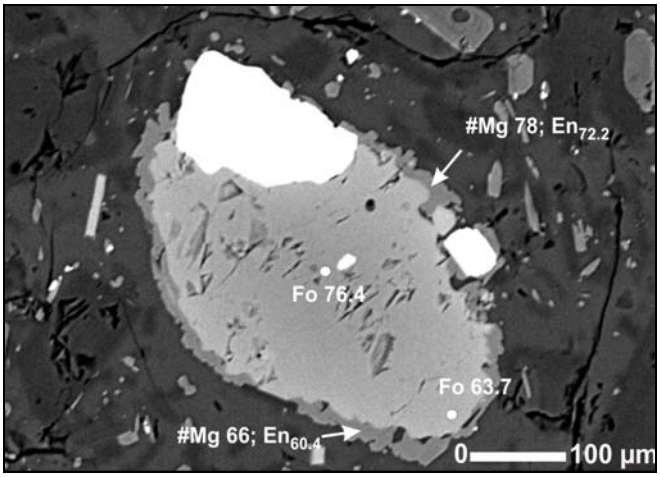


Fig. 4.29a Phénocristal d'olivine avec surcroissance d'orthopyroxène, dans une andésite basique émise pendant l'activité de 2006-2009 (Ubi-14).

De manière générale, les olivines des roches du volcan Ubinas sont légèrement plus évoluées que celles des laves andésitiques basiques plus primitives de la CVZ, et notamment du sud du Pérou (par ex. volcans monogéniques d'Andahua-Huambo : Fo_{80-86} ; Delacour *et al.*, 2007). Dans les premiers stades de la différenciation magmatique, l'olivine joue un rôle plus ou moins important dans le fractionnement du magnésium et du fer.

Sur l'ensemble de la population d'olivine, certains phénocristaux sont automorphes à subautomophes et en équilibre avec le liquide hôte (par ex. Ubi-77, 38). Cependant, certains cristaux sont subautomophes à xénomorphes (Ubi-39 ; 14) et montrent des textures de déséquilibre : absence de faces cristallines et habitus arrondi, bordure corrodée avec surcroissance d'orthopyroxène (Ubi-14) et minces bordures réactionnelles. Ces bordures sont éventuellement composées de microcristaux de pyroxènes, oxydes de Fe-Ti et plagioclases, et sont un indice d'instabilité des olivines. Ces olivines instables peuvent être interprétées

comme des xénocristaux résultant d'une incorporation mécanique de cristaux issus d'un magma chimiquement différent ou plus basique.

4.4.6 L'apatite

L'apatite est observée en tant que phase minérale accessoire (<1%) dans certains produits laviques et pyroclastiques à compositions andésitique et dacitique des étapes "Ubinas IIa", "Ubinas IIb" et "Ubinas IId". Ce sont de microcristaux automorphes à subautomorphes qui se trouvent généralement en inclusions à l'intérieur de quelques phénocristaux de plagioclase. Des analyses plus précises (ablation laser) de leur composition en éléments traces n'ont pas été possibles en raison de la petite taille des cristaux (<50 microns).

4.4.7 Les oxydes ferro-titanés

Bien que peu abondants (≤3% en volume), les oxydes ferro-titanés sont présents dans toute la série de l'Ubinas. Ces oxydes sont toujours de taille inférieure à 400 microns. Les formules structurales des oxydes ferro-titanés ont été calculées sur la base de trois cations et huit charges (logiciel Mac Norm 4.0). Les résultats présentés dans l'annexe 5 donnent la composition de ces minéraux en précisant les concentrations en Fe_2O_3 et FeO calculées par le logiciel. La classification utilisée est celle de Deer *et al.* (1969), basée sur les teneurs en FeO, Fe_2O_3 et TiO_2 (% molaire) (Fig. 4.30).

Les analyses ont été effectuées sur des phénocristaux isolés dans la mésostase et sur des minéraux piégés dans certains phénocristaux, appartenant aux échantillons de l'Ubinas IIa (Ubi-22a, 33, 0736), l'Ubinas IIb (Ubi-8, 69, 0708, 0687, 0658), de pyroclastites de l'Ubinas IIc (Ubi-48, 128), des pyroclastites de l'Ubinas IId (Ubi-5a, 14, 38, 39, 77) et des produits émis pendant l'activité de 2006-2009 (Ubi-0604, 13, 14, 18). Leur composition chimique permet de les séparer en deux populations bien distinctes : les titano-magnétites et les ilménites (Fig. 4.30). La titano-magnétite est beaucoup plus abondante que l'ilménite qui reste extrêmement rare. Optiquement, toutes les magnétites semblent homogènes et on note l'absence d'exsolution d'ilménite.

Les titano-magnétites analysées sont sous forme de phénocristaux et inclusions dans les olivines, clinopyroxènes, orthopyroxènes, amphiboles, biotites et quelques plagioclases, en raison de leur cristallisation précoce. L'ilménite est aussi présente sous forme de phénocristaux isolés dans la

mésostase (Ubi-33, 128, 0708, 0658), ainsi qu'en inclusions dans certains orthopyroxènes (Ubi-33, 38).

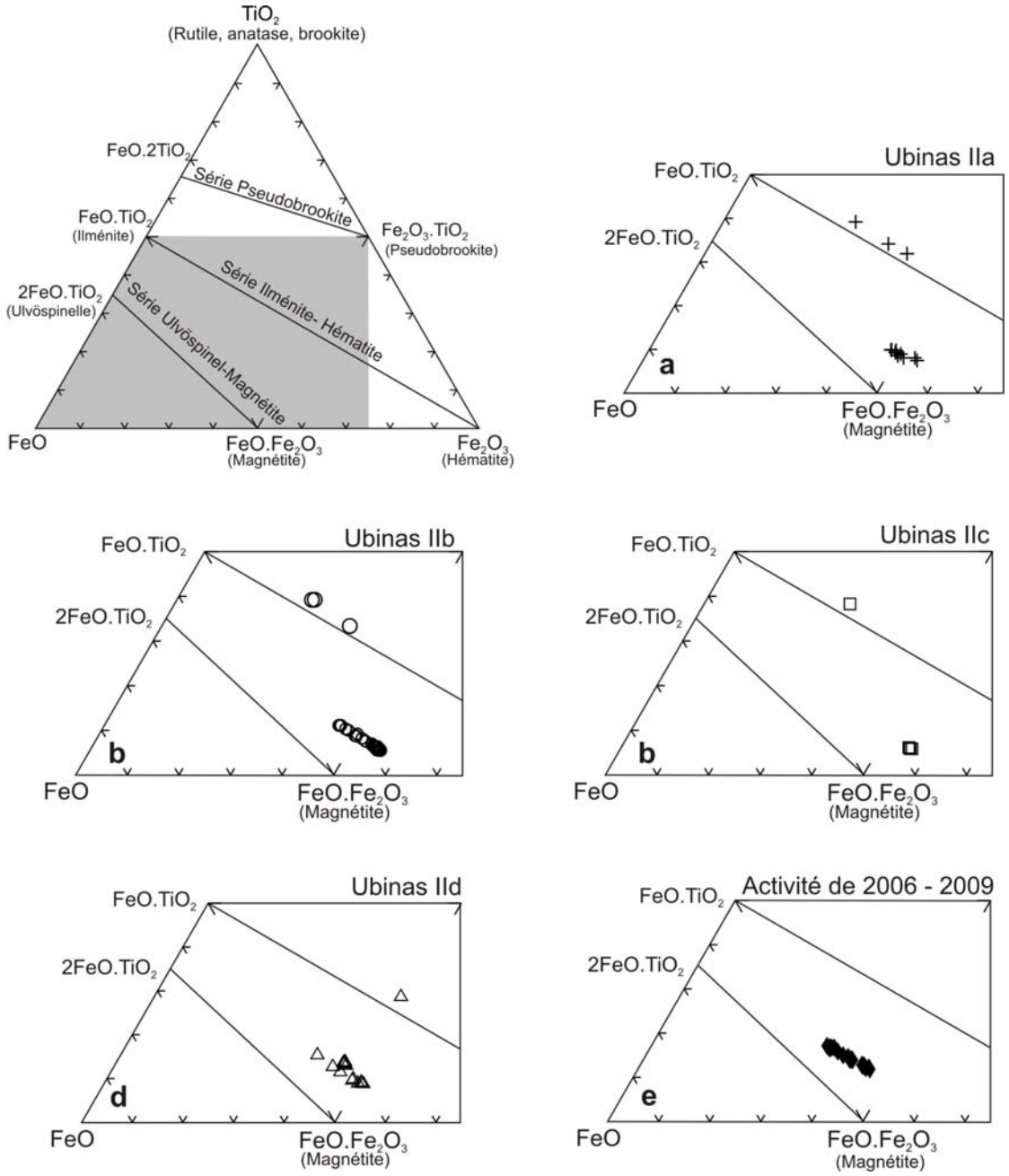


Figure 4.30 Diagramme FeO-TiO_2-Fe_2O_3 pour les minéraux opaques des laves et pyroclastites de l'Ubinas moderne. Il s'agit de Ti-magnétite et ilménite (mol %).

La titano-magnétite est omniprésente depuis les andésites basiques jusqu'aux rhyolites. En revanche l'ilménite est limitée aux andésites, dacites et rhyolites où elle coexiste avec la titano-magnétite (Ubi-33, 0658, 0708, 128, 38). Dans l'ensemble des produits, la titano-magnétite montre de teneurs en TiO_2 comprises entre 5,6-16,7 %, les teneurs les plus fortes étant celles de l'activité de 2006-2009 (11,2-16,7 poids% TiO_2). Ces minéraux sont donc responsables du fractionnement du titane.

Dans certains produits, quelques phénocristaux de titano-magnétite montrent un zonage plus ou moins important. En effet, les produits de l'activité de 2006-2009 contiennent des phénocristaux de titano-magnetite avec bordures riches en TiO_2 (11,5–13,5%). L'apparition de ce type de zonage peut apporter des indices d'un éventuel mélange. En effet, selon certains auteurs (Devine *et al.*, 2003), ces zonages apparaissent en réponse à un réchauffement du système dû à l'apport d'un magma basique plus chaud.

Globalement, les titano-magnétites au sein des laves des pyroclastites de l'Ubinas IId et de l'activité de 2006-2009 présentent un large spectre de teneurs en aluminium (1,6-4,9%). Les faibles teneurs en alumine dans toutes les roches du volcan Ubinas (0,9-4,9%) suggèrent que ces minéraux opaques ont cristallisé à basse pression (Osborn et Watson, 1977). L'apparition précoce des minéraux opaques est à relier à des fugacités d'oxygène élevées dans presque toute la série analysée, cette fugacité étant liée à une forte teneur en eau. Cette forte fO_2 permet l'apparition de la titano-magnétite. Elle est en partie responsable de l'absence d'enrichissement en fer des laves et pyroclastites de l'Ubinas moderne.

4.4.8 Le verre

Quelques plages de verre de la mésostase ont être analysées afin de caractériser les éventuelles différences entre les différents produits émis par le volcan Ubinas. Ces analyses on été faites avec la microsonde CAMECA, sous une tension d'accélération de 8 kv et un courant de 4nA, afin d'éviter la perte en alcalins. Les échantillons analysés sont ceux appartenant à l'Ubinas IIa (Ubi-33), l'Ubinas IIb (Ubi-69, 0708, 0687, 0658), l'Ubinas IIc (Ubi-48), l'Ubinas IId (Ubi-77, 5a) et à l'activité de 2006-2009 (Ubi-14, 13). Les résultats permettent d'appréhender sa nature et l'évolution de sa composition (Fig. 4.31 et Annexe 5). Le verre mésostasique pourrait représenter la composition des liquides tardifs de fin de cristallisation du magma.

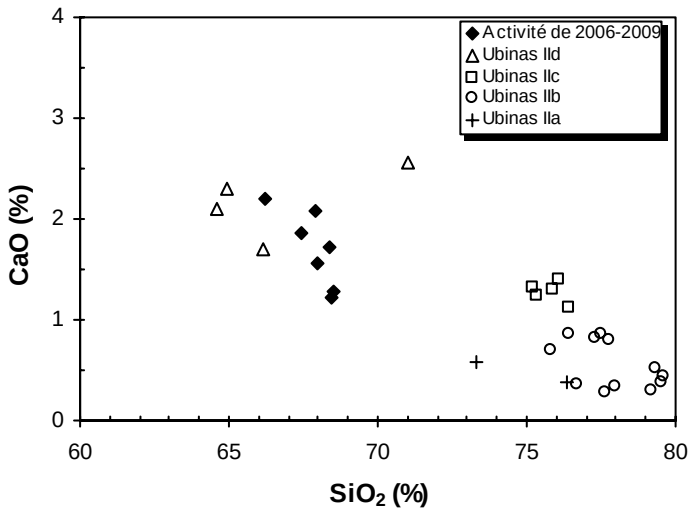


Figure 4.31 Composition des verres de roches du volcan Ubinas dans le diagramme CaO *vs.* SiO_2.

Les verres sont de composition dacitique à rhyolitique. En effet, dans les dacites de l'Ubinas IIa, le verre est très riche en SiO_2 (73,3-76,3%), mais assez pauvre en CaO (0,4-0,6%) et Al_2O_3 (11,1-13,2%). De même, dans les dacites et andésites de l'Ubinas IIb, le verre est très siliceux (73,2-78,8%), mais pauvre en CaO (0,3-0,8%) et Al_2O_3 (11,4-13,9%).

Par ailleurs, dans les rhyolites de l'Ubinas IIc (Ubi-48), le verre est très siliceux (71,1-72,4%), mais pauvre en CaO (1,1-0,3%) et Al_2O_3 (13,3-13,9%). Cependant, dans les andésites basiques de l'Ubinas IId (Ubi-77, 5a) les verres sont de composition dacitique, c'est-à-dire moins riche en SiO_2 (63,9-67,0%) que les précédents, mais riche en CaO (1,7-2,4%) et Al_2O_3 (13,8-15,8%).

Dans les andésites de l'activité de 2006-2009, le verre est de composition dacitique et donc moins siliceux (65,7-68,1%), bien que légèrement plus riche en Al_2O_3 (3,5-5,5%) et CaO (1,2-2,2%). On remarque que les verres des produits de l'Ubinas IIb, aussi bien laves que produits pyroclastiques, sont les plus acides.

4.4.9 Conclusions

Les études pétrographique et minéralogique ont permis de caractériser précisément les échantillons, quant à leur texture, leur paragenèse et à la composition de leurs minéraux. En résumé, les conclusions suivantes peuvent être avancées :

D'après l'étude stratigraphique au cours des derniers 370 ka, l'Ubinas a présenté quatre étapes évolutives ("Ubinas IIa" à "Ubinas IId") et une activité éruptive récente de 2006 à 2009. Selon

l’étude pétrographique et minéralogique certaines de ces étapes montrent un spectre de composition de magmas assez large. En effet, les étapes "Ubinas IIa" et "Ubinas IIc" montrent une gamme qui va des andésites aux rhyolites. Les pyroclastites d’âge historique ("Ubinas IId") vont des andésites basiques aux dacites. Dans les produits de l’Ubinas IId et l’activité de 2006-2009, on distingue les produits les plus basiques (andésites basiques) avec l’olivine (souvent en déséquilibre) et le clinopyroxène en très faible proportion.

La paragenèse minérale mise en évidence dans cette étude montre :
- La précipitation précoce des oxydes ferro-titanés, à partir des compositions d’andésites basiques.
- La présence permanente des phénocristaux de feldspath plagioclase, ainsi que leur caractère zoné.
- La présence de phénocristaux de clinopyroxène, généralement associés aux orthopyroxènes.
- La présence de phénocristaux d'amphibole dans tous les échantillons, parfois déstabilisés et blindés par des oxydes (surtout dans les laves et certains blocs pyroclastiques).

La paragenèse minérale des andésites basiques de la série de l’Ubinas est constituée de *plg + oliv + cpx + opx + Ti-Mt*. L’amphibole apparaît en très faible proportion. D’ailleurs, la paragenèse des laves andésitiques est *plg + cpx + opx + amp + Ti-Mt*. La biotite, l’ilménite, l’olivine et l’apatite sont très rares. La paragenèse dominante pour les dacites est *plg + amp + biot + Ti-Mt*. L’ilménite, le clinopyroxène, l’orthopyroxène et éventuellement l’apatite et l’olivine sont présents. Cette dernière apparaît sous forme de xénocristal. Les rhyolites sont porphyriques, et la biotite, le feldspath plagioclase et la titano-magnétite sont les phénocristaux les plus abondants, alors que les amphiboles et le quartz y sont rares. D’après ces paragenèses, la cristallisation fractionnée semble avoir joué un rôle important dans l'évolution de la série magmatique.

- Les zonations normales de la plupart des phases minérales (plagioclases, clinopyroxènes, orthopyroxènes, olivines) peuvent indiquer une implication du processus de cristallisation factionnée lors de l’évolution des magmas du volcan Ubinas.

- Pour la majorité des phases minérales, les variations de composition dessinent des lignées évolutives au sein des épisodes éruptifs : on observe un recouvrement des compositions des minéraux de même nature (notamment les plagioclases et amphiboles) entre étapes se succédant chronologiquement. Ces observations suggèrent une évolution des magmas principalement par cristallisation fractionnée.

- Dans certaines roches de l'Ubinas IId et de l'activité de 2006-2009, certains phénocristaux de plagioclase sont criblés (texture type "*sieve*") et présentent éventuellement des zonages inverses. Ces caractéristiques indiquent que le cristal s'est trouvé en déséquilibre thermique et chimique avec le liquide environnant, ce qui pourrait correspondre à des échanges entre un liquide évolué et un liquide plus basique. Ceci peut être un argument en faveur d'un processus de mélange magmatique. Une homogénéisation postérieure des produits a conduit à la formation de phases hybrides où l'on ne trouve plus de traces des pôles de mélange.

- Dans quelques échantillons d'âge historique (Ubinas IId) et dans tous les produits de l'activité de 2006 – 2009, d'autres phases minérales montrent des déséquilibres : orthopyroxène entouré d'augite, clinopyroxène avec zonation inverse, surcroissance de cristaux d'orthopyroxène autour d'olivines et xénocristaux d'olivine. Ceci indique que ces phases minérales ont commencé à cristalliser dans des conditions chimiques et physiques différentes de celles correspondant au stade tardif de l'évolution magmatique (Araña *et al*., 1994). Ces observations indiquent clairement qu'il y eut parfois des processus de mélange entre deux magmas ayant des caractéristiques chimiques et physiques différentes. Cependant, aucune enclave co-magmatique n'a été observée.

- La composition des minéraux de chaque type pétrographique (andésite, dacite..) entre les périodes successives n'a pas révélé de variation temporelle significative pouvant témoigner de la succession de cycles magmatiques indépendants. La composition moyenne des minéraux varie relativement peu (surtout pour l'amphibole, la biotite et le pyroxène).

- Les produits de l'Ubinas possèdent des quantités importantes d'amphibole qui indiquent de fortes teneurs en eau (>5%) dans les magmas. Ces teneurs élevées en eau sont à l'origine du caractère fortement explosif de l'activité de l'Ubinas.

- La plupart des laves et pyroclastites de l'Ubinas semblent avoir évolué sous des pressions d'eau élevées. En effet, l'apparition précoce des minéraux opaques, la présence d'amphibole et l'apparition du clinopyroxène avant le plagioclase favorisent l'hypothèse de P_{H2O} élevée (Green, 1972).

4.5 Conditions thermodynamiques

La connaissance des conditions de pression et de température pré-éruptives est essentielle afin de mieux comprendre l'évolution de magmas avant et au cours d'une éruption. Comme dans le cas du Misti, on a estimé la température pré-éruptive des magmas de l'Ubinas, fondé sur l'équilibre entre des couples de minéraux (magnétite-ilménite, et orthopyroxène–clinopyroxène) et sur la présence d'une certaine phase minérale (*par ex.* amphibole). Aussi, on a estimé la pression de cristallisation de magmas à l'aide de l'amphibole.

4.5.1 Géothermométrie : les oxydes ferro-titanés

Grâce à la présence de deux types d'oxydes ferro-titanés dans quelques dacites et rhyolites appartenant à " l'Ubinas IIa", "Ubinas IIb" et "Ubinas IIc", une estimation des températures pré-éruptives a été possible. Pour cela, on a choisi des couples de titano-magnétite et d'ilménite qui ne forment pas d'exsolution solide, afin d'éviter des problèmes de re-équilibrage lors du refroidissement et donc pour être sûr de mesurer des températures magmatiques (Andersen et Lindsley, 1988). Afin de vérifier si l'équilibre dans des conditions magmatiques entre les deux phases minérales (titano-magnétite et ilménite) est réalisé, on a utilisé la méthode de calibration proposée par Bacon et Hirschmann (1988). Cette calibration a été testée sur quatre échantillons des étapes "Ubinas IIa" (lave Ubi-33) ; "Ubinas IIb" (lave Ubi-0658, et dépôt de coulée pyroclastique Ubi-0708) et "Ubinas IIc" (dépôt de retombée pyroclastique Ubi-128) dans lesquels le couple titano-magnétite ilménite est présent, et dont les cristaux sont en contact avec la mésostase. La figure 4.32 illustre ce test sur nos couples d'ilménite-magnétite et montre que l'équilibre est atteint.

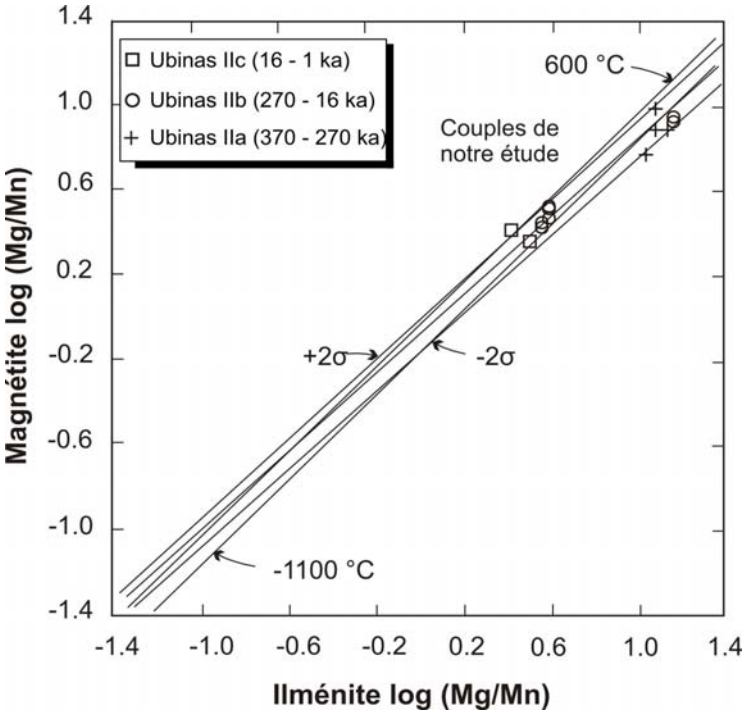


Figure 4.32 Test d'équilibre des couples magnétite-ilménite d'après la répartition du magnésium et du manganèse (Bacon et Hirschmann, 1988).

En pratique, le programme QUILF (Andersen *et al.*, 1993) a été utilisé. Il est fondé sur la répartition du fer et du titane dans le couple magnétite-ilménite (Spencer et Lindsley, 1981). Plusieurs couples ont été testés avec des résultats satisfaisants. Tous les calculs ont été effectués à 2 kb. Ce choix de la pression n'est pas critique puisque l'équilibre n'est pas dépendant de celle-ci. D'ailleurs, ce géothermomètre montre une déviation systématique par rapport à la température réelle. D'après les expériences de Rutherford et Devine (1996), qui utilisent le tampon Re+ReO_2, cette déviation peut aller jusqu'à 30 ± 5ºC, si la fugacité d'oxygène est entre -10 et -11 unités log. En conséquence, les résultats situés au delà de ces valeurs ont été corrigés de cette déviation systématique (Tableau 4.3).

Etape	N° Ech.	Type	%SiO_2	T ºC	log (fO_2)	T ºC corrigé
Ubinas IIa	Ubi-33	Lave	65.8	977	-8.89	
	Ubi-33	Lave	65.8	1006	-8.46	
	Ubi-33	Lave	65.8	983	-9.13	
	Ubi-33	Lave	65.8	1048	-7.99	
Ubinas IIb	Ubi-0658	Lave	64.04	1067	-7.65	
	Ubi-0658	Lave	64.04	1016	-8.35	
	Ubi-0708	Coulée de ponces	63.8	819	-11.63	789
	Ubi-0708	Coulée de ponces	63.8	827	-11.49	797
	Ubi-0708	Coulée de ponces	63.8	834	-11.36	804
	Ubi-0708	Coulée de ponces	63.8	831	-11.4	801
	Ubi-0708	Coulée de ponces	63.8	837	-11.31	807
Ubinas IIc	Ubi-128	Retombée de ponces	69.7	848	-11.05	818
	Ubi-128	Retombée de ponces	69.7	855	-10.94	825

Tableau 4.3 Températures et fugacités d'oxygène estimées pour certaines étapes du volcan Ubinas à l'aide du logiciel QUILF v. 6.42.

A partir de ces résultats, on peut voir que la température des **laves** dacitiques varie entre 977 et 1067 ºC, et les fugacités d'oxygène sont aussi comparables (log $_{fO2}$ = -7,65 et -9,13). D'ailleurs, la température d'une **coulée pyroclastique** dacitique varie entre 789 et 807 ºC, et la fugacité d'oxygène est comprise entre -11,31 et -11,63 unités log. La température d'un magma rhyolitique varie entre 818 et 825 ºC et les fugacités d'oxygène sont aussi comparables (log fO_2 = -11,05 et -10,94). A partir de ces résultats on peut conclure que pour les dacites il y a deux fourchettes de température, l'une entre 789 et 825 ºC, et l'autre entre 977 et 1067 ºC.

4.5.2 Géothermomètre à deux pyroxènes

Davis et Boyd (1966) ont introduit le géothermomètre à deux pyroxènes, avec une calibration qui requiert l'équilibre entre l'orthopyroxène et le clinopyroxène. Après ces travaux, de nombreux auteurs se sont intéressés à l'estimation de la température de cristallisation en utilisant quelques coefficients de partage sur des solutions solides dans le système enstatite-diopside (Wood et Banno, 1973 ; Wells, 1977 ; Lindley et Anderson, 1983). Récemment, Putirka (2008) présente une nouvelle calibration basée sur ce principe, pour des magmas allant de compositions andésitiques à rhyolitiques, et pour une gamme de températures comprise entre 700 et 1700 ºC, avec une déviation standard de ±30 ºC. Cette calibration repose sur un test d'équilibre basé sur l'échange de Fe-Mg entre l'ortho- et clinopyroxène : $K_D(Fe – Mg)^{cpx\text{-}opx}$ = 1,09 ± 0,4.

Etant donné que le couple orthopyroxène-clinopyroxène est équilibré dans certaines andésites de l'Ubinas IId et de l'activité de 2006-2009, on a utilisé la calibration de Putirka (2008). Pour les andésites (56,7 à 60,3 wt% SiO_2) les résultats se répartissent sur une gamme de température qui varie entre 930 et 1029 ±30 ºC.

4.5.3 Géothermométrie et géobarométrie basée sur l'amphibole

a) Température

Comme dans le cas du Misti, on a estimé la température de cristallisation des magmas avant-éruption de l'Ubinas avec l'aide de la nouvelle calibration du géothermomètre de l'amphibole de Ridolfi *et al.* (2010), basé sur le Si* ("silice index") des amphiboles. Le géothermomètre proposé par ces auteurs est fondé sur des résultats expérimentaux et sur des données de la littérature, eux mêmes fondés sur des produits calco-alcalins contenant de l'amphibole, pour une gamme de températures comprise entre 550 et 1120 ºC et à <1200 MPa de pression. On obtient la valeur du

Si* ("silice index") en calculant la somme des fractions des cations majeurs des amphiboles, plus la teneur en Si (*cf.* § 3.5.2). Cette formulation Température-Si* a une déviation standard (σ_{est}) de ±22 ºC et une erreur maximale de 57ºC.

Des températures différentes sont obtenues pour l'ensemble de nos roches. En effet, pour les roches andésitiques (56,7-62,3 wt%SiO_2) le calcul donne des températures variant entre 846 et 1012 ºC, avec une incertitude de ±22 ºC. Pour les roches dacitiques (63,8 - 67,3 wt%SiO_2) deux gammes de températures sont obtenues, l'une variant entre 830 à 870 ºC ± 22ºC et l'autre variant de 949 à 995 ºC ± 22ºC. Pour une rhyolite (Ubi-48 : 69,7 wt%SiO_2) on obtient des températures variant entre 850 et 875 ºC ± 22ºC. Les résultats sont présentés dans la Fig. 4.33. Ces valeurs coïncident avec la gamme des températures obtenues avec le géothermomètre titano-magnétite et ilménite, et avec celles déduites du couple clino- et orthopyroxène.

b) Pression

La pression de cristallisation des magmas est directement reliée à la profondeur de la chambre magmatique. Par conséquence, donc on peut estimer les profondeurs de cristallisation des amphiboles. Plusieurs géobaromètres ont été proposés (Hammarstrom et Zen 1986 ; Hollister *et al.*, 1987 ; Schmidt, 1992). Tous sont fondés sur le principe que dans les amphiboles l'Al^T (teneur totale en aluminium) augmente en fonction de la pression. Comme dans le cas du volcan Misti, nous avons utilisé pour les roches de l'Ubinas le géobaromètre de Ridolfi *et al.* (2010) basé sur la teneur de Al^T des amphiboles. Ce géobaromètre peut être appliqué aux amphiboles calciques qui ont Al#≤ 0.21 et $Mg/(Mg+Fe^{2+})>0.5$, comme celles de l'Ubinas.

D'autre part, la profondeur de cristallisation de l'amphibole reliée à la pression peut être calculée en prenant en compte le poids spécifique de la croûte continentale qui varie entre 2,7 et 2,9 g/cm^3 au sud du Pérou (Kuno *et al*, 1989). Le degré d'incertitude du baromètre Al^T de Ridolfi *et al.* (2010) augmente avec la pression et décroît avec la température. Cette formulation a une déviation standard de <11% pour les magmas relativement pauvres en cristaux (12 à 35% en volume) et augmente jusqu'à 24% (erreur maximale), pour les magmas riches en cristaux (>35% en volume) ou de basse température. De plus, afin de vérifier si les valeurs sont cohérentes avec celles déduites du cœur des cristaux, on a calculé la température sur les bords des cristaux d'amphiboles. Les résultats ont été placés dans un diagramme Température – Pression (Fig. 4.33), dans lequel Ridolfi *et al.* (2010) ont établi des courbes de stabilité thermique. Dans ce diagramme, les barres d'erreur indiquent la déviation standard de la pression.

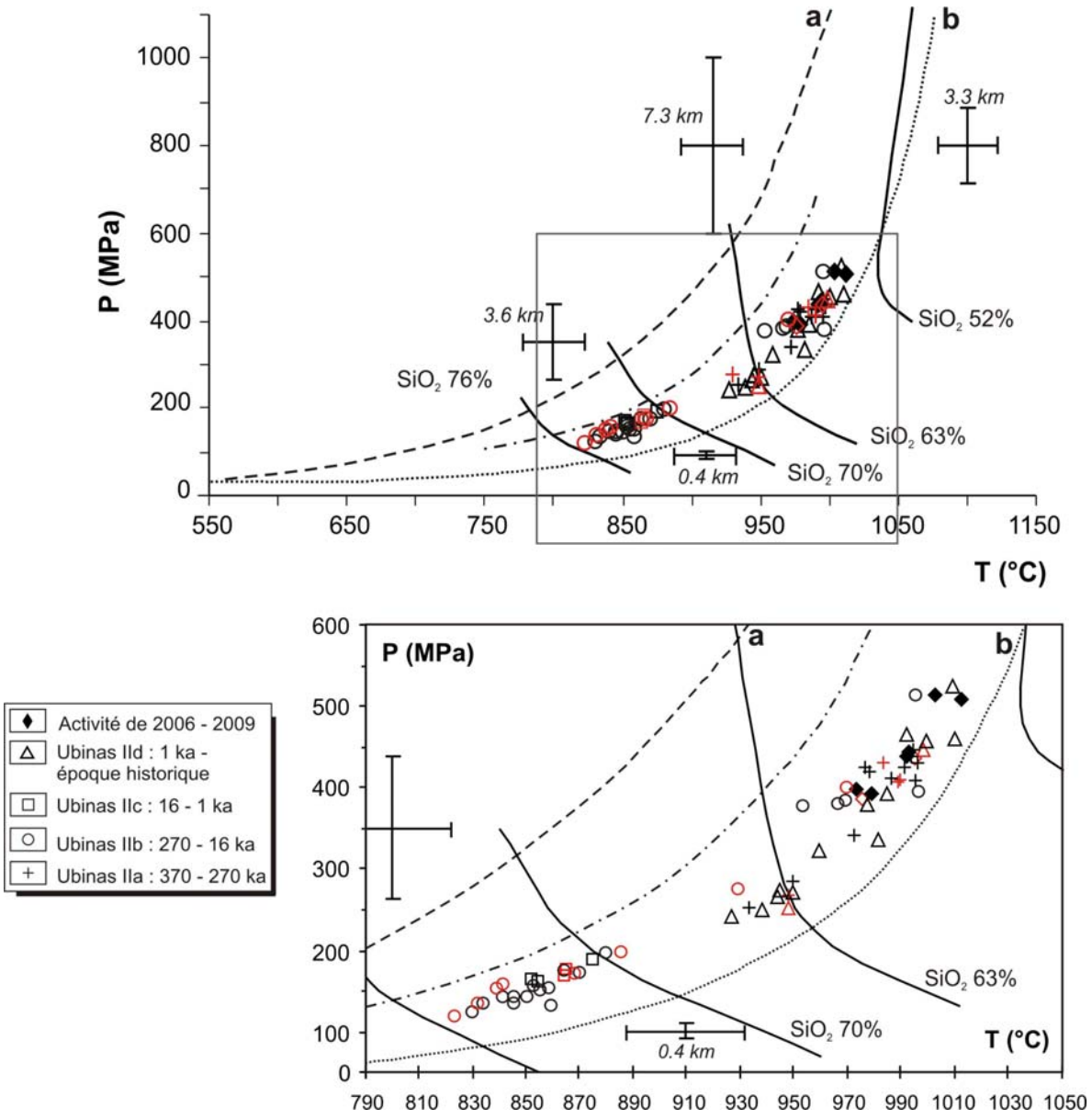


Figure. 4.33. Diagramme Pression – Température des amphiboles appartenant à l'Ubinas (d'après Ridolfi *et al.*, 2010). Les symboles noirs correspondent aux cœurs des cristaux, et les symboles rouges aux bordures des cristaux. La ligne pointée noire "b" est la courbe de stabilité thermique maximale où l'erreur sur la pression est de 11%, et la ligne tiretée noire "a" est la limite supérieure des amphiboles, où l'erreur de la pression est de 25%. La courbe du milieu sépare les produits expérimentaux de différente cristallinité (35 - 50 wt% à basse température, et 12 - 35 wt% à haute température ; à côté gauche et droit, respectivement). De plus, ces diagrammes montrent les isoplètes des teneurs en SiO_2 (poids %) du magma (lignes pleines noires).

D'après les résultats, la pression de cristallisation des amphiboles est donc limitée à deux gammes : l'une qui varie entre 525 ± 58 et 243 ± 27 MPa, et l'autre entre 195 ± 21 à 116 ± 13 MPa. Pour la première fourchette, la valeur 525 MPa est équivalente à une profondeur de 20 ± 2,2 km, et la valeur 243 MPa à une profondeur de 9 ± 1,8 km (Fig. 4.34). En revanche, pour la deuxième fourchette la valeur 195 MPa correspond à une profondeur de 7,4 ± 0,8 km, et la valeur de 116 MPa est équivalente à une profondeur de 4,4 ± 0,5 km.

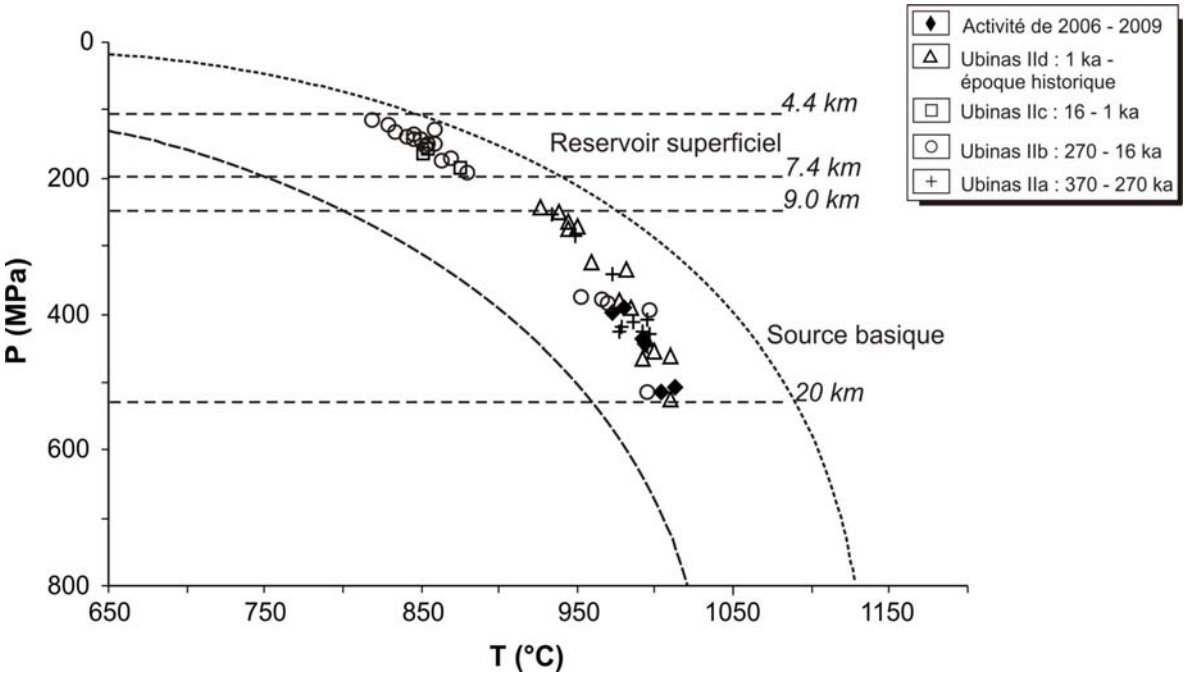


Figure 4.34 Diagramme Pression (et profondeur) *vs.* Température d'amphiboles appartenant aux roches du volcan Ubinas.

D'après ces résultats, on peut considérer que sous l'Ubinas il existe deux intervalles de profondeur où la cristallisation de magmas se produit. Un premier niveau se situe entre 20 et 9 km de profondeur (chambre profonde) (Fig. 4.34), tandis que le deuxième niveau plus superficiel est situé entre 7 et 4 km de profondeur. La plupart des magmas rhyolitiques, dacitiques, et certaines andésites des différentes étapes ("Ubinas IIa", "Ubinas IIb", "Ubinas IIc") ont cristallisé tant dans la chambre magmatique superficielle que dans la profonde. Par contre, les produits andésitiques et dacitiques de l'Ubinas IId et de l'activité de 2006-2009 sont issus de la chambre profonde. Les données pour l'Ubinas peuvent aussi s'interpréter en terme de deux chambres interconnectées ou une chambre magmatique verticale, et probablement de taille réduite, étant donné le faible volume de produits émis par l'Ubinas au cours de son histoire éruptive.

4.5.4 Conclusions

La thermométrie réalisée en utilisant la répartition des éléments entre des couples de minéraux (magnétite-ilménite, et orthopyroxène-clinopyroxène) et la calibration de Ridolfi *et al.* (2010), qui prend en compte la teneur totale en aluminium des amphiboles, ont permis d'évaluer des températures de cristallisation relativement proches les unes des autres. Les andésites présentent des températures de cristallisation de 846 à 1029ºC ± 30ºC, les dacites présentent deux gammes

de températures, de 790 à 870 ± 22ºC et de 949 à 1060 ºC ± 22ºC, et les rhyolites cristallisent de 818 à 875 ± 22ºC.

En ce qui concerne la géobarométrie, les estimations de pression obtenues à l'aide de l'amphibole ont donné deux gammes de pression qui correspondraient à deux zones de stockage magmatiques interconnectées ou à une chambre verticale zonée ? Un premier niveau serait situé entre 20 et 9 km (chambre profonde), et un deuxième niveau entre 7 et 4 km de profondeur (chambre superficielle). La plupart des magmas dacitiques, rhyolitiques et quelques magmas andésitiques des étapes "Ubinas IIa", "Ubinas IIb" et "Ubinas IIc" auraient cristallisé à la fois dans les chambres superficielle et profonde. Tandis que les magmas andésitiques et dacitiques d'âge historique (Ubinas IId) et de l'activité de 2006-2009 auraient cristallisé au niveau le plus profond.

4.6 Etude géochimique

4.6.1 Eléments majeurs

L'étude géochimique ne concerne que les produits émis pendant les derniers 370 ka, au cours desquels j'ai identifié quatre épisodes volcaniques : "Ubinas IIa", "Ubinas IIb", "Ubinas IIc", "Ubinas IId" (*cf.* § 4.2) auxquels s'ajoute l'activité récente de 2006-2009.

45 échantillons de laves et des produits pyroclastiques ont été prélevés autour du volcan Ubinas (Fig. 4.18) ; 27 roches totales ont été analysées (éléments majeurs et traces) à l'Université de Bretagne Occidentale (UBO), 10 à l'Université de Göttingen (Allemagne) et 8 au Laboratoire Acmelabs (Canada). Des duplicata ont été analysés afin de comparer les diverses méthodes d'analyse et aucune différence significative n'a été observée (Annexe 2). Les détails des procédures, précisions analytiques, ainsi que tous les résultats des analyses sont présentés dans les Annexes 2 et 6. Pour notre étude, tous les échantillons ont été replacés dans les différents diagrammes par ordre chronologique.

4.6.1.1 Diagrammes de classification

Que se soit dans le diagramme (FeO*/MgO) *vs.* SiO_2 (Miyashiro, 1974 ; Fig. 4.35), ou dans le triangle AFM (Kuno, 1968 ; Fig. 4.36), les 45 échantillons du volcan Ubinas se placent dans le domaine des magmas calco-alcalins, typiques de ceux de la CVZ.

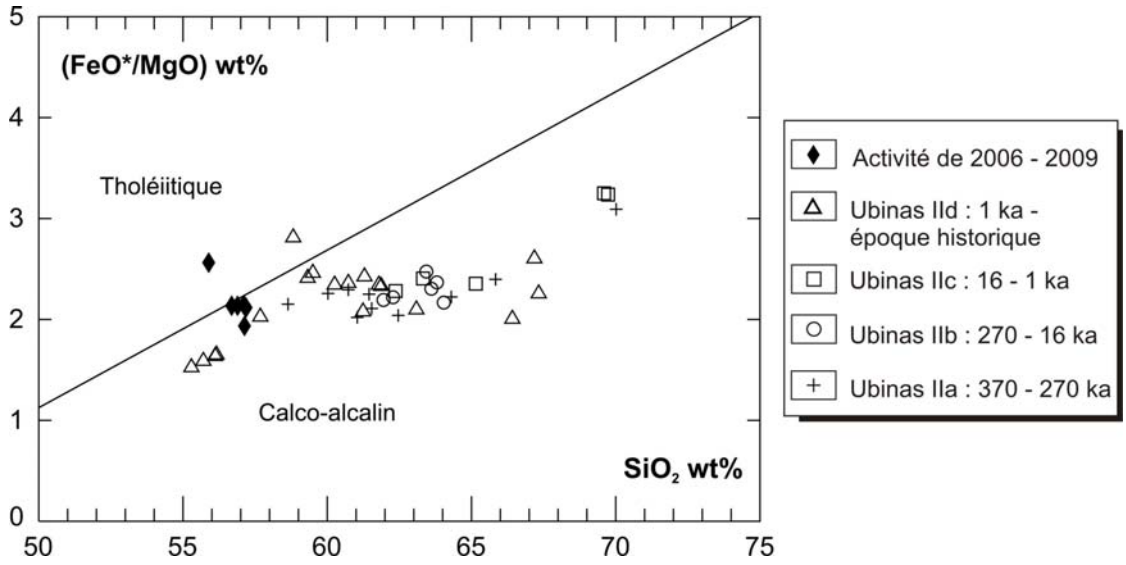


Figure 4.35 Composition des roches du volcan Ubinas dans le diagramme FeO*/MgO *vs.* SiO_2 de Miyashiro (1974).

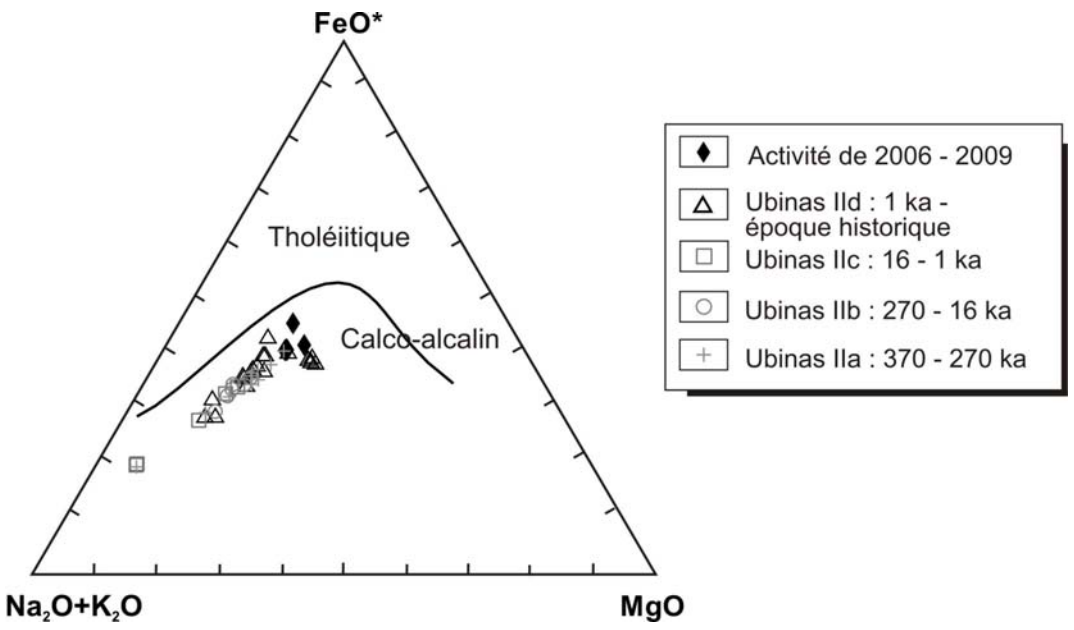


Figure 4.36 Composition des roches du volcan Ubinas dans le diagramme AFM (A = Na_2O + K_2O, F = FeO*, M = MgO) de Kuno (1968), indiquant le caractère calco-alcalin de la série.

L'ensemble des roches du volcan Ubinas a été classé en utilisant les diagrammes K_2O *vs.* SiO_2 et K_2O + Na_2O *vs.* SiO_2 et les champs de classification respectivement définis par Peccerillo et Taylor (1976 ; Fig. 4.37) et Le Bas *et al.* (1986 ; Fig. 4.38). Selon ces critères, elles correspondent à des andésites basiques, andésites, dacites et rhyolites (55,71 – 70,10 wt% SiO_2), fortement potassiques (2,12 – 4,84 wt% K_2O).

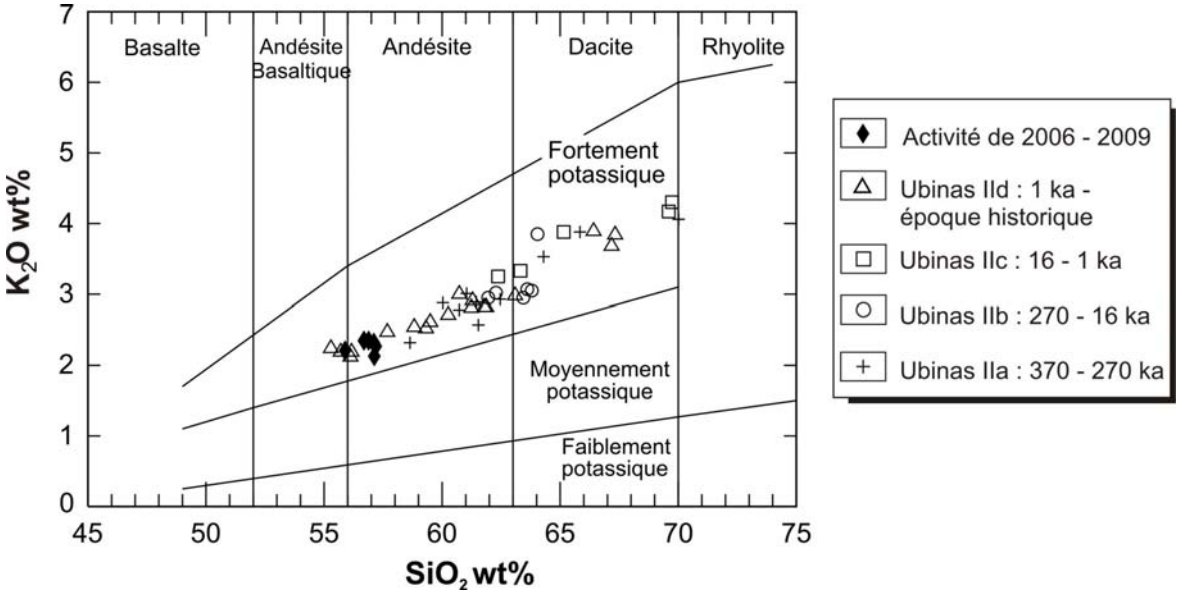


Figure 4.37 Composition des roches du volcan Ubinas dans le diagramme K_2O *vs.* SiO_2 de Peccerillo et Taylor (1976), indiquant le caractère calco-alcalin fortement potassique de la série.

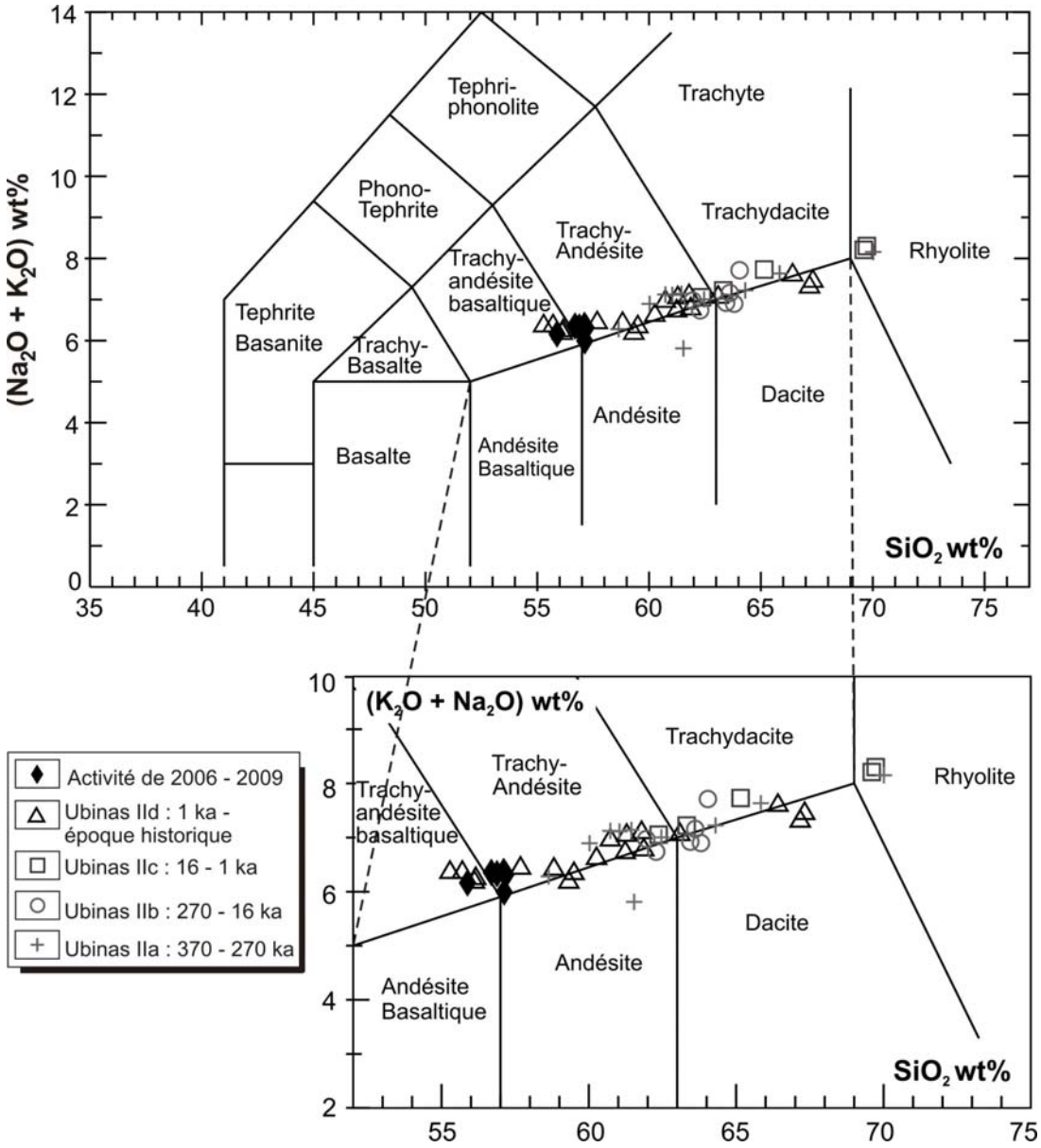


Figure 4.38. Classification des laves et pyroclastites de "l'Ubinas moderne" dans le diagramme TAS (Total alcalis *vs.* silice) de Le Bas *et al.* (1986).

Les produits du stade "Ubinas IIa" sont de composition andésitique, dacitique et rhyolitique (58,6 – 70 wt% SiO_2 ; 2,3 – 4,1% wt% K_2O). En ce qui concerne les pyroclastites de l'Ubinas IIb, elles ont une composition andésitique et dacitique (61,9 – 64,04 wt% SiO_2 ; 2,96 – 3,85 wt% K_2O). Les laves et pyroclastites de l'Ubinas IIc sont des roches de composition andésitique, dacitique et rhyolitique (62,4 – 69,7 wt% SiO_2 ; 3,3 – 4,3 wt% K_2O). Les pyroclastites de l'Ubinas IId (d'âge historique) présentent un large spectre de compositions, des andésites basiques aux dacites (55,3 – 67,3 wt% SiO_2 ; 2,1 – 3,9 wt% K_2O). Enfin, les produits émis au cours de l'activité de 2006-2009, sont des andésites basiques (55,9 – 57,2 wt% SiO_2 ; 2,1 – 2,4 wt% K_2O).

C’est au cours des étapes "Ubinas IIa" et "Ubinas IIc" qu’ont été émis les produits les plus différenciés (rhyolites) de la série. Il faut noter aussi que des produits de composition andésitique basique ont été émis pendant l’étape "Ubinas IId", ainsi qu’au cours des éruptions les plus récentes de 2006-2009. Dans la série, les roches de composition basaltique sont absentes.

4.6.1.2 Diagrammes de variation des éléments majeurs

Les diagrammes de Harker montrent qu’à l’instar du Misti tous les éléments majeurs des laves de l’Ubinas, à l’exception de Na_2O et de K_2O, sont anticorrélés avec SiO_2. K_2O affiche un comportement différent : il est positivement corrélé à SiO_2, alors que la teneur en Na_2O reste constante au cours de la différenciation. D’autre part, certains éléments majeurs tels que Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO et CaO affichent des lignées non rectilignes mais en ligne brisée. Ceci, comme nous l’avons discuté à propos du Misti, permet d’ores et déjà d’éliminer le mélange en tant que mécanisme principal à l’origine de ces lignées. La tendance évolutive générale, des andésites basiques aux rhyolites et pour les principaux oxydes semble être compatible avec un processus de cristallisation fractionnée.

Ainsi, la diminution des teneurs en MgO et Fe_2O_3 avec l’augmentation en SiO_2 peut être reliée dans un premier temps au fractionnement de l’olivine et des pyroxènes, puis dans un deuxième temps au fractionnement de l’amphibole et de la biotite.

La teneur en CaO est décroissante pour l’ensemble de la série, avec une rupture de pente vers 58% de SiO_2. Ceci peut correspondre à la cristallisation précoce des clinopyroxènes et des plagioclases, puis de l’amphibole dans les termes évolués de la série. D’ailleurs, le plagioclase pourrait être le responsable du fractionnement de Al_2O_3.

La teneur en P_2O_5 diminue au fur et à mesure que la teneur en SiO_2 augmente, ce qui peut être rapporté à un important fractionnement de l’apatite pendant la différenciation. Les teneurs en TiO_2 et Fe_2O_3 diminuent dans toute la série indiquant le fractionnement de la magnétite, l'ilménite et dans une moindre mesure de la biotite.

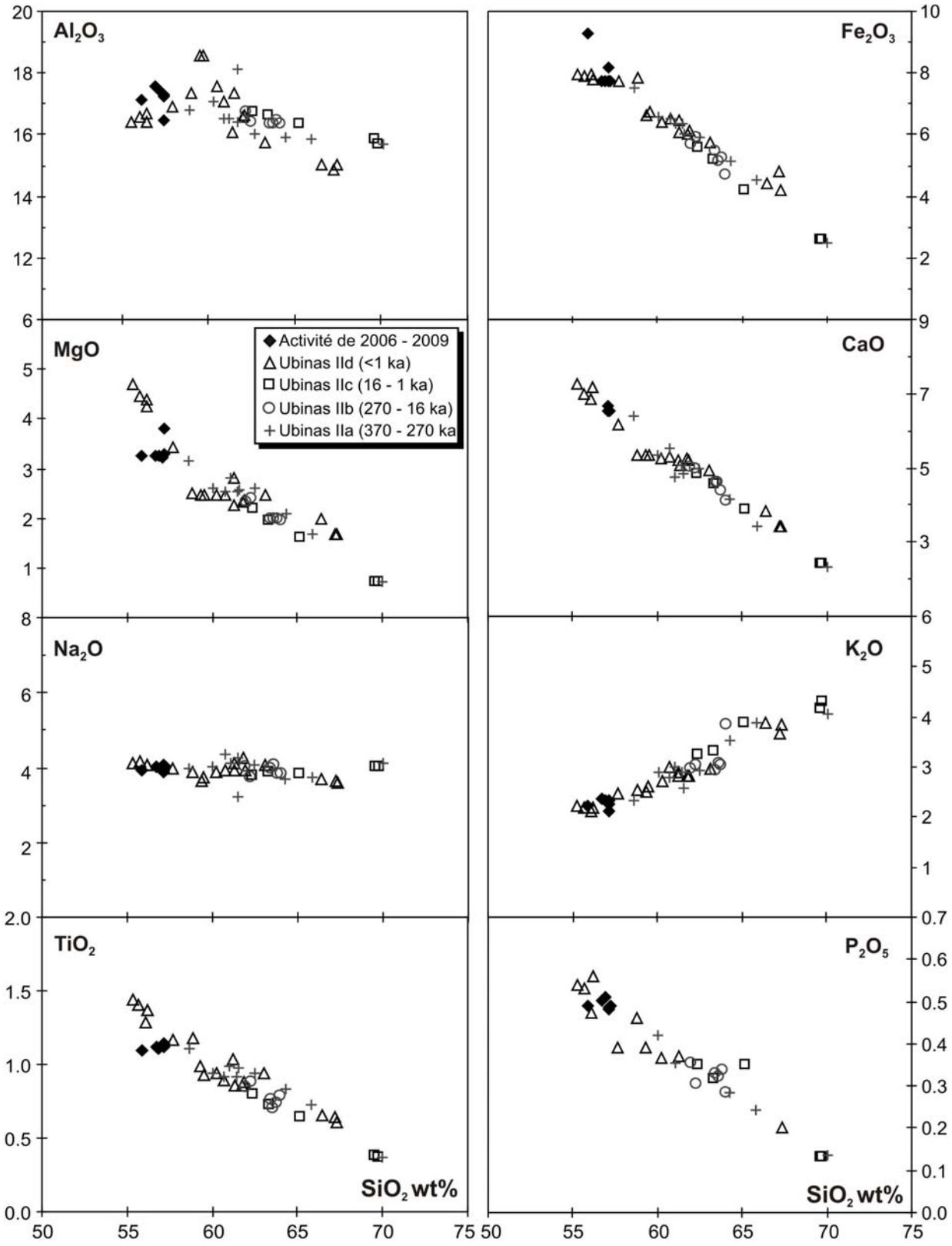


Figure 4.39 Diagrammes de Harker pour les éléments majeurs. L'indice de différenciation est SiO_2.

Il faut aussi noter que pour l'ensemble de la série, il n'existe aucune variation significative des teneurs en éléments majeurs en fonction du temps. Par contre les diagrammes de Harker mettent

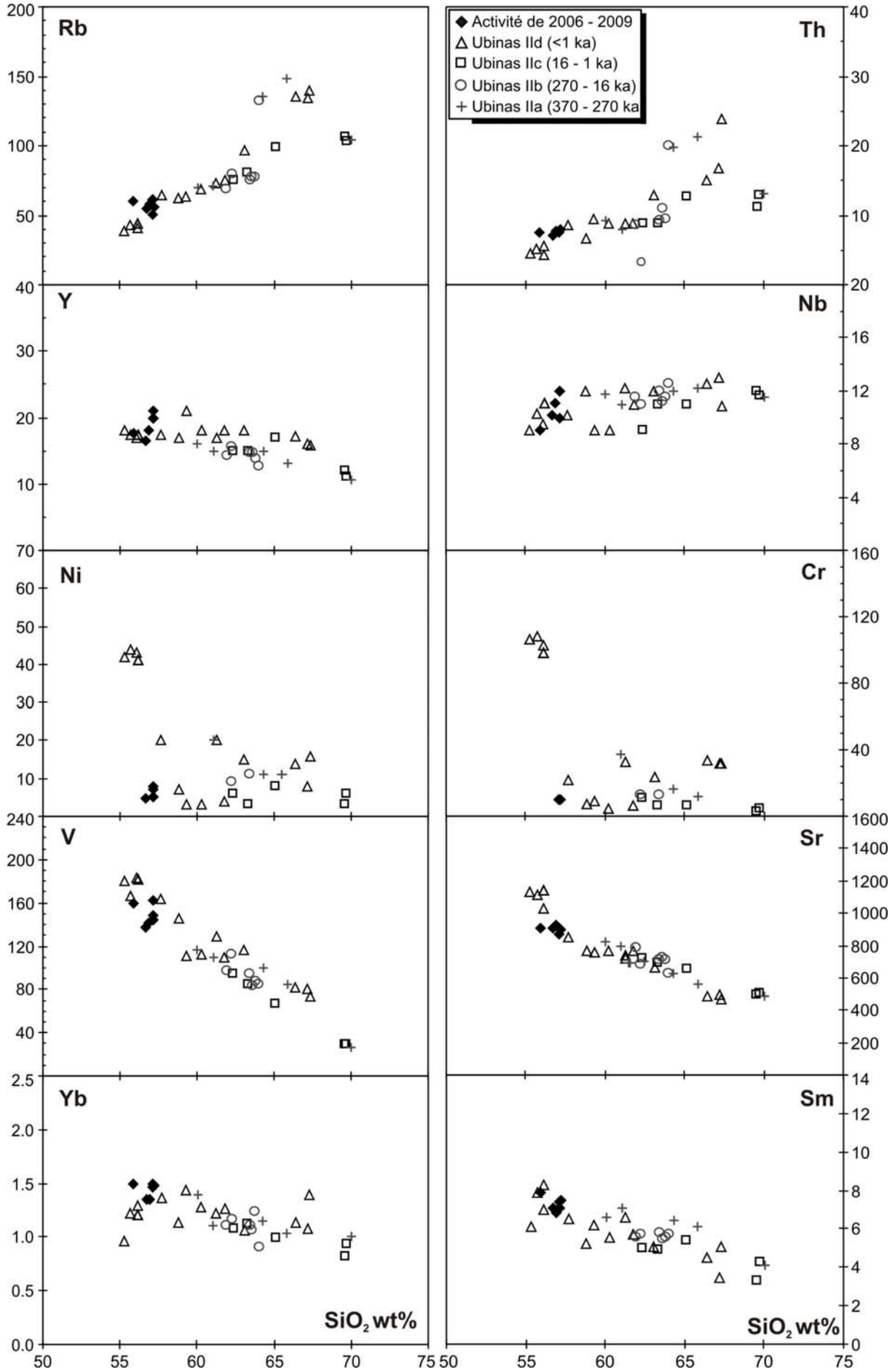
en évidence une plus grande dispersion des points représentatifs des produits pyroclastiques (andésites basiques à dacites) mis en place pendant le dernier millier d'années ("Ubinas IId").

4.6.2 Eléments en traces

Les compositions en éléments en traces sont reportées dans quelques diagrammes de variation utilisant la silice comme index de différenciation (Fig. 4.40).

Malgré une forte dispersion chez certains éléments (Rb, Ba, Th, La, Ni, Cr, Sc), l'ensemble de la série est représenté par une lignée évolutive unique. Les éléments en transition (Sc, V, Ni, Cr) ont un comportement compatible, car ils sont anti-corrélés avec SiO_2. Ils sont plus ou moins fortement incorporés dans les minéraux qui fractionnent. En effet, la décroissance de la teneur en Ni peut souligner l'importance du fractionnement de l'olivine par rapport à celui du clinopyroxène, à un stade précoce de l'évolution du magma. Tandis que le V peut traduire le rôle important du fractionnement des oxydes ferro-titanés au cours de la différenciation. Le Sc peut être plus ou moins incorporé dans les amphiboles.

Parmi les LILE, le Ba montre un comportement variable au cours de la différenciation. En effet, étant au début à hauteur de 55 wt% SiO_2, le Ba décroît brusquement ; ensuite vers 56% SiO_2 il augmente vers les produits différenciés, dans lesquels il devient légèrement dispersé. Pour le Rb et le Th, vers 65 wt% SiO_2 les teneurs deviennent légèrement dispersées. Malgré cela, ces éléments montrent un comportement incompatible. Ces comportements indiquent qu'un processus de cristallisation fractionnée a probablement eu lieu, entraînant la concentration des éléments incompatibles dans le magma. Mais ce processus a été probablement couplé avec un autre, à savoir la contamination ou l'assimilation crustale.


Rb
Th
Y
Nb
Ni
Cr
V
Sr
Yb
Sm
Activité de 2006 - 2009
Ubinas IId (<1 ka)
Ubinas IIc (16 - 1 ka)
Ubinas IIb (270 - 16 ka)
Ubinas IIa (370 - 270 ka
SiO2 wt%
SiO2 wt%

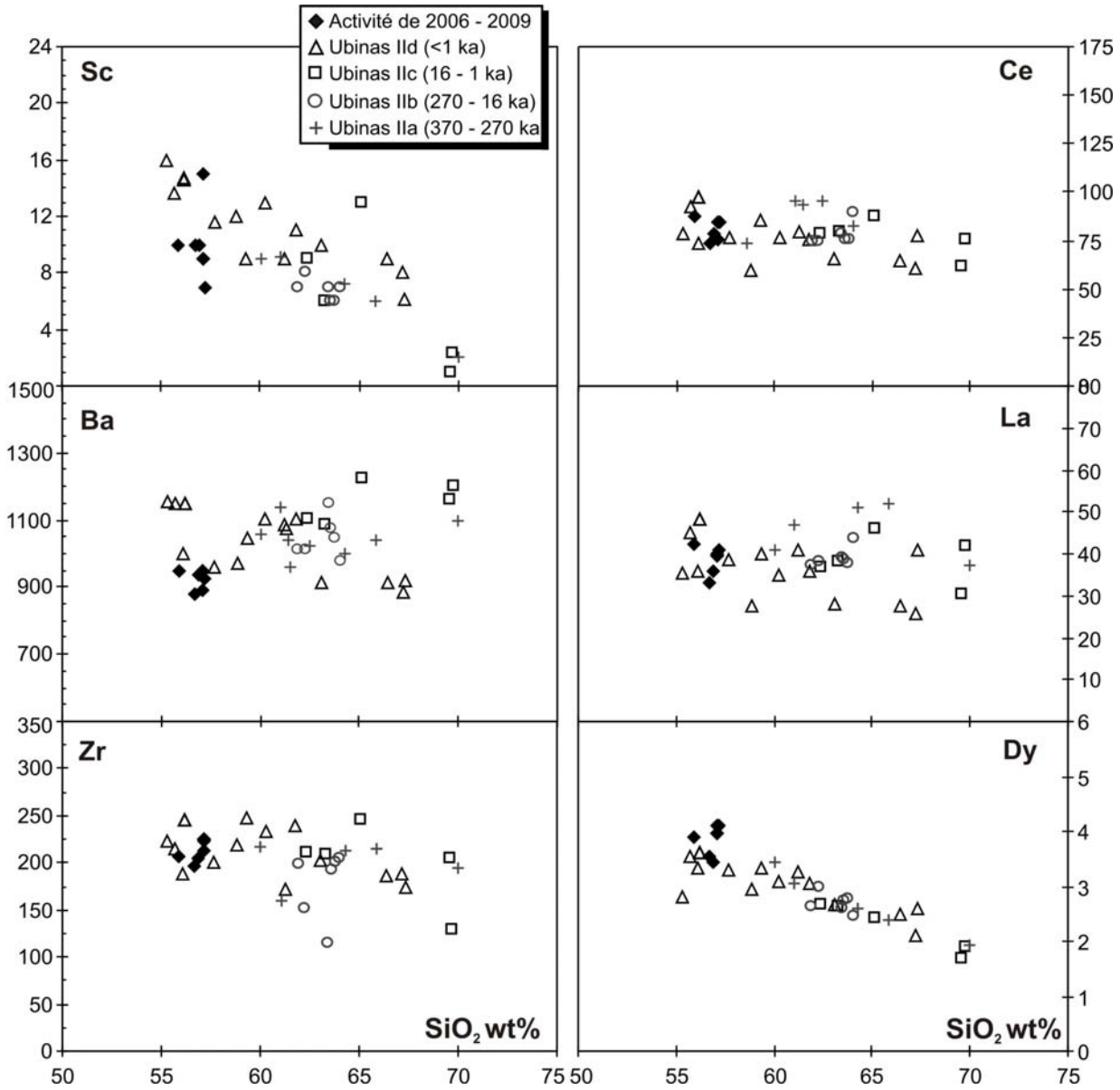


Figure 4.40. Diagrammes des variations des éléments en trace par rapport à SiO_2. Toutes les teneurs des éléments (sauf SiO_2) sont exprimées en ppm.

Le Sr montre un caractère compatible tout au long de la différenciation. La diminution de cet élément dans le liquide résiduel est plus accentuée au début (à 55 wt% SiO_2). Ensuite les teneurs diminuent légèrement jusqu'aux produits les plus différenciés. Le caractère compatible du strontium pendant la différenciation peut être attribué au fractionnement du plagioclase.

Pour les HFSE, Nb a un comportement incompatible tout au cours de la différenciation, alors que les teneurs en Zr sont plus dispersées dans les produits évolués (>60 wt% SiO_2 ; Fig. 4.40). Les LREE (La, Ce) montrent une stabilité pendant la différenciation. Les HREE (Dy, Er, Yb) affichent plutôt un comportement légèrement compatible.

L'évolution des éléments majeurs et en trace est compatible avec une différenciation de la série par cristallisation fractionnée, comme la pétrographie et la minéralogie l'avaient laissé entrevoir. Cependant, une inspection plus minutieuse révèle qu'un simple modèle de cristallisation fractionnée en système fermé n'est pas compatible avec la dispersion de certains éléments en traces, et qu'une évolution plus complexe a dû se produire. En effet, les teneurs en Rb, Th et Ba dans les diagrammes de variation sont dispersées (dans les produits les plus évolués). Il est probable que, comme pour le Misti, ce comportement puisse être expliqué par des mécanismes plus complexes, tels que l'AFC.

4.6.2.1 Diagrammes multi-éléments

Dans un diagramme multi-élémentaire où les teneurs en éléments en traces ont été normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough (1989) (Fig. 4.41), les échantillons de l'Ubinas affichent toutes les caractéristiques inhérentes aux magmas d'arc : 1) ils sont très riches en LILE (Ba, Rb, Th, K) par rapport aux HFSE (Nb, Zr), et 2) ils possèdent une très forte anomalie en Nb ainsi qu'en Ti (cette dernière est plus marquée pour les rhyolites de l'Ubinas IIa et Ubinas IIc). Ces particularités sont propres aux magmas d'arc engendrés par fusion du coin du manteau métasomatisé par des fluides aqueux issus du "slab" (Tatsumi, 1989 ; McCulloch et Gamble, 1991 ; Davidson *et al.*, 1991 ; Smith et Leeman, 1993). Il faut aussi noter que toutes ces caractéristiques ne sont pas spécifiques au volcan Ubinas, car elles sont typiques de tous les magmas de la CVZ (Davidson *et al.*, 1991).

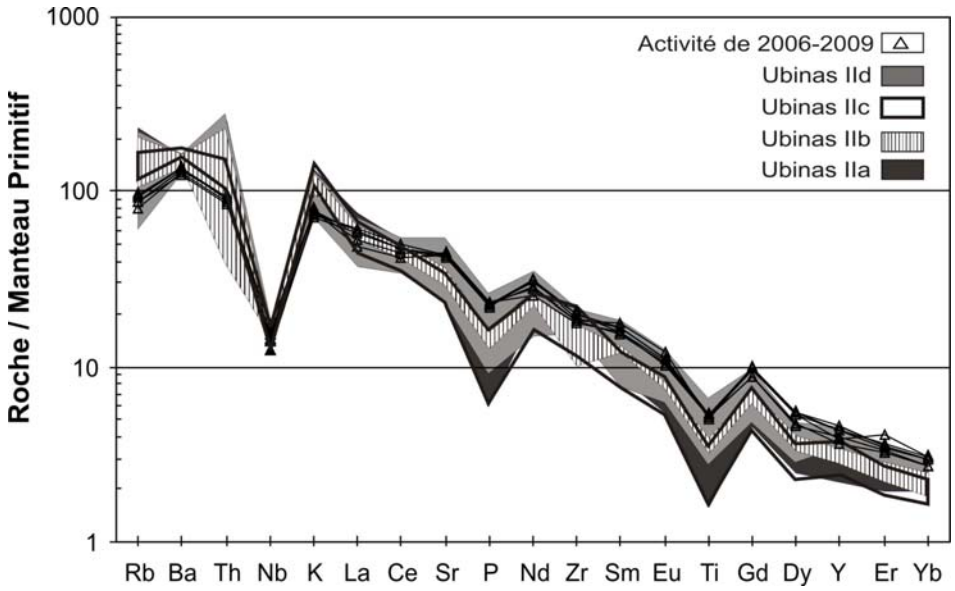


Figure 4.41 Diagrammes multi-éléments des roches de "l'Ubinas moderne" normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989).

Les laves de l'Ubinas présentent une anomalie négative en phosphore, qui très vraisemblablement reflète le fractionnement de phosphates, par exemple de l'apatite.

Les spectres des Terres Rares (REE) normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des roches du volcan Ubinas sont présentés dans la figure 4.42. Ici aussi, l'allure générale des spectres est semblable à celle des autres roches calco-alcalines de la CVZ. Les teneurs en LREE sont élevées ($108,4<La_N<219,4$), alors que les teneurs normalisées en HREE sont toujours supérieures à 5 ($5,1<Yb_N<9,3$) ; il en résulte un fractionnement modéré des spectres avec un rapport $(La/Yb)_N$ variant de 16,17 à 33,97.

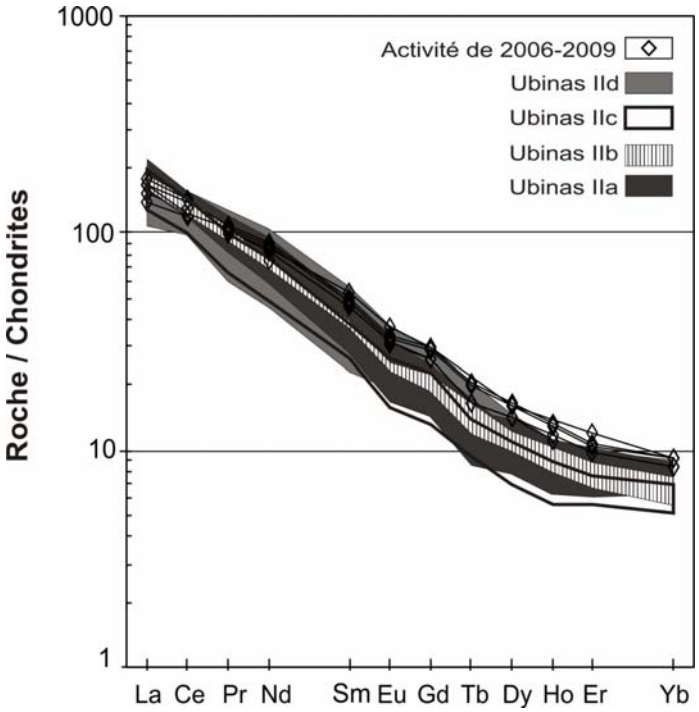


Figure 4.42 Spectres des Terres Rares (REE) normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les roches du volcan Ubinas moderne.

L'anomalie négative en Eu est peu marquée dans les roches de l'Ubinas, malgré le fractionnement du plagioclase, mis en valeur par l'évolution de certains éléments majeurs pendant la différenciation (Fig. 4.39). L'absence de cette anomalie peut être expliquée de deux façons : soit il n'a peut-être pas été incorporé dans le plagioclase et peut refléter de fortes conditions d'oxydation où tout l'Eu est sous forme de Eu^{3+} (Davidson *et al.*, 1990) ; soit cette absence est due à une forte pression d'eau, laquelle produit une réduction de cristallisation du plagioclase.

Les spectres de Terres Rares de la plupart de produits de l'Ubinas IIa ($(La/Yb)_N$=35,9), des pyroclastites de l'Ubinas IIb ($(La/Yb)_N$ =26,4), de l'Ubinas IIc ($(La/Yb)_N$ =33,2), de l'Ubinas IId

($(La/Yb)_N$ =28,9), et de l'activité de 2006-2009 ($(La/Yb)_N$ =20,1) sont subparallèles. Ceci confirme l'importance du processus de cristallisation fractionnée dans l'évolution des liquides. Cependant les spectres de certains produits extrêmes (rhyolites et andésites basiques), ne sont pas subparallèles entre eux et montrent un comportement différent. En effet, les teneurs de REE des rhyolites sont plus faibles que celles des andésites basiques (Fig. 4.43). D'après ces arguments, les magmas plus différenciés ne sont pas le résultat d'une simple évolution par cristallisation fractionnée à partir des magmas andésites basiques, et d'autres processus comme la contamination ou l'assimilation peuvent être envisagés pour l'évolution des magmas.

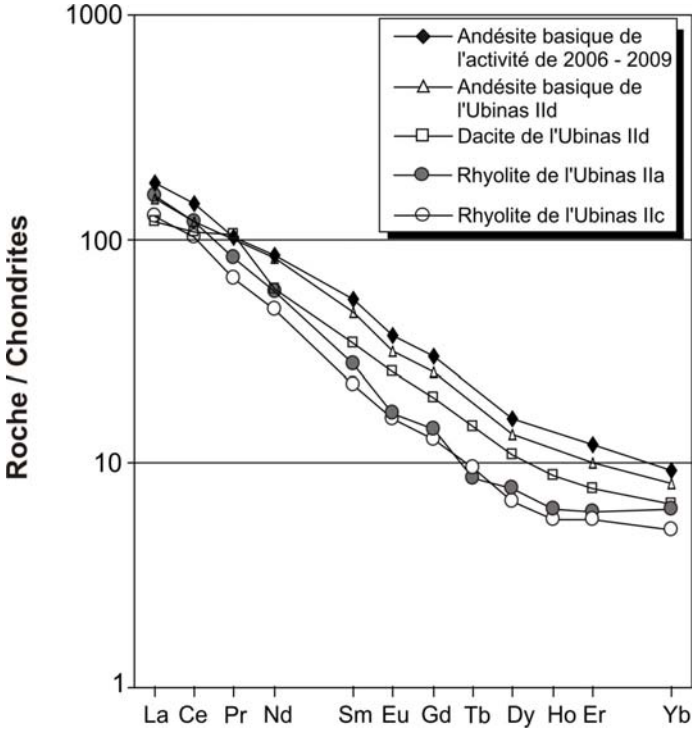


Figure 4.43 Spectres des Terres Rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les roches les plus et les moins différenciées du volcan Ubinas.

4.6.3 Données isotopiques : $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{143}Nd/^{144}Nd$

Les échantillons analysés ont été choisis en prenant en compte les différentes étapes évolutives mises en évidence lors de notre étude stratigraphique et leur variation compositionnelle. Comme pour le Misti, pour l'Ubinas neuf analyses isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{143}Nd/^{144}Nd$ ont été effectuées au Laboratoire Magmas et Volcans (LMV) à Clermont-Ferrand. De plus, sept rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et du $^{143}Nd/^{144}Nd$ ont été déterminés à l'Université de Göttingen (Allemagne). La procédure analytique pour ces dernières analyses est décrite en Annexe 2.2. Les résultats obtenus par les deux laboratoires sont présentés dans le tableau 4.4, avec les standards respectifs.

Nº Ech.	Age	Période	SiO_2	Sr (ppm)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±2σ	Nd (ppm)	$^{143}Nd/^{144}Nd$	±2σ
Ubi 0736	370 – 270 ka	Ubinas IIa	60,0	823	0,706943	0,00001	37,1	0,512306	0,000006
Ubi 0687	ca 269 ka	Ubinas IIb	62,0	786	0,706712	0,000008	31,1	0,512321	0,000004
Ubi 0708	150 – 20 ka	Ubinas IIb	63,8	712	0,706768	0,00001	30,8	0,512311	0,000006
Ubi 0658	ca 20 ka	Ubinas IIb	64,0	630	0,707062	0,000008	34,6	0,512238	0,000006
Ubi99-01*	9.7 –16 ka	Ubinas IIc	69,6	492	0,706999	0,000010	22,0		
Ubi99-02*	9.7 – 16 ka	Ubinas IIc	63,3	694	0,706775	0,000008	31,6	0,512308	0,000005
Ubi99-03*	9.7 – 16 ka	Ubinas IIc	62,4	720	0,706727	0,00001	30,7	0,512315	0,000005
Ubi99-04*	9.7 – 16 ka	Ubinas IIc	65,1	657	0,706764	0,00001	35,3	0,512291	0,000004
Ubi99-06*	980 B.P.	Ubinas IId	60,3	764	0,706878	0,000014	31,5	0,512296	0,000006
Ubi-15	980 B.P.	Ubinas IId	59,3	754	0,706897	0,00001	35,3	0,512304	0,000005
Ubi-30	980 B.P. – 1677 AD.	Ubinas IId	66,4	486	0,706876	0,000009	24,9	0,512290	0,000006
Ubi99-10*	1550 – 1677 AD.	Ubinas IId	55,3	1135	0,706737	0,000011	34,0	0,512306	0,000006
Ubi-0604	27 Avril 2006	Activité de 2006-2009	57,1	912	0,706761	0,000006	40,4	0,512329	0,000006
Ubi-0613	7 May 2006	Activité de 2006-2009	56,7	907	0,706764	0,000006	34,6	0,512330	0,000006
Ubi 0618	28 Octobre 2006	Activité de 2006-2009	56,9	923	0,706775	0,000008	37,9	0,512322	0,000006
Standard		NBS987			*0,710245*	*0,000008*			
Standard		JNdi-1						*0,512096*	*0,000006*
Standard		La Jolla						*0,511847*	*0,000004*

Tableau 4.4 Données isotopiques du Sr et Nd pour les roches du volcan Ubinas. (*) Analyse effectuée à l'Université de Göttingen (Allemagne). Les autres échantillons ont été analysés au LMV.

Lorsqu'on les compare à d'autres magmas calco-alcalins primitifs d'arc, l'ensemble des roches du volcan Ubinas possède des rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7067 - 0,7070) élevés et des rapports isotopiques $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,512238 - 0,512322) faibles (Fig. 4.44). Dans le diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ *vs.* $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fig. 4.44a, b) les roches se situent dans le champ défini par les autres laves de la CVZ (Davidson *et al.* 1991). Dans le détail (Fig. 4.44b), les points montrent une légère dispersion autour d'une corrélation négative, corrélation qui repose surtout sur une lave dacitique dont les $^{87}Sr/^{86}Sr$ sont plus élevés et les $^{143}Nd/^{144}Nd$ plus faibles.

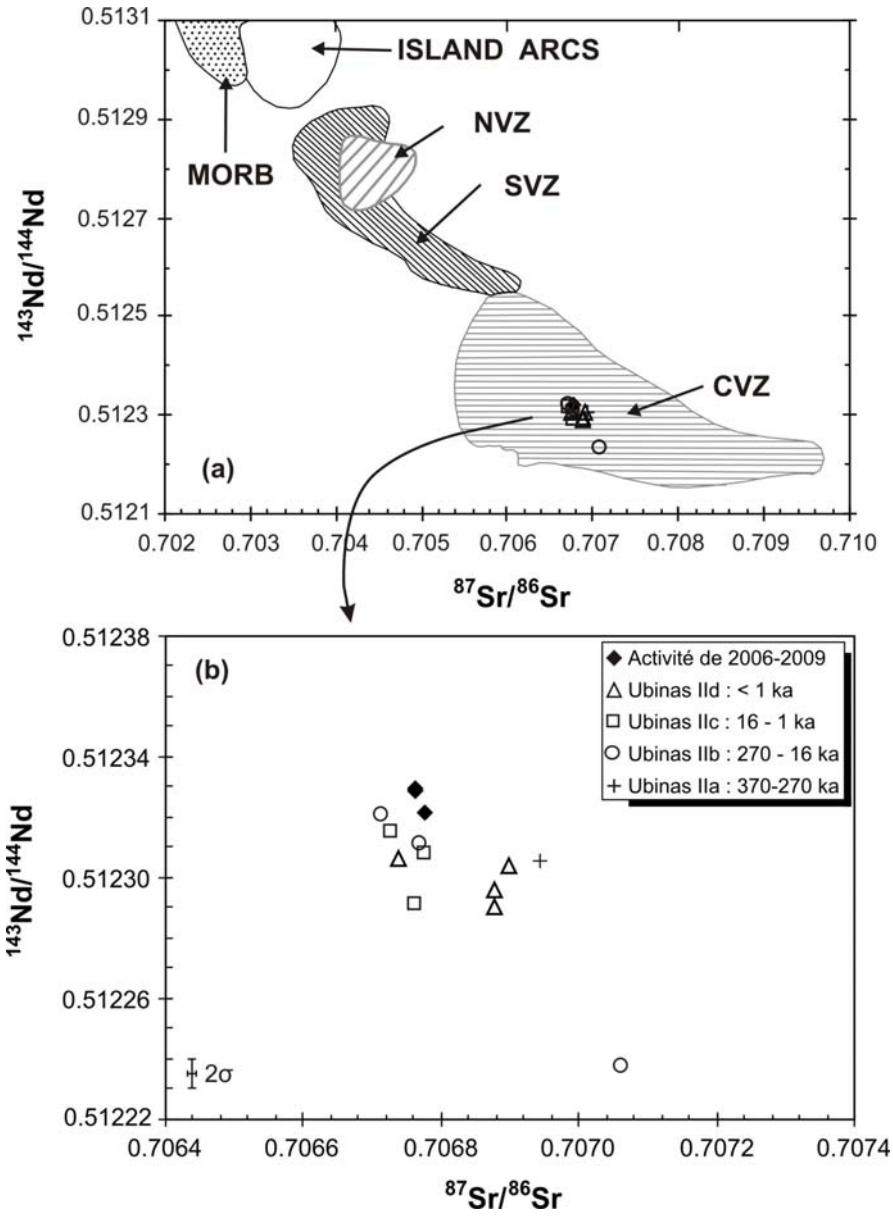


Figure 4.44 Compositions isotopiques du Sr et du Nd pour les roches du volcan Ubinas. **a)** Illustration des gammes de compositions relatives aux arcs intra-océaniques et aux zones volcaniques sud (SVZ), centrale (CVZ) et nord des Andes (NVZ) (d'après Davidson *et al.*, 1991). **b)** Détail de la composition isotopique des roches du volcan Ubinas.

La constitution isotopique des laves de l'Ubinas est très différentes de celle des magmas d'arc intra-océanique, ce qui pourrait indiquer que les magmas de l'Ubinas ont été contaminés par une croûte continentale épaisse (entre 65 et 70 km d'épaisseur) au sud du Pérou (Barazangi et Isacks, 1976 ; Kono *et al.*, 1989).

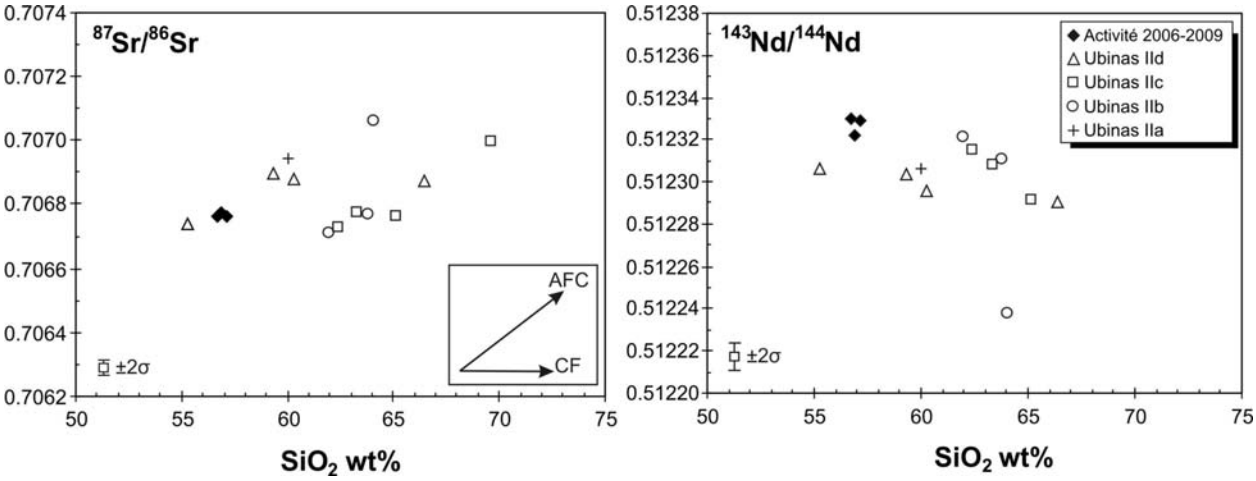


Figure 4.45 Diagrammes $^{87}Sr/^{86}Sr$ *vs.* SiO_2 et $^{143}Nd/^{144}Nd$ *vs.* SiO_2 pour les roches du volcan Ubinas. De plus, ils sont présentés les tendances théoriques de l'AFC (assimilation – cristallisation fractionnée) et CF (cristallisation fractionnée).

Dans le diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ *vs*. SiO_2wt% (Fig. 4.45), on distingue une importante dispersion des données, et y compris la possibilité de deux lignées de différenciation. Dans le diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ *vs*. SiO_2 wt%, c'est l'inverse qui est observé. Cette disposition des rapports n'est pas liée à une erreur analytique systématique d'un des laboratoires. En effet, les échantillons d'un même laboratoire se répartissent indifféremment dans l'une et l'autre des lignées. Dans ces diagrammes, il apparaît probable que les andésites basiques évoluent vers les andésites par un processus de cristallisation fractionnée (rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ constant), mais aussi principalement par un processus d'AFC.

4.6.4 Isotopes de l'Oxygène

Des analyses isotopiques de l'oxygène sur roche totale ont été effectuées sur 16 échantillons au Laboratoire Magmas et Volcans (Equipe Transferts Lithosphériques de l'Université Jean Monnet à Saint-Etienne). La procédure analytique est décrite dans l'Annexe 2.3, et les résultats des analyses sont présents dans le tableau 4.5.

N° Ech.	Etapes	Age	Type	LOI	H_2O PF(1000°)	H_2O (110°)	SiO_2 wt%	$\delta^{18}O$
Ubi-0618	Ubinas IIe	28 octobre 2006	Bloc juvénile	0,1			56,89	**7,23**
Ubi-0613	Ubinas IIe	7 mai 2006	Bloc juvénile	0,0			56,69	**7,17**
Ubi06-04	Ubinas IIe	Avril 2006	Bloc juvénile	0,1			57,11	**7,25**
Ubi-77	Ubinas IId	1500 - 1677	Scorie gris foncé	0,30			56,16	**7,38**
Ubi-39	Ubinas IId	< 1000 ans	Bloc juvénile	0,63			67,33	**9,03**
Ubi-15	Ubinas IId	980 +/- 50 ans	Ponces de retombée plinienne	0,1			61,24	**7,98**
Ubi-12	Ubinas IId	980 +/- 50 ans	Ponces de retombée		3,5	0,76	59,50	**9,49**
Ubi99-04	Ubinas IId	< 7840 ans BP.	Ponces de retombée plinienne				65,15	**8,5**
Ubi99-02	Ubinas IIc	ca. 7000 ans	Ponces de retombée				63,32	**8,75**
Ubi-48	Ubinas IIc	16 – 9,7 ka.	Ponces de retombée	3,3			69,74	**9,64**
Ubi-0658	Ubinas IIb	ca 20 ka.	Coulée de lave	0,7			64,04	**7,49**
Ubi-0708	Ubinas IIb	269 – 20 ka.	Coulée de ponces et cendres	2,3			63,80	**9,16**
Ubi-0687	Ubinas IIb	ca 269 ka.	Coulée de ponces et cendres	1,3			61,95	**7,58**
Ubi-0659	Ubinas IIb	ca 342 ka.	Coulée de blocs et cendres	3,4			70,02	**9,19**
Ubi-0736	Ubinas IIa	376 - 250 ka.	Coulée de lave	0,0			60,03	**7,41**
Ubi-22a	Ubinas IIa	376 - 250 ka.	Coulée de lave	0,64			61,04	**7,97**

Tableau 4.5. Rapports isotopiques de l'oxygène analysés pour des roches totales du volcan Ubinas.

Les $\delta^{18}O$ des produits du volcan Ubinas sont globalement compris entre 7,17 et 9,0‰V-SMOW (Fig. 4.46b). Les rapports isotopiques les plus élevés correspondent à des blocs et à des ponces rhyolitiques et dacitiques (Tableau 4.5). Malheureusement, la figure 4.46a montre qu'il existe une corrélation positive entre la valeur $\delta^{18}O$ et la perte au feu (LOI), ceci étant particulièrement vrai pour les produits les plus différenciés (dacites et rhyolites). Cette corrélation indique que ces échantillons, qui n'affichent aucun indice d'altération et qui ne contiennent aucun matériel étranger (enclave), ont été affectés par un processus d'altération hydrothermale à basse température. Ce mécanisme qui peut être une hydratation ou une altération de surface est compatible avec les très fortes pertes au feu (2,3%<LOI <3,4%) de certains échantillons. De plus, la corrélation entre la valeur $\delta^{18}O$ et la perte au feu montre que non seulement les teneurs en eau, mais aussi les valeurs $\delta^{18}O$ des roches volcaniques peuvent être affectées et modifiées par

l'altération superficielle (Ferrara *et al.*, 1985 ; Davidson et Harmon, 1989). En conséquence, aucune analyse ayant une LOI>2,3% ne sera prise en compte dans cette étude.

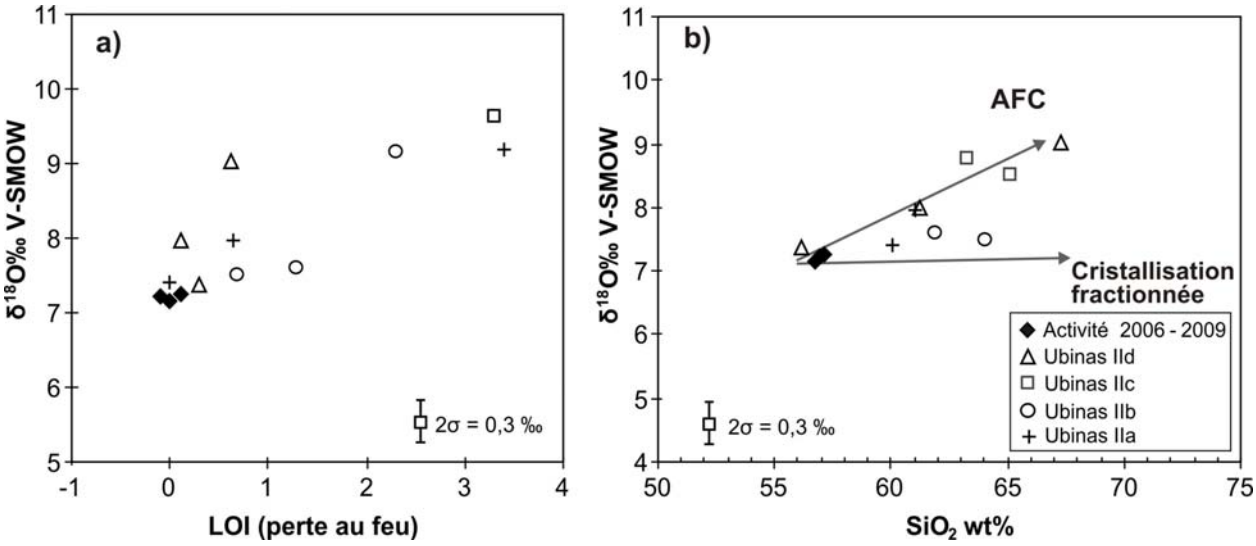


Figure 4.46. Diagrammes $\delta^{18}O$ des roches du volcan Ubinas **a.** par rapport à la perte au feu 1050 ºC (LOI) et **b.** par rapport à SiO_2 wt% (roches sans trace d'altération superficielle).

Les valeurs $\delta^{18}O$ des autres échantillons (Fig. 4.46b) sont élevées (7,17 à 9,0 ‰V-SMOW) par rapport aux valeurs typiques des magmas basaltiques primitifs de zones de subduction (6,2 ± 0,7‰ V-SMOW, Harmon et Hoefs, 1995) ou des basaltes d'arc et de leurs équivalents différenciés (5,2 à 7,8‰ V-SMOW). Malgré cela, les valeurs $\delta^{18}O$ des roches de l'Ubinas s'inscrivent parfaitement dans la gamme de $\delta^{18}O$ des autres magmas de la Zone Volcanique Centrale des Andes (CVZ) dont les valeurs $\delta^{18}O$ varient entre 6,9 et 12‰ V-SMOW. Celles-ci sont classiquement interprétées comme résultant de la contamination ou de l'assimilation crustale (Feeley et Sharp, 1995 ; Harmon *et al.*, 1984 ; Harmon et Hoefs, 1984 ; James, 1982, 1984 ; Taylor, 1986).

Dans cette hypothèse, et puisqu'à l'Ubinas même les termes les moins différenciés possèdent des valeurs $\delta^{18}O$ élevées (7,17 à 7,38 ‰V-SMOW), il est possible d'en déduire que les magmas "parents" de la série étaient déjà contaminés soit par un composant crustal riche en ^{18}O (par ex. croûte continentale inférieure) soit par l'addition d'un composant riche en ^{18}O (par ex. sédiments) au manteau source de magmas. En effet, comme l'a montré Hidalgo (2006) en Equateur (NVZ), des $\delta^{18}O$ élevées peuvent résulter d'une faible implication de sédiments carbonatés subductés, que ce soit sous la forme d'un liquide et/ou d'un fluide magmatique ou bien d'un fluide engendré par la déshydratation de la partie supérieure de la plaque plongeante. Toutefois, la situation équatorienne ne peut être transposée au sud du Pérou puisqu'il n'a pas de

sédiments carbonatés dans la fosse face à la côte péruvienne, comme l'ont montré Thornburg et Kulm (1987). Davidson *et al.* (1991) ont calculé quelle pouvait être la participation des sédiments subductée dans le secteur sud de la CVZ : les résultats prédisent une participation comprise entre 1 et 2%, alors que des $\delta^{18}O$ > 8-9 ‰ requièrent plus de 10% de sédiments incorporés dans la source mantellique, ce qui n'est pas réaliste dans le cas de l'Ubinas, car les éléments en trace en seraient aussi extrêmement affectés (James, 1982).

De manière générale, les mécanismes magmatiques de type cristallisation fractionné ne sont pas capables d'augmenter la valeur de $\delta^{18}O$ de plus de 1‰ (Matsuhisa, 1979). Par exemple, Bindeman *et al.* (2004) ont calculé que $\delta^{18}O$ augmentait de 0,45 ‰ lors de la différenciation d'un basalte en une rhyolite. Dans le cas de l'Ubinas, $\delta^{18}O$ augmente de 2,13 ‰, lorsque la teneur en SiO_2 passe de 56 à 67% (Fig. 4.46). En conséquence, les $\delta^{18}O$ élevés des produits de l'Ubinas ne peuvent absolument pas résulter d'une évolution, en système fermé, d'un basalte dérivé du manteau. Certainement, ils résultent de l'addition d'un composant crustal riche en $\delta^{18}O$.

Lors d'un processus d'assimilation, les rapports isotopiques du Sr et de l'oxygène ont des comportements couplés. Dans notre cas, dans le diagramme $\delta^{18}O$ *vs.* $^{87}Sr/^{86}Sr$ certains échantillons montrent une augmentation plus rapide de $\delta^{18}O$ que de $^{87}Sr/^{86}Sr$, mais d'autres montrent une très légère augmentation. Dans le diagramme $\delta^{18}O$ *vs.* $^{143}Nd/^{144}Nd$ (Fig. 4.47), malgré une légère dispersion des valeurs, on distingue une diminution des valeurs $\delta^{18}O$ au fur et à mesure que le rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ augmente. Ces caractéristiques indiquent l'intervention d'un processus d'assimilation de composantes crustaux riche en $\delta^{18}O$ dans l'évolution des magmas de l'Ubinas.

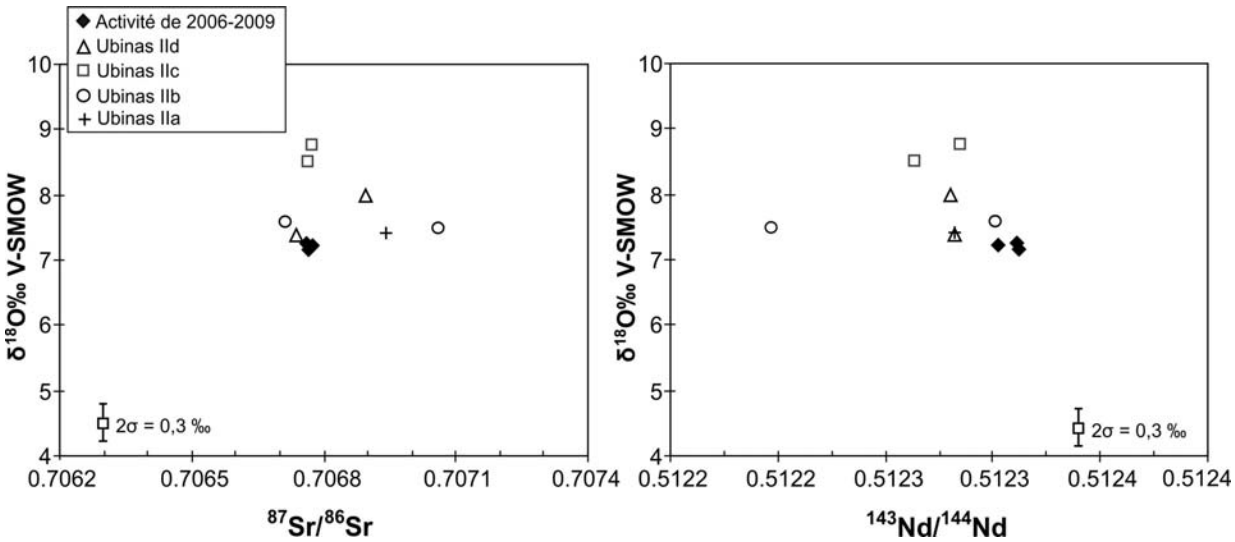


Figure 4.47. Diagrammes $\delta^{18}O$ *vs.* $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ *vs.* $^{143}Nd/^{144}Nd$ pour les produits du volcan Ubinas.

D'une manière plus générale, les études relatives à la genèse des magmas de l'arc calco-alcalin au sud du Pérou (Harmon *et al.*, 1981 ; James, 1982, 1984 ; Vatin-Pérignon *et al.*, 1992 ; Gerbe et Thouret, 2004 ; Delacour *et al.*, 2007) montrent que les magmas plio-quaternaires lors de leur remontée vers la surface, sont souvent affectés par des processus de contamination et d'assimilation de l'encaissant, et ce à différents niveaux de la croûte. Probablement, dans notre cas, l'un des derniers et plus importants contaminants est le "gneiss de Charcani" (Massif d'Arequipa) qui fait partie du socle situé juste au-dessous de la Cordillère occidentale des Andes au sud du Pérou (Tosdal, 1996). Ces roches forment une partie de la croûte moyenne ou supérieure (Mamani *et al.*, 2008) et elles possèdent des $\delta^{18}O$ élevées, de 10 et 12 ‰ V-SMOW (James, 1982). Ainsi, l'assimilation par les magmas d'une faible proportion de ce gneiss (ou de matériel crustal similaire) aura pour effet d'en augmenter le $\delta^{18}O$.

4.6.5 Signature adakitique ?

L'étude des éléments en trace a permis de mettre en évidence que les teneurs en HREE ($5,1<Yb_N<9,3$) et Y (10 – 21 ppm) de l'ensemble de roches du volcan Ubinas sont modérées (Fig. 4.42), et en tout état de cause, plus faibles que celles généralement observées dans les laves d'arc. Compte-tenu des teneurs élevées en La et en Sr, il en résulte des rapports $(La/Yb)_N$ (16,2 – 32,6) et Sr/Y (28 – 66) légèrement élevés, presque similaires à ceux des adakites (Drummond et Defant, 1990 ; Peacock *et al.*, 1994). Toutefois, si les rapports sont de type adakitique, les teneurs en Yb et en Y sont significativement plus élevées que dans les adakites (Defant et Drummond, 1990 ; Martin *et al.*, 2005)

Le diagramme $(La/Yb)_N$ *vs.* Yb_N (Martin, 1999 ; Fig. 4.48a) discrimine les roches de type adakitique des roches « strictement » calco-alcalines. La plupart des échantillons du volcan Ubinas se disposent dans la zone de recouvrement entre les deux domaines. Cependant, dans le diagramme Sr/Y=f(Y) de Drummond et Defant (1990) (Fig. 4.48b), la plupart des roches du volcan Ubinas se situent dans le domain calco-alcalin, mais quelques-unes tombent dans la zone de transition entre les champs adakitique et calco-alcalin.

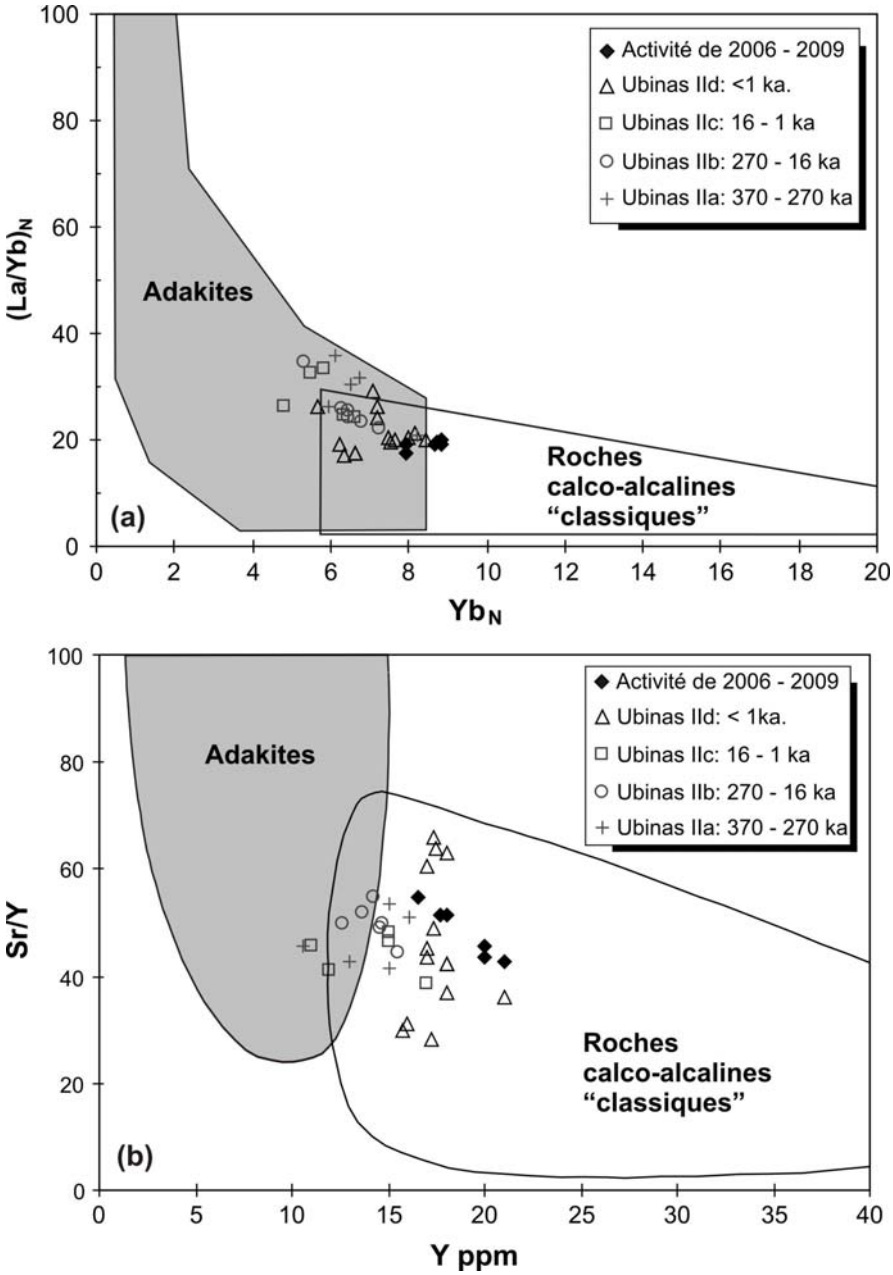


Figure 4.48. Diagrammes d'identification des séries calco-alcaline et adakitique.

Si ces deux diagrammes laissent penser à une légère influence adakitique pour les laves de l'Ubinas, ils ne montrent en aucun cas un caractère franchement adakitique.

Les adakites sont définies comme étant les produits de la fusion partielle de basaltes hydratés dans les conditions de stabilité du grenat. Cette fusion peut intervenir lors de la subduction d'une lithosphère océanique jeune, et donc chaude, pendant la subduction. Plusieurs auteurs (Feeley et Hacker, 1995 ; Defant, 2002 ; Mahlburg-Kay, 2002) ont montré que ce type de processus est totalement irréaliste dans le contexte de subduction des Andes centrales, où la croûte océanique est vieille (entre 40 et 50 Ma ; Sébrier et Soler, 1991) et donc froide.

Pour d'autres auteurs (Kay *et al.,* 1999 ; Haschke *et al.,* 2002 ; Mahlburg-Kay, 2002 ; Thouret *et al.,* 2005 ; Delacour *et al.,* 2007 ; Sorensen et Holm, 2008) la présence de ces types de roches avec des caractéristiques de type "adakitique" peut refléter l'assimilation ou le mélange de magmas basaltiques parents provenant du manteau avec des magmas engendrés par fusion de la base d'une croûte continentale très épaisse (65 à 70 km d'épaisseur environ), et dont le résidu de fusion contenait du grenat (± amphibole).

4.6.6 Evolution temporelle des magmas

Je me suis intéressé à l'évolution temporelle du magmatisme et du volcanisme de l'Ubinas. La figure 4.49 présente l'évolution temporelle de certains paramètres (teneurs en éléments majeurs, traces et rapports isotopiques du Sr et oxygène) en fonction de l'âge de mise en place. L'objectif est de mieux connaître les événements récents, afin d'anticiper le comportement éruptif futur de l'Ubinas.

Dans le diagramme SiO_2 en fonction du temps, les laves montrent une variation des teneurs en SiO_2 au cours de certains événements éruptifs. L'augmentation des teneurs en SiO_2, entre 370 et 1 ka se fait dans un laps de temps très variable. En effet, dans l'étape "Ubinas IIa" (370 à 270 ka), vers 340 ka les teneurs en SiO_2 augmentent, ainsi qu'au début de l'étape "Ubinas IIc" (16 à 1 ka) et dans l'étape "Ubinas IId" (entre 1000 et 500 ans). Pendant les derniers 500 ans jusqu'à l'activité de 2006-2009, on observe une légère diminution des teneurs en SiO_2. D'ailleurs, les teneurs en MgO en fonction du temps montrent toujours un comportement contraire à celui de la SiO_2.

Dans le cas des éléments en trace, comme le Rb, on observe aussi une variation des teneurs entre des événements éruptifs successifs. Il y a une augmentation des teneurs plus marquée au cours des périodes "Ubinas IIa", "Ubinas IIc" et "Ubinas IId". Par contre il existe une légère diminution des teneurs en Rb vers les derniers 500 ans. Le comportement du Rb est étroitement corrélé avec celui de SiO_2.

De manière générale, le rapport Sr/Y varie peu au cours de l'évolution volcanique. Mais, on distingue des variations plus fortes dans l'étape "Ubinas IId" (< 1 ka). En ce qui concerne le rapport Rb/Zr, celui ci est aussi variable, mais il existe une augmentation plus marquée au cours de l'épisode "Ubinas IIa", au début de l'épisode "Ubinas IIc" et pendant l'épisode "Ubinas IId".

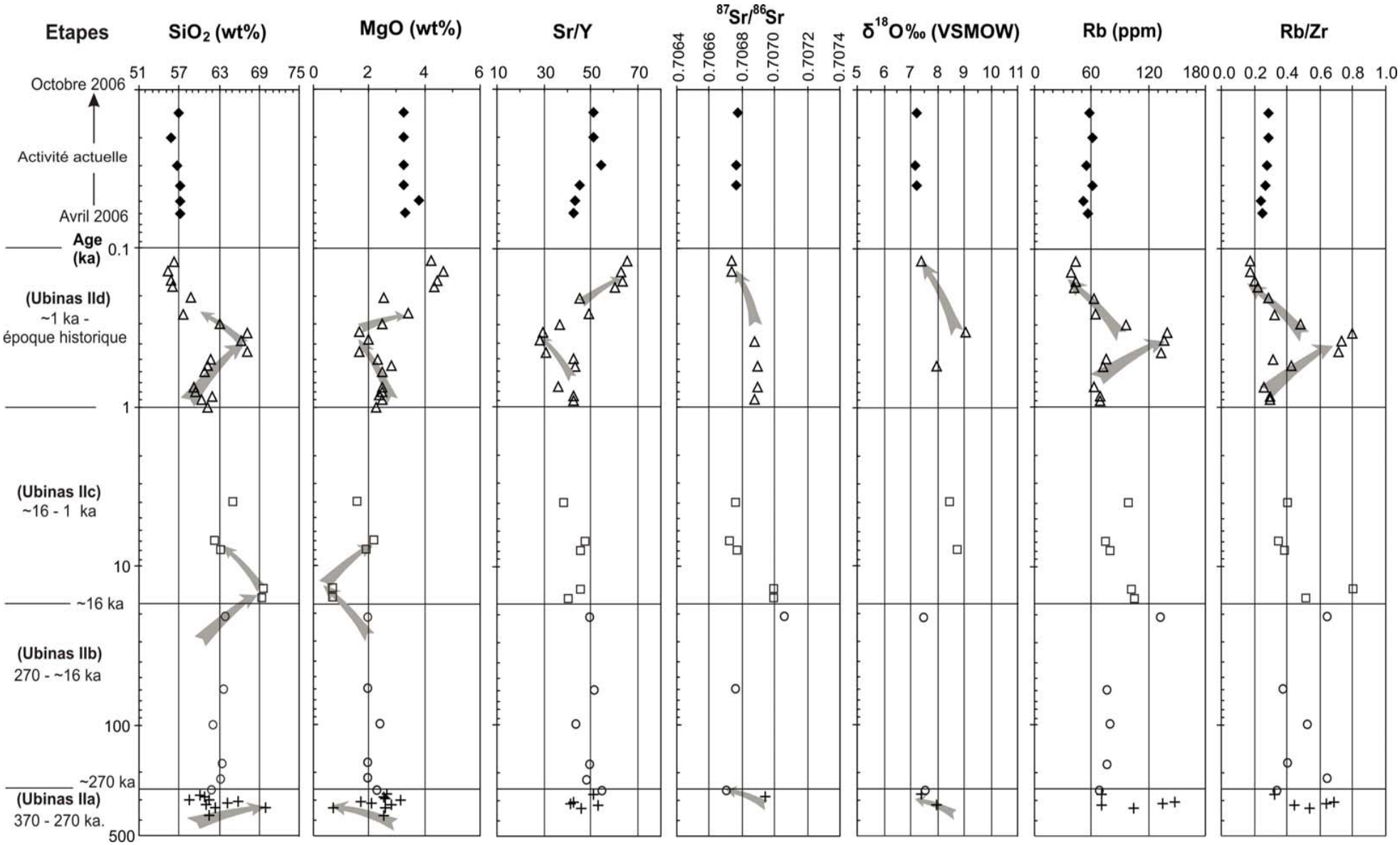


Figure 4.49 Différents paramètres géochimiques des unités du volcan Ubinas par rapport au temps.

Les rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ deviennent plus élevés vers 340 ka ($^{87}Sr/^{86}Sr$= 0,70694). Ces rapports diminuent considérablement vers 50 ka, pour ensuite augmenter entre 20 et 16 ka environ. Après cette période, les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ diminuent, jusqu'à atteindre les valeurs les plus faibles au cours de l'activité de 2006 – 2009 ($^{87}Sr/^{86}Sr$= 0,70676).

Les valeurs $\delta^{18}O$ varient aussi dans le temps. Les valeurs plus élevées (8,75- 9,03‰ V-SMOW) sont observées au cours des étapes "Ubinas IIb" (16 à 1 ka) et "Ubinas IId" (<1 ka). Globalement, le comportement de $\delta^{18}O$ est plus ou moins couplé avec celui de SiO_2, Rb, Rb/Zr et $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Dans l'ensemble des diagrammes, on constate que la proportion des différents termes de la série varie d'une éruption à l'autre. Au cours des derniers 370 ka, certaines éruptions ont entraîné des changements importants dans la structure du volcan (formation de la caldeira sommitale) et/ou la mise en place de dépôts de coulées pyroclastiques très volumineuses (par ex. étape "Ubinas IIb"). Ces particularités ont été mises en évidence par l'étude stratigraphique (§ 4.2). L'étude géochimique a quant à elle montré que ces événements sont probablement liés à un changement dans la composition chimique des magmas (*cf.* §5.2).

Au cours du dernier millénaire, la composition chimique des magmas a d'abord changé des andésites aux dacites, puis, vers les derniers 500 ans aux andésites basiques (par ex. l'activité de 2006-2009). Ces produits ont été émis sous forme de téphras et quelques coulées pyroclastiques durant éruptions explosives modérées (vulcanienne, phréatomagmatique, "Saint-Vincent" par ex. de 1677) à faible volume (<1 km^3).

4.6.7 Conclusions de l'étude géochimique

- Globalement tous les produits du volcan Ubinas correspondent à des roches calco-alcalines fortement potassiques (55,71 – 70,1 wt% SiO_2 et 2,12 - 4,84 wt% K_2O).

- Au cours de son histoire éruptive, l'Ubinas a émis des magmas dont la composition chimique est assez étendue depuis des andésites basiques, aux andésites (les plus abondantes) jusqu'aux dacites et quelques rhyolites. Les andésites basiques sont présentes dans les produits d'âge historique (< 1 ka) et dans ceux de l'activité de 2006 - 2009. Les rhyolites ne sont présentes que dans les étapes "Ubinas IIa" (370 à 270 ka) et "Ubinas IIc" (16 à 1 ka). Les produits émis au cours des derniers 500 ans sont légèrement plus basiques.

- Le comportement des éléments majeurs est compatible avec un processus de cristallisation fractionnée. Néanmoins, le comportement des éléments en trace suggère une évolution magmatique plus complexe. En effet, les teneurs en Ba, Rb et Th de quelques dacites et rhyolites ($\geq$ 64 wt% SiO_2), présentent une forte variabilité qui ne peut être attribuée à une imprécision analytique. Ces caractéristiques plaident en faveur de processus magmatiques autres que la simple cristallisation fractionnée en système clos, et qui soient compatibles avec une contamination et/ou une assimilation crustale, processus qui semblent jouer aussi un rôle important dans la genèse et l'évolution des magmas de l'Ubinas.

- Les LILE montrent un comportement incompatible.

- Le profil général des spectres de Terres Rares est semblable à celui des roches calco-alcalines plio-quaternaires de la CVZ, riches en Terres Rares légères (LREE) et relativement pauvres en Terres Rares lourdes, le rapport LREE/HREE étant élevé.

- L'appauvrissement en HREE et Y par rapport aux compositions calco-alcalines "classiques" des laves d'arc, est une caractéristique constante dans tous les produits du volcan Ubinas. Ces caractéristiques peuvent refléter l'assimilation de magmas basaltiques "parents" provenant du manteau avec des magmas engendrés à haute pression, en base d'une croûte continentale épaisse et contenant du grenat (±amphibole) dans leur résidu de fusion.

- Les roches du volcan Ubinas possèdent des rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7067-0,7070) et des $\delta^{18}O$ (7,17-9,03 ‰VSMOW) élevés, ainsi que de très faibles $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,512238 – 0,512322) lorsqu'on les compare aux magmas calco-alcalins primitifs d'arc. Ceci démontre que ces magmas ont été fortement affectés par des processus de contamination ou d'assimilation intra-crustale.

- Selon le comportement variable de certains éléments en trace et l'importante dispersion des rapports isotopiques du Sr et Nd observés, il semble probable qu'une évolution par cristallisation fractionnée couplée avec une contamination ou une assimilation crustale soit à l'origine de la lignée des magmas de l'Ubinas.

4.7 Processus pétrogénétiques, origine et évolution des magmas

4.7.1 Introduction

Les études pétrographiques et géochimiques ont permis de déterminer précisément la nature des échantillons récoltés, ainsi que de définir une lignée de différenciation, et de fournir des indices sur les mécanismes à l'origine de cette lignée. En particulier, on voit qu'à l'instar des roches volcaniques des volcans plio-quaternaires de la CVZ, celles-ci ont subi des processus de cristallisation fractionnée, des mécanismes de mélange, contamination et/ou assimilation crustale importante. En conséquence, cette section est consacrée à la mise en évidence de ces différents processus, ainsi qu'à la discussion et à l'évaluation de leurs rôles respectifs.

4.7.2 Cristallisation fractionnée

4.7.2.1 Arguments minéralogiques et géochimiques

La différenciation par cristallisation fractionnée semble avoir joué un rôle important dans l'évolution des magmas du volcan Ubinas. Cette affirmation s'appuie sur plusieurs critères pétrographiques : a) une texture fortement porphyrique de la plupart des échantillons ; b) la présence courante de zonations normales dans de nombreux phénocristaux (feldspath plagioclase, clinopyroxène, olivine).

L'étude géochimique a montré que dans les diagrammes de Harker, certains éléments en trace (Cr, Ni, Sr, Sc) ne dessinent pas une évolution linéaire mais plutôt une évolution en lignes brisées ou en courbe. Ceci montre que les mécanismes simples de mélange binaire ne sont pas les processus dominant à l'origine des lignées de différenciation, le processus dominant devant être soit la fusion partielle, soit la cristallisation fractionnée.

La distinction entre la fusion partielle et la cristallisation fractionnée peut être faite en se fondant sur le comportement contrasté des éléments compatibles au cours de ces deux processus. En effet, dans un diagramme reportant le logarithme d'un élément compatible en fonction du logarithme d'un élément incompatible, la cristallisation fractionnée, qui est un mécanisme appauvrissant efficacement le magma en éléments compatibles, engendrera une lignée évolutive à forte pente (sub-verticale), tandis que la fusion partielle produit des lignées à pente très faible

(sub-horizontale). Dans les laves de l'Ubinas, les éléments les plus incompatibles lors de la différenciation sont les LILE, alors que les éléments de transition (Cr, Co, Ni, Sc..) sont les plus compatibles. Reportés dans des diagrammes Log (Sc) *vs.* Log (Ba) et Log (Cr) *vs.* Log (Rb) (Fig. 4.50), malgré une légère dispersion (surtout pour le Cr *vs.* Rb), les points analytiques du volcan Ubinas se disposent selon des droites à forte pente. Ceci permet de conclure que ce n'est pas la fusion partielle, mais la cristallisation fractionnée qui est à l'origine des lignées de différenciation. Cette conclusion est en accord avec les observations pétrographiques et minéralogiques. C'est donc ce mécanisme dont je tenterai de quantifier les différents paramètres, à l'aide d'une modélisation géochimique.

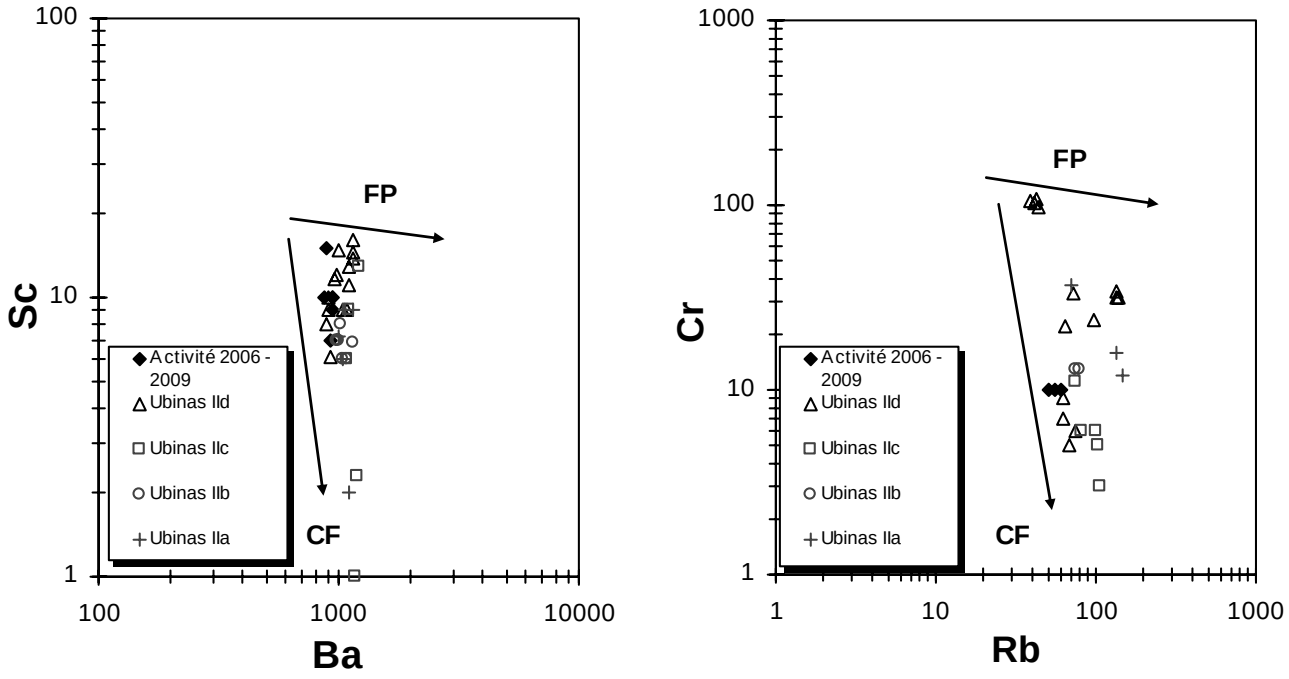


Figure 4.50 Diagrammes d'identification des processus de cristallisation fractionnée (CF) et fusion partielle (FP) : Sc *vs.* Ba ; Cr *vs.* Rb.

Sur la base des observations pétrographiques, la série de l'Ubinas est contrôlée principalement par la cristallisation du plg + amp + ti-mt, avec des quantités mineures de pyroxène, olivine et apatite. D'après les arguments minéralogiques et géochimiques exposés précédemment, il apparaît que les hypothèses à tester à l'aide de la modélisation géochimique sont les suivantes : la cristallisation fractionnée d'un cumulat composé de plg+ol+cpx+amp+ti-mt+ap ou plg+cpx+amp+ti-mt+ap rend-elle compte de la diversité géochimique des produits évolués, comme les rhyolites du volcan Ubinas?

4.7.2.2 Modélisation géochimique

1. Test de cristallisation fractionnée à l'aide des éléments majeurs

Comme pour le volcan Misti, la composition modale des cumulats a été calculée à partir des teneurs en éléments majeurs, grâce au logiciel GENESIS (Teixeira, 1996). Ce dernier utilise l'algorithme défini par Stormer et Nicholls (1978) qui consiste en un simple bilan de masse (*cf.* Eq. 3.1). Pour cette modélisation, l'échantillon le moins différencié (andésite basique) Ubi-31 (56,1 wt% SiO_2) a été choisi comme possible « magma parent », alors que les échantillons les plus différenciés (rhyolites) : Ubi-48 (69,7 wt% SiO_2) et Ubi-0659 (70,0 wt% SiO_2), ont été sélectionnés comme « roches filles ». La composition des minéraux utilisés pour calculer la composition du cumulat sont celles des phénocristaux (analysés à la microsonde électronique) des laves de l'Ubinas. Toutes ces compositions sont présentées dans le tableau 4.6. L'adéquation du modèle aux données est obtenu par la somme des carrés des écarts existant entre la composition finale réelle et la composition finale calculée ($\sum r^2<1$ pour que le modèle soit considéré comme valable).

	Magma parent (Co)	Roches filles (Cl)		Phases minérales					
	Ubi-31	**Ubi-0659**	**Ubi-48**	**plg**	**amp**	**cpx**	**ti-mg**	**ol**	**apt**
SiO_2	56,12	70,2	69,74	56,19	41,61	51,48	0,07	37,64	0,08
TiO_2	1,29	0,37	0,37	0,05	3,51	0,49	9,02	0.02	0,00
Al_2O_3	16,68	15,71	15,67	26,49	12,06	2,07	2,25	0,02	0,00
Fe_2O_3	7,94	2,50	2,59						
FeO_t				0,49	10,98	9,36	79,61	24,64	0,18
MnO	0,11	0,07	0,07	0,01	0,14	0,36	0,39	0,45	0,13
MgO	4,37	0,73	0,72	0.04	14,09	14,15	1,88	36,83	0,18
CaO	6,85	2,31	2,4	9,49	11,29	20,68	0,03	0,13	54,97
Na_2O	4,05	4,10	4,00	5,62	2,40	0,46	0,00	0,00	0,06
K_2O	2,12	4,06	4,30	0,75	0,84	0,00	0,02	0,01	0,01
P_2O_5	0,47	0,13	0,13						43,6

Tableau 4.6 Compositions des magmas parent et roches filles, et des minéraux susceptibles de fractionner utilisés dans le modèle de cristallisation fractionnée pour les roches du volcan Ubinas.

Les résultats de la modélisation (tableau 4.7) sont tout à fait acceptables et compatibles avec les observations pétrographiques. Malgré l'anomalie négative faible ou nulle en Eu, le plagioclase est systématiquement la plus abondante des phases cumulées (>50% du cumulat). La faible valeur de la $\sum r^2$ montre le très bon ajustement du modèle aux données. D'après ces résultats, l'évolution des roches du volcan Ubinas peut être la conséquence de l'extraction à partir de Ubi-

31 de 51 à 56% d'un cumulat composé de plg+ol+cpx+amp+ti-mt+ap ou plg+cpx+amp+ti-mt+ap. Toutefois un cumulat sans olivine est qui donne les meilleurs résultats.

Magma parent (Co)	Roche fille (Cl)	Composition du cumulat (%)							
		plg	**ol**	**cpx**	**ti-mg**	**amp**	**apt**	**(1-f) en %**	$\sum r^2$
Ubi-31	**Ubi-0659**	48,1	1,2	5,1	6,0	38,4	1,2	56%	0,246
Ubi-31	**Ubi-48**	46		3	6.0	44	1	51%	0,092

Tableau 4.7. Résultats des bilans de masse pour les roches du volcan Ubinas. $\sum r^2$ = somme des carrés des écarts.

2. Test de cristallisation fractionnée à l'aide des éléments en trace

Dans un deuxième temps, le modèle calculé à partir des éléments majeurs a été testé à l'aide des éléments en trace. Pour ce faire, la composition modale du cumulat ainsi que le taux de cristallisation obtenu par la modélisation avec les éléments majeurs sont réintroduits dans le calcul du comportement des éléments en trace. Le modèle est calculé à partir de la formule de cristallisation de Rayleigh (1896) qui a été préalablement présentée (*cf.* Eq. 3.2). Les coefficients de partage sont les mêmes que ceux utilisés pour le Misti (*cf.* Tableau 3.7).

Pour la modélisation du comportement des éléments en trace, deux cumulats ont été pris en compte, l'un constitué d'un assemblage de *plg + cpx + amp + ti-mt + apt*, et l'autre formé de *plg + ol + cpx + amp + ti-mt + apt*.

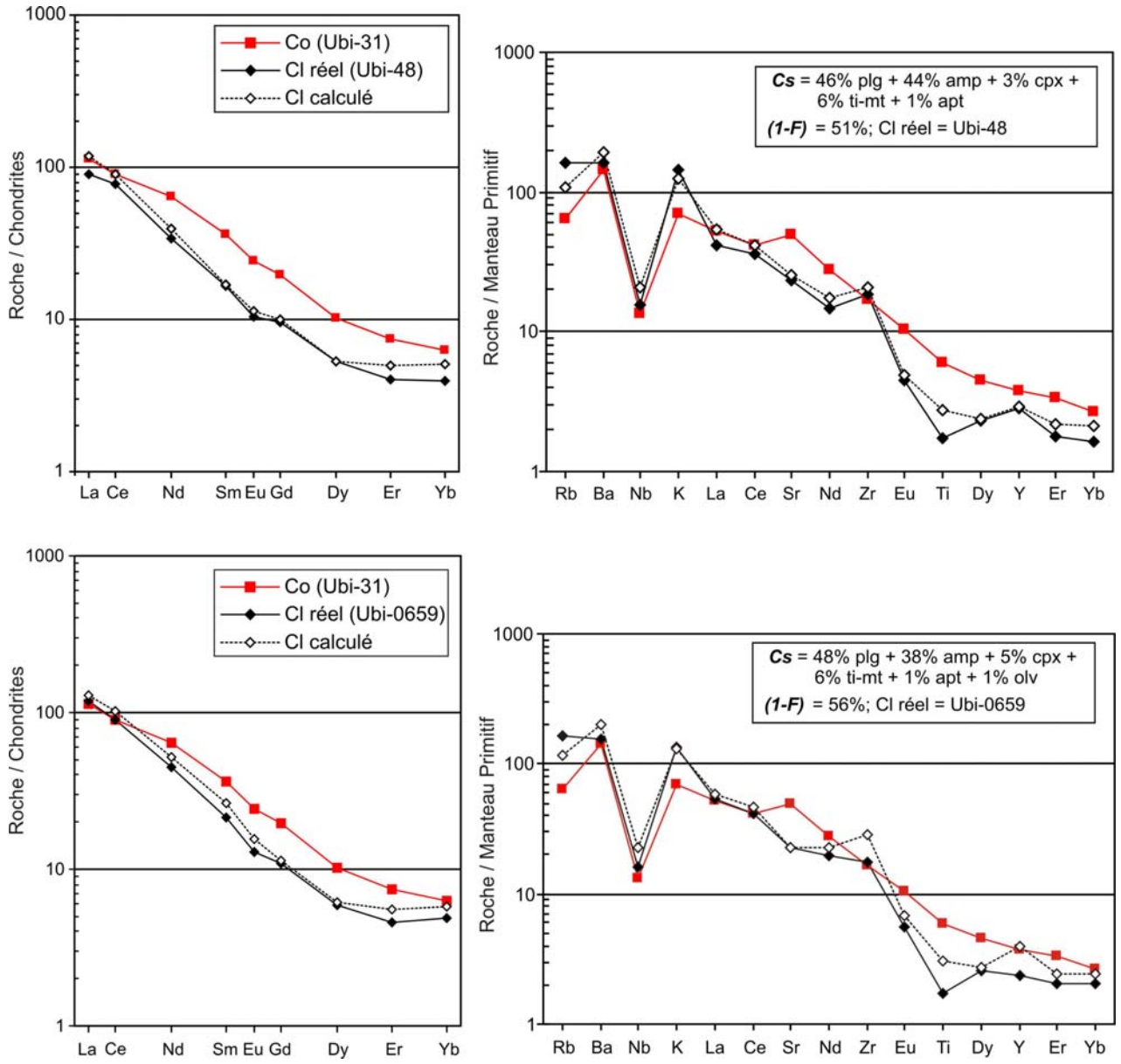


Figure 4.51 Spectres des terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) et diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montrant les compositions des magmas parents et roches filles, et celles résultant de la modélisation avec différents paramètres suivant la composition modale du cumulat et le taux de cristallisation (Tableau 4.7).

D'après le calcul, l'utilisation des assemblages observés ne permet pas une modélisation acceptable de la cristallisation fractionnée pour certains éléments en trace comme pour le Rb, Ba, Ti, Y, Nb et certains REE (Fig. 4.51). Les teneurs calculées pour les magmas filles sont trop fortes par rapport à celles du magma filles réelles. Comme pour le Misti, ces résultats indiquent que l'évolution de la série ne peut pas être totalement expliquée par le seul processus de cristallisation fractionnée en système fermé. En effet, certains marqueurs isotopiques ($^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $\delta^{18}O$) montrent de manière non équivoque que des mécanismes de contamination et d'assimilation se sont superposés à la cristallisation fractionnée.

4.7.3 Contamination crustale – AFC (Assimilation – Cristallisation Fractionnée)

Comme au Misti, les systèmes isotopiques (Sr, O, Nd) de l'Ubinas permettent de mettre en évidence le rôle de l'assimilation ou de la contamination en raison du contraste compositionnel existant entre le socle de la Cordillère Occidentale (en particulier le gneiss de Charcani) et les produits volcaniques. En effet, dans les diagrammes $^{87}Sr/^{86}Sr$ *vs.* $^{143}Nd/^{144}Nd$ (Fig. 4.44), $^{87}Sr/^{86}Sr$ *vs.* SiO_2 (Fig. 4.45) et $\delta^{18}O$ *vs.* $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fig. 4.47) les donnés isotopiques sont légèrement dispersées, ce qui suggère la participation d'une importante contamination ou assimilation crustale, en plus de la cristallisation fractionnée, car ce dernier processus seul ne produit pas de changements de la composition isotopique. Dans ce cas, il faut chercher un contaminant, présent dans la zone d'étude, qui soit capable de :

- enrichir les roches en Sr, $\delta^{18}O$ (riche en $\delta^{18}O$) ;
- produire des relations linéaires au niveau des isotopes de Sr, Nd et $\delta^{18}O$;
- produire une dispersion de certains éléments en traces (par ex. Rb, Ba, Th) ;
- produire des rapports (La/Yb) qui ne montrent pas d'évolution nette entre les produits de composition chimique différente.

4.7.3.1 Contaminants potentiels

De nombreux chercheurs étudiant la pétrogenèse des laves de la CVZ (James, 1982 ; Wilson, 1989 ; Boily *et al.,* 1990 ; Vatin-Pérignon *et al.,* 1992) ont considéré le gneiss de Charcani (Massif d'Arequipa) d'âge protérozoïque, comme un contaminant crustal potentiel des magmas au nord de la CVZ. C'est aussi l'hypothèse que nous avons retenue pour le Misti.

Le volcan Ubinas repose sur un haut plateau, l'Altiplano (environ 4400 m) constitué d'une séquence de coulées de lave, ignimbrites soudées, et de dépôts volcanoclastiques d'âge Miocène – Pliocène de plus de 1500 m d'épaisseur, qui ne permet pas d'observer le socle. Comme on l'a déjà vu (*cf.* Chapitre 2), autour du volcan Ubinas les roches les plus anciennes sont volcaniques qui appartiennent à la Formation Matalaque (Jurassique - Crétacé), qui affleurent à plus de 9 km au sud de l'Ubinas, et des roches intrusives d'âge Eocène - Miocène (à 12 km au sud-est de l'Ubinas). Des études géologiques effectuées au sud du Pérou (Wasteneys *et al.,* 1995 ; Tosdal, 1996 ; Loewy *et al.,* 2004) montrent que le socle métamorphique d'âge protérozoïque "gneiss de Charcani" (Massif d'Arequipa) qui fait partie de la croûte moyenne et supérieure s'est étalé depuis la côte péruvienne jusque l'Altiplano bolivien. Elles considèrent donc qu'il se trouve au-

dessous de l'arc volcanique calco-alcalin (Tosdal, 1996). Ces roches sont localisées sous les 3000 m d'altitude, raison pour laquelle elles n'affleurent pas autour de l'Ubinas.

En conséquence, pour cette modélisation comme pour le Misti, c'est le "gneiss de Charcani" (Massif d'Arequipa) qui constitue le socle de la Cordillère occidentale au sud du Pérou (Tosdal, 1996 ; Loewy *et al.,* 2004), qui sera considéré comme contaminant ; sa composition chimique figure dans le tableau 3.8.

Etant donné l'importance de l'épaisseur de la croûte continentale des Andes au sud du Pérou, on peut penser à deux contaminants potentiels de plus, à savoir la croûte inférieure, qui n'est pas accessible ici mais dont il existe par ailleurs des données sur la composition chimique (*cf.* Faure, 1977), et la croûte supérieure granitique.

4.7.3.2 Modélisation de processus

De manière générale, la cristallisation ne modifie pas de manière significative les rapports isotopiques. En conséquence, des paramètres tels que les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $\delta^{18}O$ ne seront sensibles qu'aux mécanismes de contamination, dont ils sont d'excellents marqueurs. Comme dans le cas du Misti, la modélisation pour l'Ubinas procédera donc en deux étapes : la première consistera, à l'aide de ε_{Nd} et ε_{Sr} à quantifier le taux de contamination ainsi que la nature du contaminant ; la seconde consistera à intégrer ces résultats dans un modèle plus complet d'assimilation – cristallisation fractionnée (AFC).

4.7.3.3 Application aux produits du volcan Ubinas

1. Processus de mélange simple entre deux pôles

Le diagramme ε_{Nd} *vs.* ε_{Sr} (figure 4.52) montre les courbes de mélange entre un pôle mantellique et plusieurs contaminants potentiels. Le pôle mantellique est celui proposé par Boily *et al.* (1990) ; il s'agit d'un magma provenant de la fusion partielle du coin mantellique légèrement enrichie en LILE. Les trois contaminants correspondent à des compositions moyennes de la croûte continentale supérieure et inférieure (Faure, 1977), ainsi qu'au socle de la Cordillère occidentale, à savoir le "gneiss de Charcani" (James, 1982 ; Boily *et al.,* 1989 ; Boily *et al.,* 1990) qui fait partie de la croûte moyenne et/ou supérieure dans la Cordillère occidentale au sud du Pérou.

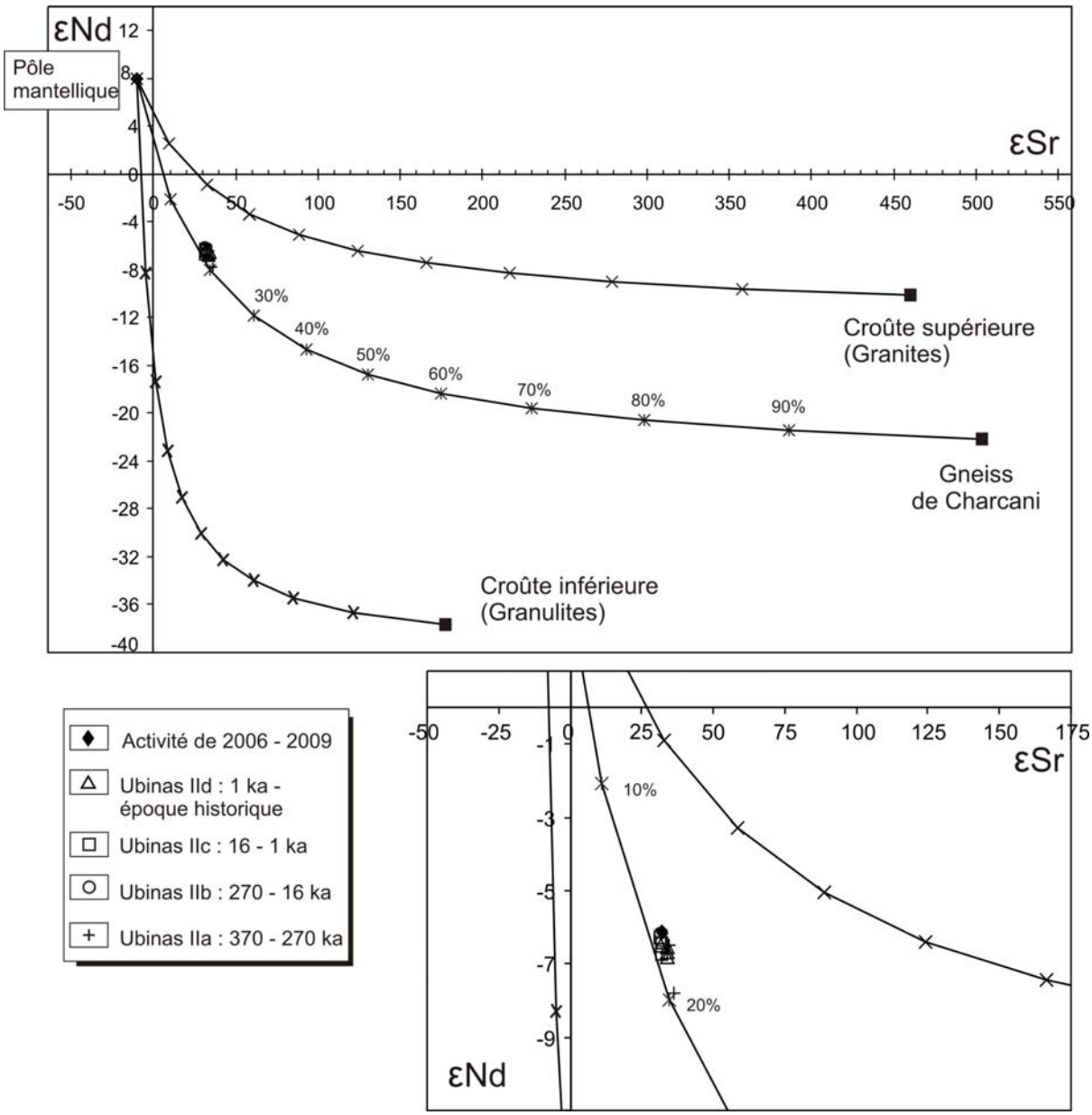


Figure. 4.52 Diagramme de mélange ε_{Sr} *vs.* ε_{Nd} entre un pôle mantellique et différents contaminants crustaux, montrant l'évolution théorique en cas de contamination des roches de l'Ubinas par différents contaminants. La composition du pôle mantellique (Boily *et al*, 1990), du gneiss de Charcani (James, 1982) et de la composition de la croûte continentale supérieure et inférieure (Faure, 1979) sont présentées. Chaque symbole, croix ou étoile, indiquent un pas de contamination de 10 %.

D'après la modélisation, parmi les trois contaminants potentiels, seul le "gneiss de Charcani" permet de rendre compte de la composition isotopique de la série du volcan Ubinas. En effet, le modèle s'ajuste très bien aux données pour un taux de contamination crustal de 15 à 20%. Ces résultats attestent du rôle important joué par la contamination crustale dans l'évolution des laves de l'Ubinas. Par ailleurs, les autres courbes entre le pôle mantellique et les roches de la croûte supérieure (roches granitiques) et de la croûte inférieure (granulites) ne rendent pas compte du mélange.

Après la modélisation d'un mélange simple entre un pôle mantellique et un pôle crustal à partir des données isotopiques, un deuxième processus a été testé, où la cristallisation fractionnée et l'assimilation crustale (AFC) participent en même temps.

2 Processus d'assimilation-cristallisation fractionnée (AFC)

Le calcul du modèle AFC reprend bien évidemment tous les paramètres liés à la cristallisation fractionnée et établis dans le § 4.7.2.2 : composition des magmas parents et de roches filles (andésite basique Ubi-31 et rhyolite Ubi-48, respectivement), composition modale du cumulat, le taux de cristallisation et coefficients de partage. Ainsi, le cumulat fractionnant est composé de *plg+amp+cpx+ti-mt+apt,* et le taux de cristallisation est fixé à 50%. Le seul paramètre que l'on fait varier est r : rapport masse assimilée/masse cristallisée. Le contaminant utilisé est le "gneiss de Charcani".

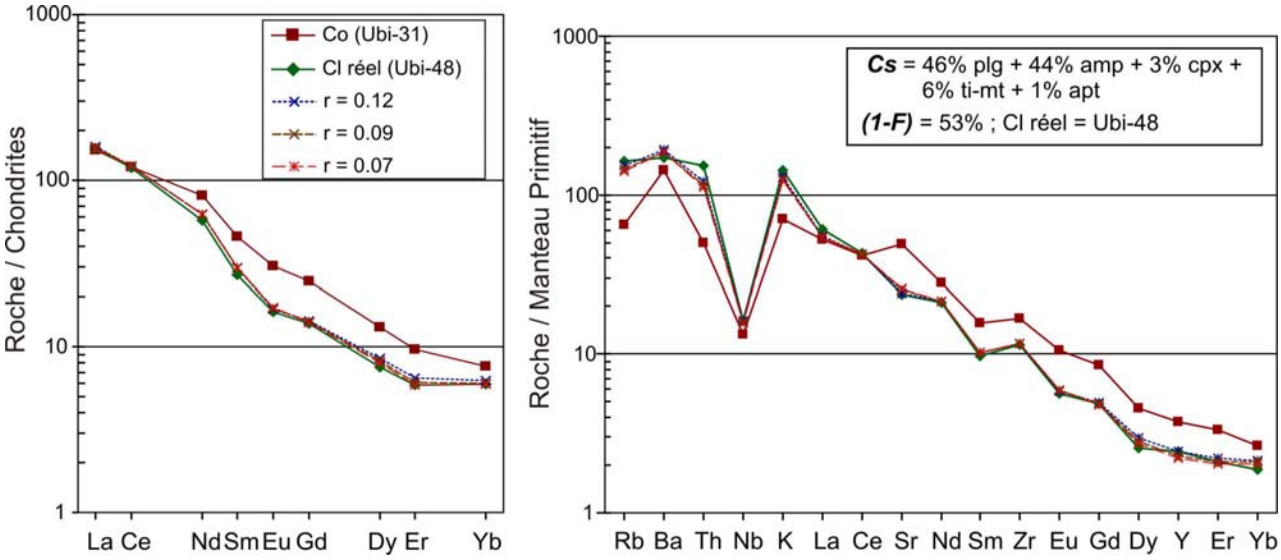


Figure 4.53. Spectre de terres rares et diagramme multi-éléments montrant les résultats des calculs d'AFC pour plusieurs pourcentages d'assimilation du contaminant "gneiss de Charcani" dans l'évolution des roches de l'Ubinas. Co (magma parent), Cl (roche fille réel), (l-F) et la composition modale du cumulat obtenus lors de la modélisation de la cristallisation fractionnée. r = rapport entre la masse de matériel assimilé et la masse de matériel fractionnée.

La figure 4.53 présente les spectres des terres rares et les diagrammes multi-éléments qui comparent les compositions prédites par le modèle d'AFC et les données analytiques. Il apparaît que le modèle s'ajuste parfaitement bien aux données pour un rapport masse assimilée/masse cristallisée (r ≤0,12), correspondant à un taux d'assimilation ≤8%. Il est évident que les prédictions du modèle sont bien meilleures dans le cas d'une AFC que dans le cas d'une simple cristallisation fractionnée.

4.7.3.4 Rôle de la contamination ou AFC

Comme discuté auparavant, les valeurs très élevées de $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ des roches les plus évoluées (rhyolites) de l'Ubinas ne peuvent être expliquées par un simple processus de cristallisation fractionnée à partir des andésites basiques. En effet, d'après la modélisation, d'autres processus comme l'AFC jouent un rôle très important dans l'évolution des magmas, ce qui peut expliquer l'augmentation des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ au cours de la différenciation. D'après les calculs, des taux de cristallisation fractionnée et des taux d'assimilation variables (≤8%) peuvent participer à l'évolution depuis les andésites basiques vers les rhyolites.

Toutefois, les taux de contamination crustale, même s'ils demeurent élevés, restent inférieurs à ceux calculés à partir des seuls isotopes (Fig. 4.52). Ceci vient du fait que l'AFC calcule la contamination à partir d'un magma de composition andésitique basique de l'Ubinas, c'est-à-dire d'un magma déjà différencié et contaminé, alors que les calculs effectués à partir des isotopes, l'ont été à partir d'un magma parent le moins différencié et le moins contaminé possible. Le fait que les produits moins évolués de l'Ubinas présentent des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ élevés indiquent que lorsqu'ils arrivent dans le réservoir superficiel, ils sont probablement déjà contaminés par la croûte continentale inférieure.

4.7.5 Conclusion de la modélisation géochimique

La modélisation géochimique, à l'aide des éléments majeurs, en trace et des isotopes, nous a permis de montrer que plusieurs types de processus participent à la pétrogenèse des magmas du volcan Ubinas.

- La cristallisation fractionnée semble être le processus majeur gouvernant la différenciation des magmas de l'Ubinas. Mais ce processus seul ne rend pas compte de l'évolution de toute leur évolution. Par exemple, dans la modélisation avec les éléments en trace, et notamment pour les Terres Rares et certains éléments en trace, des différences sensibles sont observées entre les données réelles et celles obtenues avec la modélisation géochimique.

- L'assimilation crustale couplée à la cristallisation fractionnée ou AFC est le processus majeur à l'origine de la série du volcan Ubinas (taux maximal d'assimilation ≤ 8%), car il rend compte de l'ensemble de l'évolution, depuis les andésites basiques jusqu'aux rhyolites. Cette assimilation a été mise en évidence préalablement par le comportement des éléments traces et isotopes de Sr,

Nd et l'oxygène. La modélisation a clairement permis de montrer que le contaminant est le « gneiss de Charcani », et que lors de la différenciation depuis les andésites jusqu'aux rhyolites, la contamination demeurait ≤8%. Cependant, lorsque l'on ne s'adresse non plus à des andésites basiques mais à un pôle mantellique, ce taux de contamination passe à 12%. La cristallisation fractionnée, quant à elle, correspond à l'extraction d'un assemblage minéral à *plg+amp+cpx+ti-mt+apt* pour un taux de cristallisation de ~50%.

4.8 Modèle pétrogénétique

Les produits émis par le volcan Ubinas au cours des derniers 370 ka s'inscrivent dans une gamme depuis des andésites basiques jusqu'à des rhyolites (55,3 à 70 wt% SiO_2). Ils appartiennent à une série calco-alcaline, fortement potassique (2,12 – 4,84 wt% K_2O). Les roches sont riches en LILE (K, Rb, Ba, Th) par rapport aux HFSE (Nb, Zr), mais aussi par rapport aux éléments de transition (Co, Ni). L'ensemble des roches présente des spectres de Terres Rares fractionnés (fort rapport LREE/HREE). D'après les comportements des éléments majeurs, en traces et des isotopes, et d'après le contexte géodynamique lié à la subduction, il est admis que ces magmas résulteraient essentiellement de la fusion partielle du coin de manteau métasomatisé par des fluides issus de la déshydratation de la croûte océanique subductée (Rivera, 2000 ; Thouret *et al.,* 2005 ; Lavalle *et al.,* 2009 ; Mamani *et al.,* 2010).

D'autre part, les caractéristiques isotopiques des roches du volcan Ubinas ($^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ élevés et $^{143}Nd/^{144}Nd$ bas) sont communes aux magmas de la CVZ. Parmi les modèles proposés afin d'expliquer l'origine de ces magmas, il y a soit une contamination ou assimilation en base de croûte dans une zone de MASH (Harmon et Hoefs, 1984 ; Hildreth et Moorbath, 1988 ; Davidson *et al.,* 1990 ; Thouret *et al.,* 2005 ; Delacour *et al.,* 2007), soit une contamination ou assimilation par la croûte continentale pendant la montée et le stockage près de la surface (James, 1984 ; Davidson *et al.,* 1990 ; Gerbe et Thouret, 2004).

En effet, les roches moins différenciées de l'Ubinas présentent de rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$ très élevés par rapport aux magmas primitifs d'arc. Ceci suggère que les magmas ont été déjà contaminés avant de parvenir en surface par une composante crustale (croûte inférieure) ou qu'ils résultent de l'addition d'une composante crustale (sédiments) à la source de magmas. Des travaux d'imagerie géophysique des fonds marins (Thornburg et Kulm, 1987) ont montré qu'il n'y a pas ou peu de sédiments dans la fosse Pérou-Chili, face à la ligne de côte du sud du Pérou.

En conséquence, l'incorporation de sédiments à la source mantellique ne peut pas être un processus majeur pour expliquer la signature des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$.

D'ailleurs, comme on l'a déjà évoqué, les roches du volcan Ubinas possèdent des teneurs en Y et HREE un peu plus faibles que dans les magmas calco-alcalins «classiques » d'arc. Ces caractéristiques sont typiques de magmas émis au cours de ces derniers 3 Ma au Nord de la CVZ (Mamani *et al.,* 2010) pendant lesquels la croûte a continué à s'épaissir pour atteindre son épaisseur actuelle de 65 à 70 km. Pour de nombreux auteurs (Feeley et Hacker, 1995 ; Kay *et al.,* 1999 ; Haschke *et al.,* 2002 ; Delacour *et al.* 2007, Sorensen et Holm, 2008) ces caractéristiques peuvent refléter l'assimilation ou le mélange de magmas basaltiques « parents » provenant du manteau avec des magmas engendrées en base de croûte, contenant du grenat (± amphibole) dans le résidu de fusion (magmas engendrés à haute pression), et dans le contexte d'une croûte continentale épaisse.

En résumé, sur la base des données minéralogiques, géochimiques et isotopiques des laves récentes de l'Ubinas, acquises dans le cadre de cette thèse, un modèle pétrogénétique peut être proposé : la lignée magmatique de l'Ubinas évolue par un processus d'AFC (assimilation – cristallisation fractionnée) dans la croûte continentale superficielle où le contaminant principal est le "gneiss de Charcani" (Massif d'Arequipa d'âge protérozoïque). En effet, le comportement des éléments en traces et des isotopes ($\delta^{18}O$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$) de l'ensemble des roches de l'Ubinas, ainsi que la modélisation géochimique proposée, sont compatibles avec ce processus.

Par ailleurs, l'étude pétrographique et minéralogique montre qu'il existe des minéraux à zonations inverses (plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène), des xénocristaux, des phénocristaux "résorbés" qui semblent correspondre à des rééquilibrages chimiques suite à un mélange de magma. En effet, la chambre magmatique contenant souvent du magma en train de se différencier, est éventuellement réalimentée en magma basique plus chaud. Ces caractéristiques ont été produites surtout pendant le dernier millier d'années jusqu'à la crise de 2006-2009.

5. Comparaison entre les volcans Misti et Ubinas

5.1 Introduction

Au sud du Pérou, il existe au moins 12 strato-volcans actifs et potentiellement actifs à caractère calco-alcalin. L'histoire éruptive de la plupart de ces volcans s'est déroulé il y a moins de 1 Ma (volcans Misti, Ubinas, Nevado Sabancaya, Tutupaca, Ticsani, Yucamane). Ces volcans ont présenté différents types et styles d'éruptions pendant leur histoire, lesquels ont été mis en évidence par diverses études géologiques, stratigraphiques et géochimiques effectuées pendant ces quinze dernières années (Thouret *et al.,* 1994 ; Rivera *et al.,* 1998 ; Suni, 1999 ; Thouret *et al.,* 1999, 2001, 2005 ; Legros, 2001 ; Adams *et al.,* 2001 ; Gerbe et Thouret, 2004 ; Rivera et Mariño, 2004 ; de Silva *et al.,* 2008). Les divers types et styles des éruptions présentés par ces volcans sont à rapporter à plusieurs types de processus : a) conditions physico-chimiques des réservoirs magmatiques (température, pression, teneurs en volatils, vitesse d'ascension, modalités de dégazage…) ; b) variations temporelles de la composition chimique des magmas ; c) variation du volume de magma injecté dans le réservoir magmatique, etc. Ces paramètres restent encore peu connus pour l'ensemble des volcans péruviennes.

Tout au long de l'évolution des volcans composites, des variations dans la composition chimique des magmas (paramètre important qui va influencer le style éruptif) sont observées à différentes échelles de temps, d'un événement à l'autre. Ces variations peuvent être liées à des changements du taux de fusion partielle du manteau, aux apports de magmas de diverses régions sources, au degré d'assimilation ou contamination par la croûte continentale, à des processus qui se développent dans des réservoirs magmatiques superficiels (variation du taux de cristallisation fractionnée, mélange de magmas, assimilation avec l'encaissant, etc.) (par ex. Gamble *et al.,* 1999 ; Hobden *et al.,* 1999 ; Martel *et al.,* 2000 ; Lurh, 2002).

Dans les Chapitres 2 et 3, nous avons constaté que les deux volcans Misti et Ubinas ont montré un comportement volcanologique et magmatique différent au cours de leurs histoires éruptives.

Nous comparons à présent ces deux volcans en utilisant les résultats de notre approche, ainsi que les données de la littérature sur le volcanisme et la géochimie de roches de certains volcans de la CVZ (notamment au sud du Pérou). L'exposé suit un ordre logique, depuis l'analyse et la discussion du comportement éruptif des volcans, jusqu'aux mécanismes de genèse et d'évolution de magmas.

5.2 Comportement éruptif récent des volcans Misti et Ubinas

5.2.1 Le volcan Misti

Le Misti est un volcan composite de 80 km^3 environ (Thouret *et al.*, 2001 ; Ruprecht et Wörner, 2007). La stratigraphie des produits de ce volcan a été étudié par de nombreux auteurs (Legros, 1998, 2001 ; Suni, 1999 ; Thouret *et al.*, 2001). Thouret *et al.* (2001) ont défini quatre étapes d'évolution : "Misti 1" (833 - 112 ka), "Misti 2" (112 - 40 ka), "Misti 3" (38 - 14 ka) et "Misti 4" (<11 ka). Pendant les dernières 112 ka, le Misti a connu des éruptions répétées avec une variété de dynamismes éruptifs : des éruptions explosives (pliniennes, sub-pliniennes, phréatomagmatiques, vulcaniennes), des éruptions effusives et des épisodes de construction et destruction de dômes, ainsi que des phénomènes d'instabilité de flanc ayant engendré au moins deux avalanches de débris. Thouret *et al.* (2001) ont estimé un débit éruptif élevé, de 0,63 km^3/ka au moins pour les dernières 112 ka. Ruprecht et Wörner (2007) ont estimé un volume moyen de 0,145 km^3 pour chaque éruption, et une fréquence d'une éruption tous les 200 ans. Dans les derniers 50 ka, le Misti a mis en place au moins 20 dépôts de retombées de téphras et 10 dépôts de coulées pyroclastiques, lies à des éruptions de type plinien, sub-plinien et vulcanien. La dernière éruption plinienne, il y a 2050 ans B.P., a produit des dépôts de retombées de ponces (0,19 km^3) et des coulées pyroclastiques dacitiques et andésitiques (~1 km^3) avec un volume total d'environ 1,2 km^3 (Cobeñas, 2009). Etant donné le débit éruptif élevé et le volume des produits émis, il semble que le Misti a un système magmatique très dynamique et probablement de grand volume.

Sur le plan géochimique, on ne distingue pas une relation très nette entre la composition chimique des produits, le type de dépôt, la quantité de volume émis et le type de style éruptif correspondant. En effet, la plupart de produits émis sous la forme de coulées de lave, retombées ou coulées pyroclastiques sont principalement des andésites (56,9-62,7 wt% SiO_2), ainsi que quelques dacites (63-66,3 wt% SiO_2) et rhyolites (72-73,6 wt% SiO_2). On ne distingue pas de forte variation pétrographique ni géochimique (au niveau des éléments majeurs et en traces) au

cours des trois dernières étapes décrites par Thouret *et al.* (2001). Les variations compositionnelles restent faibles à modérées y compris à l'échelle d'une étape évolutive. Toutefois, pour le "Misti 3", la gamme de variation s'élargit (des andésites aux rhyolites), qui contient particulier les produits les plus différenciés de la série (rhyolites à 72 et 73,6 wt% SiO_2), sous forme de retombées et une séquence de coulées pyroclastiques.

Des compositions chimiques à peu près similaires pour des produits émis par différents styles éruptifs sont communément observées. Par exemple, les produits d'une retombée plinienne « Autopista » d'il y a moins de 21 ka (**61,6** wt% SiO_2, Fig. 3.11), une coulée de ponces et de cendres (Mis-1208 : **59,1** wt% SiO_2) volumineuse (~0,5 km^3) à l'origine de la caldeira sommitale (Fig. 3.9), et les dépôts de blocs et cendres de moins de 14 ka (affleurant dans les Quebradas Honda et Pastores) ont tous une composition andésitique très similaire (**59,7-61** wt% SiO_2). Cette similitude suggère que les styles éruptifs du Misti seraient plutôt liés aux conditions physico-chimiques du réservoir magmatique (température, pression, teneurs en volatils dessous, vitesse d'ascension, modalités de dégazage…), ainsi qu'au volume de magma injecté dans la chambre magmatique, et dans une moindre mesure à la composition chimique de ces injections.

5.2.2 Le volcan Ubinas

L'Ubinas est actuellement le volcan le plus actif du sud du Pérou, avec 25 événements "éruptifs" répertoriés depuis 1550 (Thouret *et al.*, 2005 ; Rivera *et al.*, 2007). Le strato-cône a un volume réduit (56 km^3 environ) par rapport au Misti. Notre nouvelle stratigraphie, fondée sur des corrélations de terrain et des datations radiométriques, révèle que depuis au moins 370 ka ("Ubinas moderne"), l'Ubinas a connu quatre périodes d'évolution : "Ubinas IIa" (370 à 270 ka), "Ubinas IIb" (270 à 16 ka), "Ubinas IIc" (16 à 1 ka), "Ubinas IId" (< 1 ka) et la dernière activité explosive a eu lieu 2006 à 2009. Pendant ces étapes, se sont succédé de nombreux événements effusifs et explosifs, ainsi que des phénomènes d'instabilité de flanc ayant engendré au moins deux avalanches de débris. Le débit éruptif estimé par Thouret *et al.* (2005) varie entre 0,17 et 0,22 km^3/ka, c'est-à-dire trois fois moindre que celui du Misti. Ces caractéristiques suggèrent la présence d'un système magmatique de plus faible ampleur que celui du Misti, mais plus actif actuellement, avec un système hydrothermal sous pression (Thouret *et al.*, 2005).

Sur le plan géochimique, l'Ubinas a émis au cours de son histoire éruptive des magmas dont la composition chimique est plus variable que celle du Misti (andésites basiques aux rhyolites). Les produits les plus différenciés (rhyolites), émis sous forme de retombées ou de coulées

pyroclastiques liées à des éruptions pliniennes, sont présents dans les différentes étapes "Ubinas IIa" et "Ubinas IIc". En revanche, les andésites basiques ne sont présentes que dans les produits d'âge historique (< 1 ka) ainsi que lors de l'activité de 2006 à 2009, sous forme de téphras et coulées de scories (<0.1 km^3), liés à des éruptions explosives modérées (vulcaniennes, "Saint-Vincent" par ex. 1677).

Au cours de la dernière période éruptive de l'Ubinas (< 370 ka), certaines éruptions émettant des magmas rhyolitiques et dacitiques ont entraîné des changements importants dans la structure du volcan (formation de caldeiras) et/ou la mise en place de dépôts de coulées pyroclastiques très volumineuses (étape "Ubinas IIb"). Il semble que ces événements soient principalement influencés par la composition chimique de magmas. En effet, au cours de son histoire éruptive, l'Ubinas a présenté différents styles éruptifs pour une différente composition chimique des magmas. Entre 370 et 270 ka l'activité essentiellement effusive a produit des coulées de laves andésitiques et dacitiques, et extrusive avec par la croissance et destruction de dômes qui ont produit des coulées de cendres et blocs rhyolitiques (≤1 km^3). Ensuite, vers 270 ka environ (début de l'étape "Ubinas IIb"), l'Ubinas a émis des coulées pyroclastiques de composition dacique (~1,8 km^3), riche en fragments lithiques, à l'origine d'une caldeira d'effondrement ancienne (de 5 à 6 km de diamètre, Thouret *et al.*, 2005). Entre 240 et ~18 ka l'activité a été caractérisée par des émissions de coulées de laves andésitiques et dacitiques, parfois alternant avec la croissance et la destruction de dômes andésitiques et dacitiques, qui ont formé le cône supérieur du volcan. Depuis 16 ka jusqu'à l'activité de 2006-2009, le style éruptif devient nettement explosif : entre 16 et 9 ka, au moins trois éruptions pliniennes sont à l'origine de la caldeira sommitale. La plus ancienne et la plus importante correspond à une éruption plinienne à l'origine de ponces rhyolitiques sous forme de retombées. Au cours des derniers millénaire, d'abord une éruption plinienne émettant des ponces andésitiques (~2,4 km^3) s'est produit, suivie jusqu'à l'époque actuelle par une activité modérément explosive : styles phréatomagmatique, "Saint-Vincent" et vulcanien de faible volume (<1 km^3). Dans cette période la composition des magmas a été variable (andésites basiques à dacites).

En résumé, le système magmatique de l'Ubinas est plus réduit que celui du Misti, et les styles éruptifs semblent gouvernés principalement par la composition chimique des magmas, mais aussi par les conditions physico-chimiques (vitesse d'ascension, modalités de dégazage…) qui règnent dans le réservoir magmatique et/ou le conduit.

5.3 Mécanismes de genèse et évolution des magmas

5.3.1 Modalités de fusion partielle du manteau sous l'arc

Le processus de genèse des magmas calco-alcalins dans la Zone Volcanique Centrale (CVZ) des Andes est âprement débattu depuis plusieurs dizaines d'années et différents hypothèses, parfois contradictoires, s'affrontent encore actuellement. Les questions se posent sur la composition de la croûte continentale moyenne et inférieure, sur la structure thermique de la croûte, sur la structure et la composition du manteau sous l'arc, sur la composition des phases fluides (coefficient de partage fluides/minéraux) en provenant de la plaque plongeante, etc. (par ex. Davidson *et al.,* 1990, 1991). Cependant, un consensus existe actuellement : le coin du manteau péridotitique est la principal source des magmas, qui dérivent de sa fusion partielle grâce à des fluides aqueux chargés en éléments incompatibles dérivés du slab (par ex. Thorpe *et al.,* 1984 ; Tatsumi, 1989 ; Schmidt et Poli, 1998 ; Davidson *et al.,* 1990, 1991). Ces fluides abaissent la température du solidus des péridotites et initient leur fusion.

Malheureusement dans notre zone d'étude, et plus précisément dans la CVZ, l'importante épaisseur de la croûte continentale est à l'origine d'une forte contamination, voire d'une assimilation crustale, qui empêchent d'avoir des basaltes primitifs. En plus, au nord de la CVZ des enclaves des magmas primitifs sont assez rares voire absents, qui permettraient de définir la composition du manteau ou des magmas issus directement de la fusion partielle du manteau.

Comme on l'a déjà évoqué précédemment, le Misti est localisé au front de l'arc volcanique plio-quaternaire du sud du Pérou, alors que l'Ubinas est localisé à environ 40 km à l'arrière de cet arc (Figs. 1.6 et 5.1). Par ailleurs, l'arc volcanique est situé presque perpendiculairement à la fosse Pérou-Chili, dans le sens de la subduction (*cf.* §2.1). Ainsi, le Misti est localisé à 240 km environ à l'ouest de la fosse, tandis que l'Ubinas est localisé à 280 km environ. Ainsi, la zone de Benioff sous les deux volcans se trouve à différentes profondeurs. D'après Cahill et Isacks (1992), le Misti est situé à environ 120 km au-dessus de la zone de Benioff, tandis que l'Ubinas est à environ 140 km (Figs. 1.4 et 5.1).

Des études géochimiques préalables, effectuées à l'échelle de la CVZ et notamment au sud du Pérou, ont montré l'existence d'une zonation chimique, qui s'exprime par une augmentation des teneurs en K_2O et en éléments incompatibles vers l'est de la fosse (Dostal *et al.,* 1977 ; Lefèvre, 1979 ; Thorpe *et al.,* 1982), une situation similaire à certains arcs liés à la subduction (Gill,

1981 ; Tatsumi, 1991 ; Ryan *et al.*, 1995 ; Barragán *et al.*, 1998). Ces caractéristiques peuvent être liées à différents taux de fusion partielle du manteau dus à l'apport de fluides provenant du "slab" (par ex. Thorpe et Francis, 1979 ; Thorpe *et al.*, 1982 ; Barragán *et al.*, 1998) ou à une augmentation du degré de contamination crustale vers l'Est de l'arc volcanique (Hildreth et Moorbath, 1988 ; Avila-Salinas, 1991).

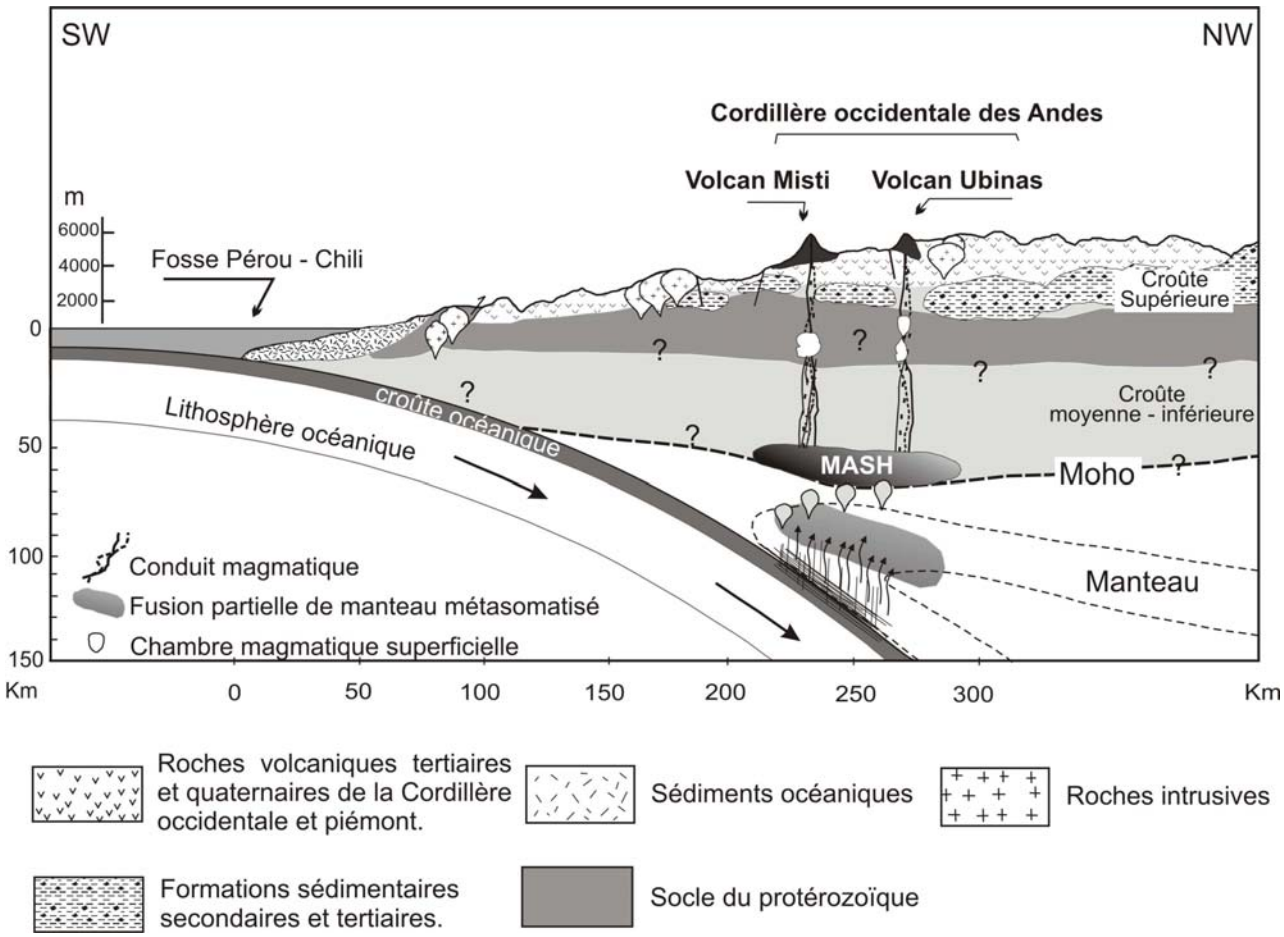


Figure 5.1 Coupe schématique montrant la localisation des volcans Misti et Ubinas par rapport à la zone de Benioff. Ce diagramme a été effectué d'après les études de nombreux auteurs (Kono *et al.*, 1989 ; Cahill et Isacks, 1992 ; Kennan, 2000 ; Garcia et Landa, 1968 ; Guevara, 1969 ; Vargas, 1970 ; Marocco et del Pino, 1972 ; Paquereau-Lebti *et al.* 2006) et cette étude. L'échelle verticale n'est pas fixe.

Bien que le Misti et l'Ubinas aient des âges semblables et soient très proches (à 65 km de distance) dans la même chaîne calco-alcaline, ces volcans présentent des compositions chimiques différentes (par exemple dans le cas des éléments incompatibles). Ces différences se manifestent par des teneurs en éléments incompatibles beaucoup plus élevées pour l'Ubinas, qui est un peu plus éloigné de la fosse que le Misti. Plus précisément, à teneurs en silice égales, les teneurs en K_2O, LILE (Rb, Ba, Th), HFSE (Nb, Zr, Ta), et dans une moindre mesure les teneurs en LREE (La, Ce) des laves de l'Ubinas sont plus élevées que celles du Misti (Fig. 5.2). Les rapports d'éléments tels que LILE/HFSE (par ex. Ba/Nb) ou LILE/LREE (par ex. Ba/La) expriment encore plus clairement les différences de composition des magmas (Fig. 5.3).

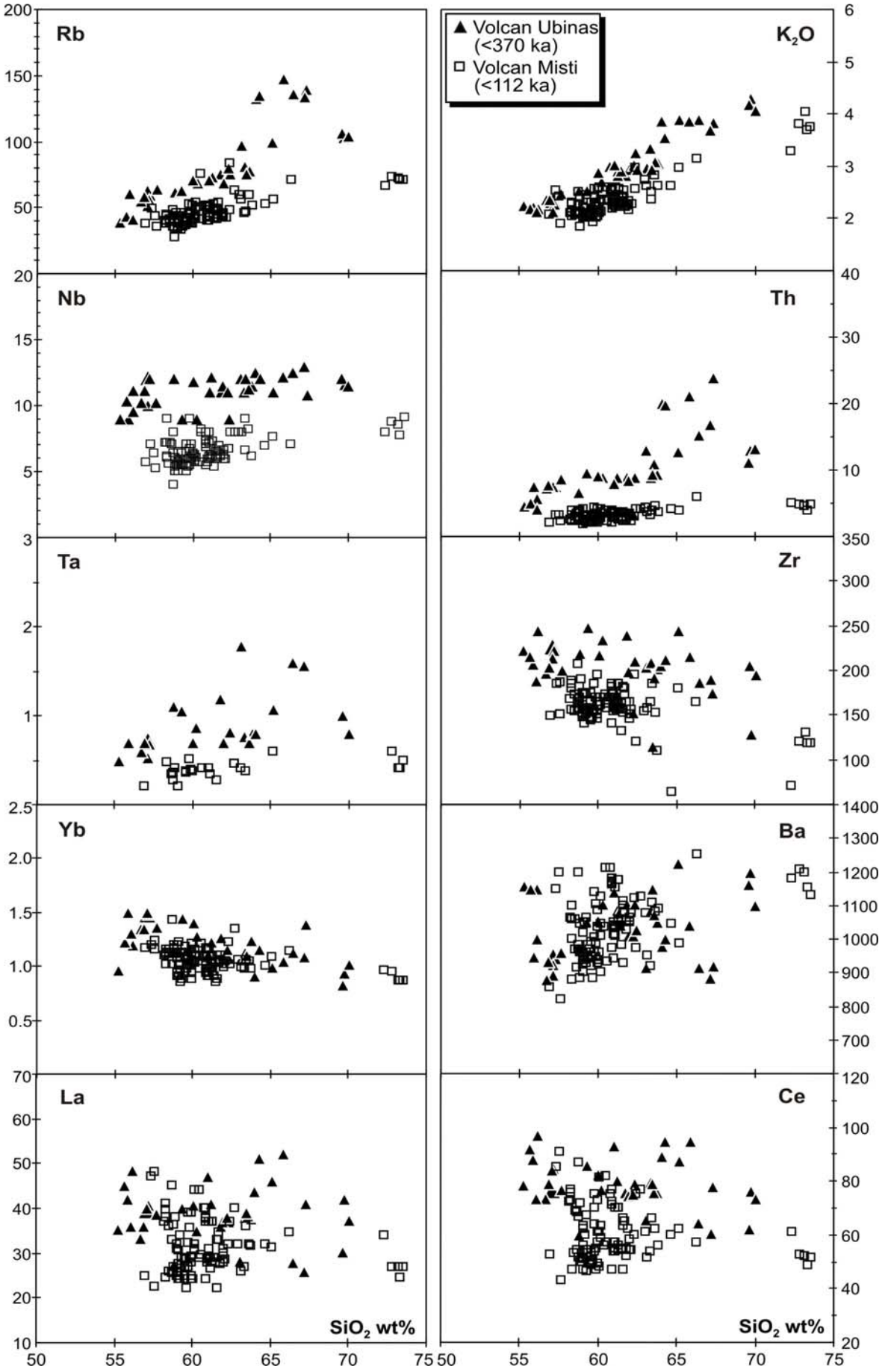


Figure 5.2 Diagrammes de variation de quelques éléments majeurs et en trace des volcans Misti et Ubinas.

Dans notre cas, cet enrichissement des éléments incompatibles ne peut être précisément lié à une augmentation du degré de contamination ou d'assimilation crustale vers l'Est de l'arc volcanique, comme suggéré par Hildreth et Moorbath (1988) ou Avila-Salinas (1991) dans la CVZ. Nous avons vu que les rapports isotopiques en Sr et $\delta^{18}O$ de l'ensemble de roches du Misti sont beaucoup plus élevés que ceux des roches de l'Ubinas, suggérant que celles du Misti sont beaucoup plus contaminées par la croûte continentale.

Ainsi, l'enrichissement en éléments incompatibles et le faible rapport LILE/HFSE (Ba/Nb) des roches de l'Ubinas par rapport au Misti sont probablement dus à des quantités moins importantes de fluides aqueux en provenance de la déshydratation de la plaque plongeante pour produire la fusion partielle du manteau sous l'Ubinas. Un tels processus a été proposé par Thorpe et Francis (1979) dans la CVZ, et aussi par Barragán *et al.* (1998) dans la NVZ (Zone Volcanique Nord) des Andes, pour expliquer les variations des éléments incompatibles à travers l'arc volcanique. La diminution de la quantité de fluides réduit alors le taux de fusion partielle du manteau sub-jacent.

Par exemple, le modèle pétrogénétique proposé par Barragán *et al.* (1998) dans la NVZ est fondé sur des variations de rapport LILE/HFSE (par ex. Ba/Nb) versus LREE/HREE (par ex. La/Yb) (Fig. 5.3). Les variations du rapport Ba/Nb seraient contrôlées par l'apport de la plaque plongeante (c'est-à-dire par le degré d'enrichissement de la source), tandis que les variations du rapport La/Yb correspondraient plutôt à différents taux de fusion partielle. Dans notre cas, ce dernier est légèrement plus élevé pour le Misti (Fig. 5.3).

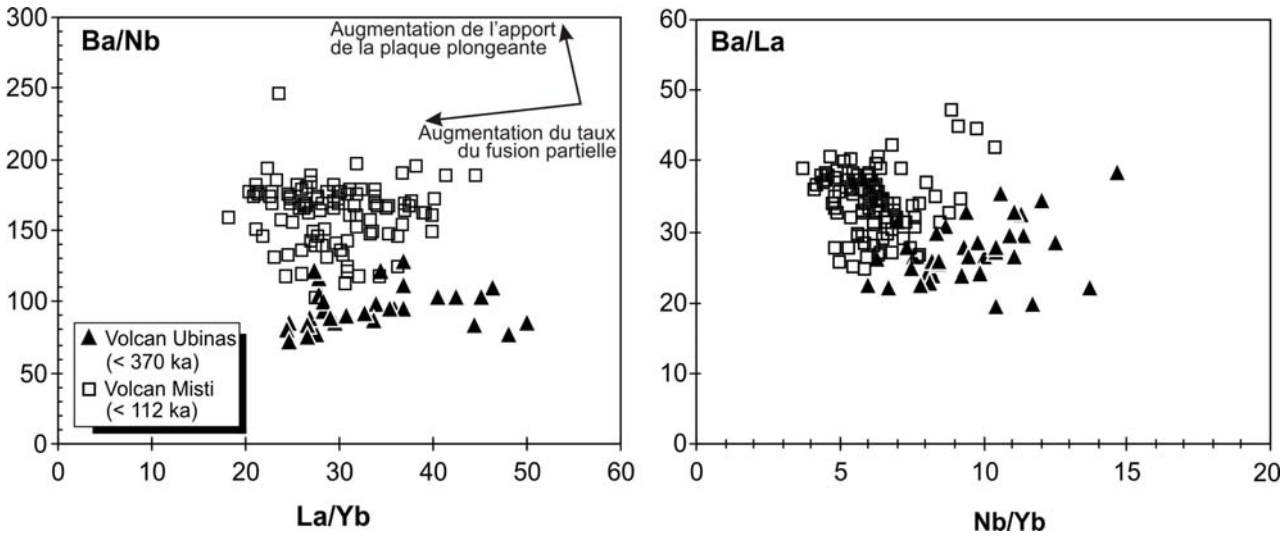


Figure 5.3 Rapport des éléments en traces des volcans Misti et Ubinas.

En somme, pour le cas de l'Ubinas, l'important enrichissement des éléments incompatibles (notamment en LILE, HFSE) et dans une moindre mesure des LREE, semble être lié aux faibles apports en fluides provenant de la plaque plongeante, et donc aux faibles taux de fusion partielle du manteau, par rapport au Misti. Dans ce cas, une légère augmentation de la fusion partielle du manteau sous le Misti peut suggérer une production plus importante de magmas dans ce secteur de la Cordillère occidentale (par ex. de Silva et Xuming, 2000). En effet, on a montré que le Misti, au cours de son histoire éruptive, a connu un taux d'émission de magma trois fois plus élevé que celui de l'Ubinas. En plus, autour du Misti l'activité volcanique au moins pendant le Plio-Pléistocène ancien a été très importante, avec la mise en place de nappes ignimbritiques (Paquereau-Lebti *et al.*, 2006, 2008 ; Vatin-Pérignon, 1996). En revanche, autour de l'Ubinas l'activité volcanique a été très faible pendant cette période (Marocco et del Pino, 1972).

L'enrichissement en LILE (Rb, K, Ba, Th) et HFSE (Nb) des roches de l'Ubinas par rapport aux roches du Misti est aussi illustré dans le spectre multi-éléments (Fig. 5.4). Malgré ces caractéristiques, ces deux volcans présentent des spectres plus ou moins similaires (pour la plupart des éléments), suggérant la présence d'une même manteau source sous ces deux volcans, et probablement sous l'arc volcanique au sud du Pérou, comme suggéré par Dostal *et al.* (1977) et Mamani (2006).

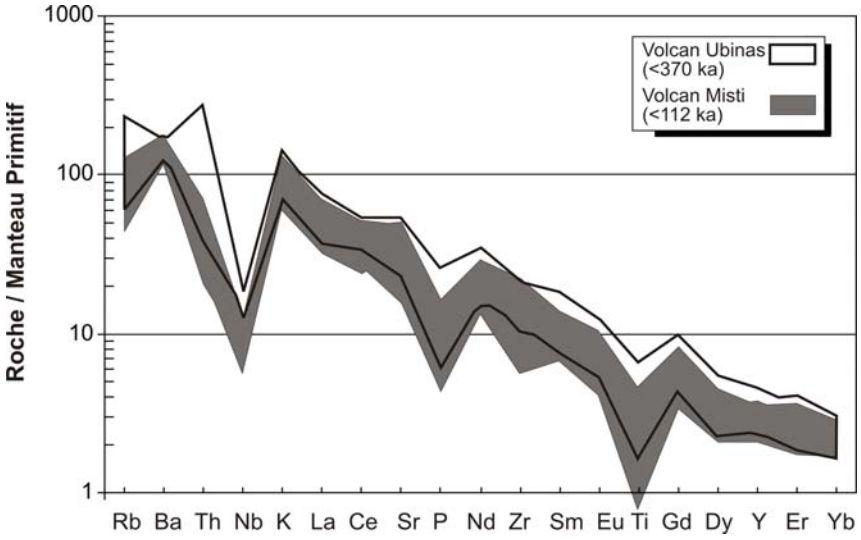


Figure 5.4. Diagramme multi-éléments des gammes de compositions des roches des volcans Misti et Ubinas normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989).

5.3.2 Magmas pauvres en HREE et Y : assimilation en base de croûte ?

Les spectres de Terres Rares normalisées aux Chondrites (Sun et McDonough, 1989) de l'ensemble de roches des volcans Misti et Ubinas sont présentés (Fig. 5.5). On distingue des teneurs LREE élevées ($92,8<La_N<219,4$), alors que les teneurs normalisées en HREE sont modérées ($5,1<Yb_N<9,3$) ; il en résulte un fractionnement modéré des spectres avec un rapport $(La/Yb)_N$ variant de 12,4 à 33,9. Il faut noter que le champ des Terres Rares de l'Ubinas recouvre celui du Misti, ce qui est probablement dû à la diversité compositionnelle des produits émis (des rhyolites aux andésites basiques) par l'Ubinas.

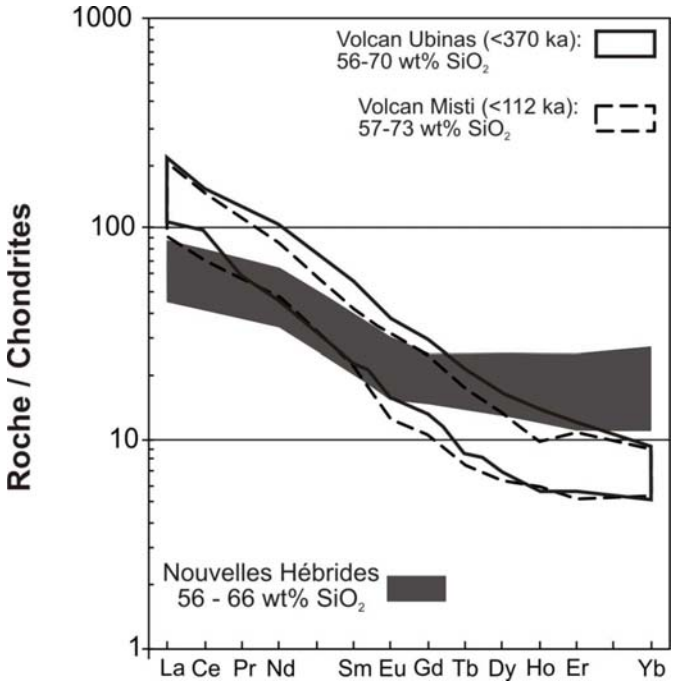


Figure 5.5 Spectres de Terres Rares normés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les roches du Misti, de l'Ubinas et de l'arc intraocéanique des Nouvelles Hébrides (Monzier *et al.*, 1997).

Dans ce diagramme, on a reporté aussi les données des roches de l'arc intraocéanique des Nouvelles Hébrides (Monzier *et al.*, 1997), car elles représentent des roches calco-alcalines "classiques" issues de la fusion d'un manteau métasomatisé par des fluides aqueux provenant de la déshydratation de la croûte océanique subductée. En outre, la participation de processus tels que la contamination ou l'assimilation a été exclue du fait de la faible épaisseur de la croûte océanique que les magmas traversent lors de leur remontée (Monzier *et al.*, 1997). On s'aperçoit que les roches des Nouvelles Hébrides (pour les mêmes teneurs en SiO_2) présentent des spectres en REE peu fractionnés par rapport aux roches des volcans Misti et Ubinas.

Comme on l'a déjà évoqué, les roches du volcans Misti et Ubinas ont de fortes teneurs en LREE et Sr (332 – 1055 ppm), mais des contenus modérés en HREE et Y (9,4 – 21 ppm), et en conséquence des rapports La/Yb (18 – 48) et Sr/Y (28 -79) élevés, par rapport aux magmas calco-alcalins "classiques" des zones de subduction. En effet, ces caractéristiques géochimiques sont presque similaires à celles des magmas adakitiques (Drummond et Defant, 1990). Dans le diagramme Sr/Y=f(Y) la majorité des échantillons se dispose dans la zone de recouvrement entre les deux domaines (Fig. 5.6), mais certains se situent dans le champ adakitique. On note que les roches du Misti ont une affinité beaucoup plus « adakitique » que les roches de l'Ubinas.

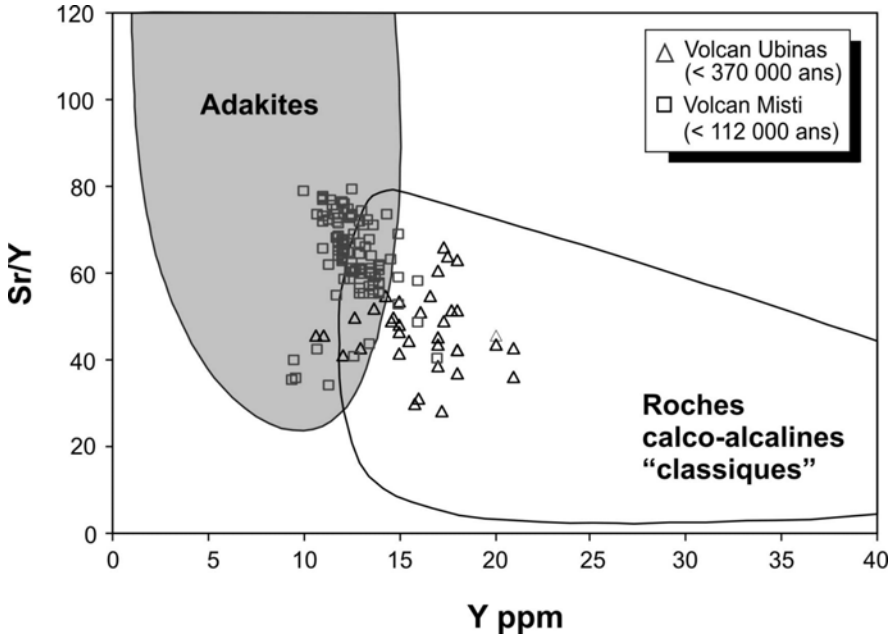


Figure 5.6. Diagramme d'identification entre les séries calco-alcaline et adakitique.

En dépit de ces analogies, il est improbable que les magmas de ces deux volcans soient strictement adakitiques. Plusieurs auteurs (Defant, 2002 ; Mahlburg-Kay, 2002 ; Mahlburg-Kay *et al.*, 2005 ; Mamani, 2006) ont discuté la présence de ce type de roches dans la CVZ et ont montré que les conditions géologiques et géodynamiques n'étaient pas favorables à la génération des adakites dans cette zone.

D'outre part, les teneurs faibles en silice des magmas les moins différenciés des volcans Misti et Ubinas font que si ces roches avaient un caractère adakitique, elles seraient proches de celui des adakites pauvres en silice (LSA ; Martin *et al.*, 2005) qui proviennent de la fusion d'un manteau métasomatisé par des magmas acides, ces derniers pouvant provenir de la fusion de basaltes (Martin *et al.*, 2005) ou de sédiments (Laurent, 2009). Toutefois, la croûte océanique subductée dans les Andes centrales est ancienne (entre 40 et 50 Ma ; Sébrier et Soler, 1991) ; elle est donc

froide et se déshydrate avant de pouvoir fondre. La genèse d'adakites HSA ou LSA semble donc assez improbable dans cet environnement.

De nombreux auteurs (Haschke *et al.,* 2002 ; Mahlburg-Kay, 2002 ; Thouret *et al.,* 2005 ; Delacour *et al.,* 2007 ; Sorensen et Holm, 2008 ; Mamani *et al.,* 2010) ont montré que ces caractéristiques géochimiques peuvent refléter l'assimilation ou le mélange de magmas basaltiques "parents" provenant du manteau avec des magmas engendrés à la base de la croûte continentale très épaisse (65 et 70 km d'épaisseur), selon un processus MASH (fusion, assimilation, stockage et homogénéisation : Hildreth et Moorbath, 1988).

Par ailleurs, dans la CVZ, il existe un outre mécanisme capable de produire des magmas à faibles teneurs en HREE et Y. C'est la fusion partielle de magmas basaltiques « sous-plaqués » en base de croûte, sous l'effet de l'arrivée continue de magmas basaltiques chauds provenant du manteau, comme cela a été proposé par Perford et Atherton (1996) ou Annen *et al.* (2006). Cependant, les rapports $\delta^{18}O$ (>6,98 ‰ V-SMOW) élevés de l'ensemble des roches les moins différenciées de l'Ubinas et du Misti ne sont pas compatibles avec la fusion d'un tel matériel à faible $\delta^{18}O$ (~5,5 ‰ V-SMOW). Par ailleurs, cette valeur $\delta^{18}O$ élevés des roches de l'Ubinas et du Misti ne peut pas être liée à la contamination du manteau source de magmas par l'arrivée des sédiments carbonatés, car Thornburg et Kulm (1987) ont montré qu'il n'y avait pas de sédiments carbonatés dans la fosse, en face de la côte péruvienne. Ainsi les faibles teneurs en HREE et Y de l'ensemble de ces roches semblent avoir pour origine une contamination à la base de la croûte continentale ancienne ou le mélange avec des magmas engendrés par la fusion partielle d'une granulite à grenat en base de croûte, comme suggéré par Delacour *et al.* (2007). Des études effectuées par Delacour *et al.* (2007) sur la genèse des magmas des volcans d'Andahua-Huambo (les produits les plus primitifs de la CVZ au Pérou), montrent que ces magmas provenant de la fusion du manteau assimilent une composante crustale en base de croûte à travers un processus de type MASH.

Des données sismiques et gravimétriques indiquent que la croûte continentale au sud du Pérou est épaissie (>65 km, Barazangi et Isacks, 1976 ; Kono *et al.,* 1989 ; Isacks, 1988), et dans l'interface manteau-croûte une mobilisation partielle du manteau lithosphérique se produit, permettant au matériel asthénosphérique chaud de remplir l'espace entre la croûte et la plaque subductée. Ce matériel asthénosphérique chaud peut engendrer un réchauffement et donc la fusion partielle de la croûte inférieure (Whitman *et al.,* 1992, 1996 ; Kay et Kay 1993 ; Kay *et al.,* 1994 ; Babeyco *et al.,* 2002). Les matériaux de la croûte inférieure, au moins dans la

Cordillère occidentale au sud du Pérou, seraient de type granulite à grenat (Whitman *et al.*, 1996 ; Kay *et al.*, 1999 ; Delacour *et al.*, 2007 ; Mamani *et al.*, 2008), donc à composition mafique (Yuan *et al.*, 2002). La fusion d'un tel matériel avec du grenat résiduel (± amphibole), situé entre 65 et 70 km de profondeur (~19 et 21 kb), selon un processus MASH (Hildreth et Moorbath, 1988) peut produire des magmas appauvris en HREE et Y, comme ce pourrait être le cas des magmas du Misti et de l'Ubinas. Le grenat est le seul minéral à avoir des coefficients de partage supérieurs à l'unité pour les HREE et Y, et son domaine de stabilité comme résidu de fusion est supérieur à 65 km, donc à la base de la croûte.

Récemment, Mamani *et al.* (2010) ont mis en évidence au nord de la CVZ (sud du Pérou) des variations significatives en éléments en trace (notamment HREE et Y) au cours des derniers 30 Ma. Ainsi, les roches volcaniques de l'arc calco-alcalin mis en place pendant les derniers 3 Ma montrent un importante appauvrissement en HREE et Y, par rapport aux roches plus anciennes mis en place entre 30 et 3 Ma. Ces auteurs suggèrent que ce fait est dû à l'épaissement crustal accéléré pendant ce derniers 30 Ma, intervalle durant lequel s'est produite une migration de la profondeur des zones de stockage des magmas et/ou une assimilation de magmas en base de croûte. L'épaisseur actuelle de la croûte dans la CVZ (65 à 70 km) implique une pression de ~2.1 GPa en base de la croûte. Là, le grenat peut être stable, et les magmas provenant du manteau peuvent assimiler un composant crustal et acquérir la signature du "grenat".

En résumé, étant donné les faibles teneurs en HREE et Y des roches moins différenciées du Misti et de l'Ubinas et leurs rapports isotopiques ($^{87}Sr/^{86}Sr$ et $\delta^{18}O$) élevés, il semble probable que les magmas parents de ces volcans assimilent des magmas engendrés en base de croûte via un processus MASH.

5.3.3 Evolution magmatique : AFC (Assimilation – Cristallisation Fractionnée)

Ni à l'Ubinas, ni au Misti, ni dans la plupart de volcans composites plio-quaternaires du sud du Pérou, on n'observe des magmas primaires ou produits primitifs (basaltes), sauf dans quelques cônes monogéniques (par ex. zone d'Andahua-Orcopampa et Huambo – AOH, surtout Huambo) où des andésites basiques à olivine sont présentes (Delacour *et al.*, 2007, Sorensen et Holm, 2008). Ces produits, surtout les laves des volcans de Huambo (les plus « primitives »), sont caractérisées par des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ ($\geq$0.7059) élevés, une composition isotopique du Pb à signature crustale ($^{206}Pb/^{204}Pb$: 18.30-18.58, $^{207}Pb/^{204}Pb$: 15.55-15.6, $^{208}Pb/^{204}Pb$: 35.54-38.64), ainsi qu'un $\delta^{18}O$ (7,2 – 9,4 ‰ V-SMOW) élevé par rapport à ceux des magmas basaltiques

primitifs dérivés du manteau de zones de subduction (6,2 ± 0,7 ‰, Harmon et Hoefs, 1995). Ceci suggère que les magmas "parents" de la CVZ ont été contaminés par la croûte continentale inférieure avant de parvenir en surface (Delacour *et al.*, 2007 ; Sorensen et Holm, 2008). En outre, l'absence de produits primitifs ou de basaltes dans les produits des volcans Misti et Ubinas et dans la plupart des volcans plio-quaternaires du sud du Pérou suggère que les magmas arrivant en surface sont déjà évolués. Ceci est probablement dû au fait qu'il existe un ou plusieurs réservoirs à travers la croûte continentale dans lesquels ils résident et se différencient.

Dans le diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ en fonction de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fig. 5.7), les laves des volcans monogéniques de Huambo se situent dans la partie supérieure des compositions de la CVZ, dans le domaine représentant la ligne de base de la CVZ (compositions des magmas primaires ou "parents", avant différenciation : Davidson *et al.*, 1991). Les laves de Huambo sont suivies par les roches des volcans Ubinas et Misti dans une même lignée évolutive. Il faut noter que les roches de l'Ubinas ont des rapports isotopiques en Nd et Sr similaires à certaines andésites des volcans monogéniques de Huambo. En revanche, les roches du Misti sont beaucoup plus contaminées. D'ailleurs, dans ce diagramme on distingue une lignée d'évolution depuis un pôle mantellique vers un pôle crustal. Ceci suggère que l'ensemble des roches provient d'un manteau source identique, mais qu'elles sont contaminées de différentes manières et avec un taux variable par la croûte continentale.

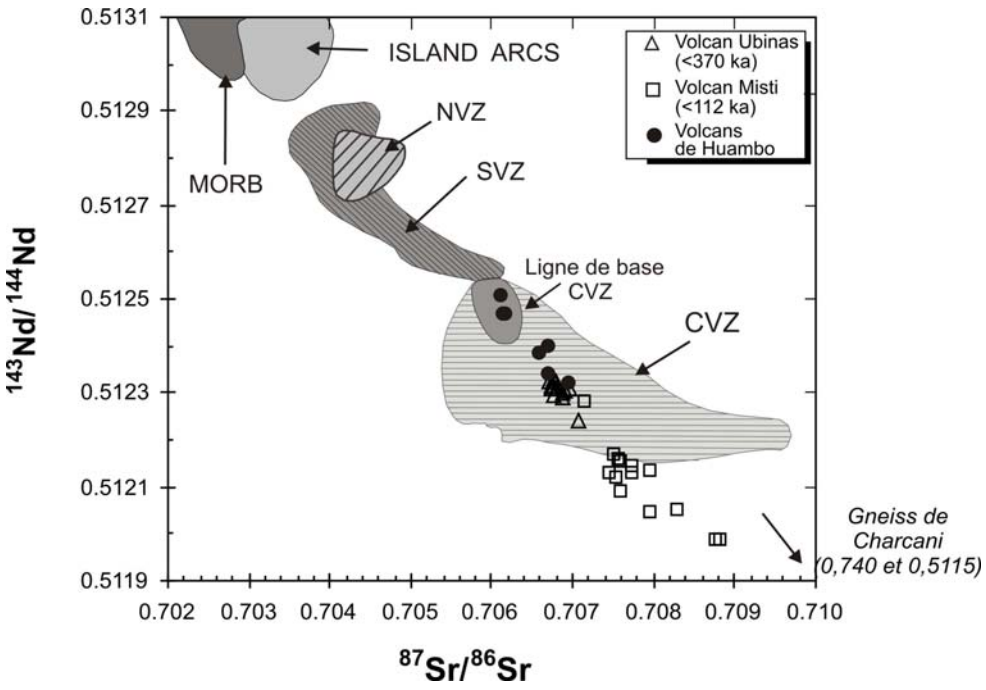


Figure 5.7 Compositions isotopiques du Sr et du Nd des roches des volcans Misti, Ubinas et des cônes monogéniques de Huambo (Delacour *et al.*, 2007). Les gammes de compositions relatives aux arcs intra-océaniques et aux zones volcaniques sud, centrale et nord des Andes sont aussi reportées (d'après Davidson *et al.*, 1991).

Comme indiqué plus haut, l'ensemble des roches de l'Ubinas a des compositions géochimiques et isotopiques très proches des laves de la CVZ rapportées par Davidson *et al.* (1991) (Fig. 5.7). En revanche, les roches du Misti ont des rapports isotopiques qui sortent de ce champ, ce qui indique qu'elles sont très contaminées par rapport à l'ensemble de celles de la CVZ. En première approximation, ces variations pourraient refléter une croûte continentale très hétérogène et/ou un temps de résidence très variable dans la croûte superficielle, qui aurait influencé le comportement des isotopes lors de la différenciation des magmas.

Le degré variable de contamination des roches du Misti et l'Ubinas est aussi mis en évidence dans le diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction de SiO_2 (Fig. 5.8), dans lequel les valeurs du Misti se regroupent près d'une droite dont la pente est plus prononcée que celle de l'Ubinas. En effet, pour des teneurs équivalentes en SiO_2, les roches du Misti sont plus radiogéniques (Fig. 5.8). L'assimilation crustale est donc plus importante au Misti qu'à l'Ubinas. L'augmentation de la composante crustale pour certaines périodes ("Misti 3") laisse supposer de longs temps de résidence du magma dans la croûte continentale superficielle, favorisant la contamination.

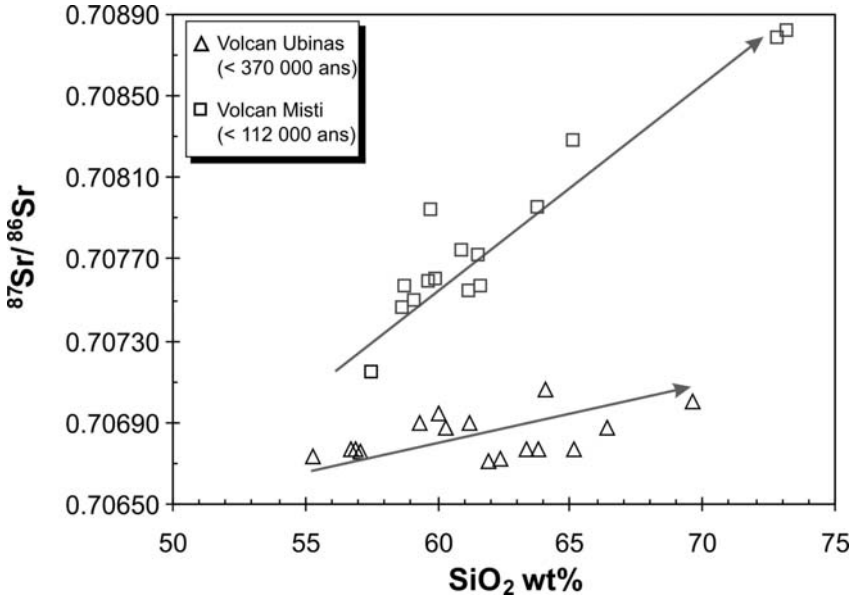


Figure 5.8 Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction de SiO_2 des roches des volcans Misti et Ubinas.

Cette hypothèse est aussi confortée par les valeurs $\delta^{18}O$ élevées des roches du Misti (Fig. 5.9 et 5.10) par rapport à celles de l'Ubinas. En effet, dans le diagramme $\delta^{18}O$ *vs.* SiO_2 (Fig. 5.9), les roches du Misti sont plus riches en $\delta^{18}O$ pour des teneurs équivalentes en SiO_2. Un comportement similaire est observé dans le diagramme $\delta^{18}O$ *vs.* $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fig. 5.10), dans lequel les roches du Misti sont beaucoup plus contaminées. Ces caractéristiques laissent supposer des

degrés d'assimilation crustale plus importants pour les roches du Misti lors de la différenciation des magmas.

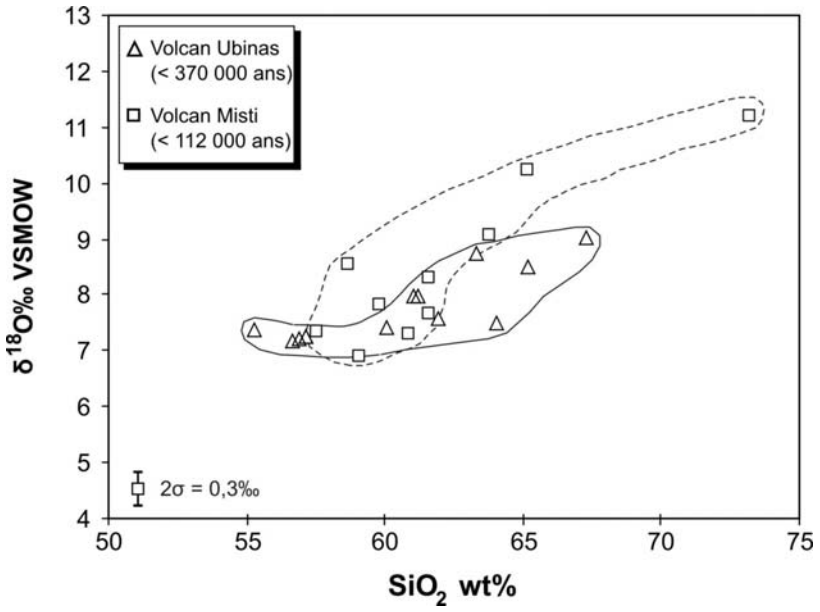


Figure 5.9 Diagramme $\delta^{18}O$ *vs.* SiO_2 pour les roches des volcans Misti et Ubinas.

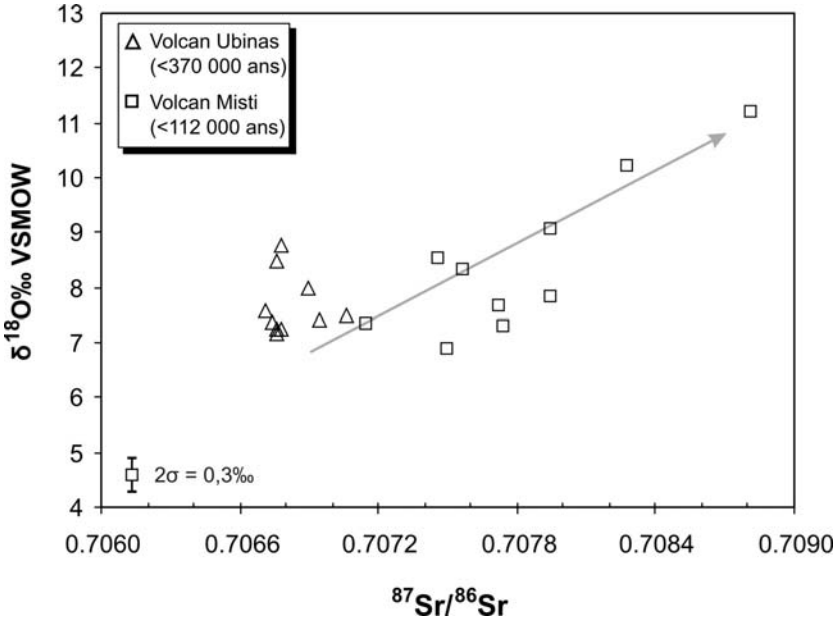


Figure 5.10 Diagramme $\delta^{18}O$ *vs.* $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour les roches des volcans Misti et Ubinas.

En résumé, le comportement des isotopes (Sr, Nd, O) et des éléments en trace suggère que les magmas des lignées de l'Ubinas et du Misti assimilent une composante crustale lors de leur évolution. En effet, la modélisation géochimique proposée précédemment (*cf.* § 3.7.2.1 et 4.7.2.2) montre que les magmas évoluent par un processus d'AFC (Assimilation – Cristallisation Fractionnée) dans la croûte superficielle où le contaminant est le "gneiss de Charcani" (Massif

d'Arequipa), qui constitue le socle de la Cordillère occidentale au sud du Pérou (Tosdal, 1996 ; Loewy *et al.*, 2004). Selon ces résultats, l'évolution des lignées se produira avec un taux de cristallisation et d'assimilation variable, ≤14% pour le Misti et ≤8% pour l'Ubinas.

Les magmas de l'Ubinas et du Misti ont une source commune, à savoir le coin du manteau, mais la croûte continentale va surimposer une empreinte spécifique à ces magmas et en modifier la composition originelle. En conséquence, la différence compositionnelle entre les roches du Misti et de l'Ubinas (notamment au niveau des éléments en trace et des isotopes) peut être tout d'abord due à l'arrivée d'une quantité importante de fluides provenant de la plaque plongeante (enrichissement majeur en éléments incompatibles pour l'Ubinas), et ensuite aux taux variables de cristallisation fractionné – assimilation lors de la remontée et du stockage des magmas dans des réservoirs superficiels.

5.4 Peut-on prévoir l'activité future du Misti et de l'Ubinas à court terme ?

Compte-tenu du fait que le comportement d'un volcan actif tend à être, en général, similaire à celui du passé récent et en considérant les résultats de cette étude, on peut tenter une prévision ou établir des scénarios éruptifs probables pour l'activité du Misti et de l'Ubinas à l'avenir. Ainsi, étant donné le type d'activité explosive modérée (vulcanienne, phréatomagmatique) qu'ont montré les volcans Misti et Ubinas au cours du dernier millénaire, et les produits de composition andésitique à andésitique basique émis, on considère que la prochaine activité de ces deux volcans sera plutôt explosive mais modérée. Ceci est beaucoup plus probable pour l'Ubinas, car les éruptions depuis 500 ans et la crise éruptive de 2006-2009 ont été modérées (activité vulcanienne, "Saint Vincent"), avec l'émission de produits de retombée et/ou de coulées pyroclastiques de faible volume et de composition andésitique à andésite basique (Thouret *et al.*, 2005 ; Rivera *et al.*, 2007). En revanche, bien que les dernières éruptions vulcaniennes historiques du Misti (par ex. celle de 1440-1470 A.D.) aient émis des téphras de composition andésitique, on ne peut pas retenir un seul scénario, car la présence d'un magma andésitique (58 - 59% de SiO_2) dans le réservoir et les interactions avec le système hydrothermal actif peuvent produire des éruptions explosives violentes (par ex. subplinenne, phréatomagmatiques voire pliniennes). En outre, compte tenu de l'importante production magmatique du Misti, on peut penser qu'il est capable de produire des éruptions impliquant un volume de magma supérieur au km^3. Ceci est une caractéristique propre du système magmatique et volcanique du Misti. En conséquence, pour ce volcan il faut envisager non seulement des scénarios éruptifs modérés

(<VEI 3) mais aussi des scénarios d'éruptions subpliniennes à pliniennes volumineuses (>VEI 3).

Le Misti et l'Ubinas peuvent se réactiver dans l'avenir et produire plutôt des éruptions explosives et/ou engendrer un effondrement de flanc. Actuellement, l'activité interne de ces deux volcans se traduit par des fumerolles, un système hydrothermal actif et une faible activité sismique volcano-tectonique (Thouret *et al.*, 2001 ; Rivera *et al., soumis :* annexe 1). Toutefois, les conséquences seraient assez graves, surtout pour la ville d'Arequipa (~900 000 habitants), dont les faubourgs sont actuellement situés à seulement 9 km au sud-est du cratère du Misti. Une faible activité affecterait sérieusement la santé de la population, les biens et les services (par ex. les systèmes d'eau potable et d'irrigation, l'aéroport national) et les activités économiques, car à ce jour il n'existe pas de plan de gestion d'une crise volcanique à Arequipa. Rappelons par exemple que pendant la crise éruptive de l'Ubinas de 2006 à 2009 pourtant modeste, a entraîné de fortes perturbations dans toute la région et l'évacuation de 1500 personnes.

5.5 Conclusions

- Le système magmatique du Misti semble être différent de celui de l'Ubinas, notamment par la taille et probablement la géométrie. En effet, certains dépôts émis par le Misti sont beaucoup plus volumineux que ceux de l'Ubinas. Avec la quantité de produits émis et un taux d'émission élevé, le Misti révèle un système magmatique beaucoup plus dynamique que celui de l'Ubinas, au moins depuis 112 ka. En revanche, l'Ubinas a présenté une activité beaucoup plus fréquente au cours du dernier millier d'années, mais le volume émis des produits reste faible (<1 km^3 au total), ce qui implique une chambre magmatique plus réduite.

- Le Misti a présenté différents styles éruptifs (éruptions pliniennes, vulcaniennes, phréatomagmatiques) émettant des produits avec une grande homogénéité pétrographique, minéralogique et géochimique (quant aux éléments majeurs et aux traces). Il semble que les types et styles éruptifs présentés par ce volcan soient plutôt contrôlés par les différents processus physico-chimiques du réservoir (variation du contenu de fluides dissous, vitesse d'ascension, modalités de dégazage, volume de magma injecté, etc.). Dans une moindre mesure, les styles éruptifs dépendent aussi de la composition chimique des magmas.

- L'Ubinas possèderait un réservoir plus réduit que celui du Misti, avec un système magmatique très sensible à la composition chimique du magma, qui semble contrôler les styles éruptifs au cours des derniers 370 ka.

- On a mis en évidence une corrélation systématique entre les compositions des laves des volcans Misti et Ubinas et la profondeur du plan de Benioff. Ainsi, l'Ubinas, qui est plus éloigné de la fosse, présente des rapports LILE/HFSE plus bas. Ceci est en accord avec la faible quantité de fluides aqueux libérés par déshydratation de la plaque plongeante. En outre, l'Ubinas présente des teneurs en éléments incompatibles ainsi que des rapports La/Yb légèrement plus élevés que ceux du Misti, suggérant un degré de fusion partielle plus faible. En conséquence, les différences de composition entre ce deux volcans semblent aussi être contrôlées par : 1) la quantité de fluides issus de la croûte subductée et 2) le degré de fusion partielle, qui sont tous deux directement liés à la profondeur du plan de Benioff.

- Un apport de fluides plus important provenant de la déshydratation de la plaque plongeante est à relier au taux de fusion partielle du manteau légèrement plus élevé sous le Misti. Ceci expliquerait la production plus importante de magmas du Misti, qui est situé au front de l'arc volcanique actuel.

- Selon les caractéristiques géochimiques et isotopiques des produits analysés, il semble que les magmas des volcans Misti et Ubinas, tous deux situés au nord de la CVZ, proviennent d'un manteau source identique. Ceci permet d'exclure la possibilité que les compositions des magmas plio-quaternaires dans ce secteur de la CVZ soient le résultat de la fusion de sources très différentes.

- Le comportement des systèmes isotopiques (Sr, Nd, et O) révèle que les lignées magmatiques du Misti et de l'Ubinas assimilent un composant crustal, à savoir le gneiss de Charcani (Massif d'Arequipa). Cependant, la différence de comportement est assez variable, notamment pour le Misti, et laisse supposer que au cours de certaines périodes (par ex. étape "Misti 3"), le temps de résidence du magma dans la croûte continentale superficielle a été prolongé.

- Etant donné les $\delta^{18}O$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ élevés des produits moins évolués du Misti et de l'Ubinas par rapport aux magmas primitifs d'arc, une contamination ou une assimilation a pu aussi se produire lors d'une étape précoce de l'évolution des magmas, à plus grande profondeur (base de la croûte continentale) ou pendant l'ascension vers les réservoirs superficiels. Ceci est en accord

avec les faibles teneurs en HREE et Y de toutes les roches des volcans Misti et Ubinas. Elles sont probablement dues à une assimilation ou au mélange de magmas basaltiques "parents" avec des magmas engendrés (à haute pression) à la base d'une croûte continentale épaisse, et contenant du grenat dans leur résidu de fusion, via un processus de type MASH.

6. Conclusions générales

L'étude minéralogique et géochimique (éléments majeurs, traces et isotopes de Sr, Nd, O) a permis de montrer que les mécanismes de genèse et d'évolution des magmas émis par deux volcans actifs du Sud du Pérou, le Misti et l'Ubinas situés au nord de la CVZ, sont complexes. En effet ce travail a mis en évidence l'intervention de plusieurs processus (fusion partielle, mélange de magmas, AFC) intervenant à des niveaux structuraux différents, ainsi que la possibilité de plusieurs sources. Bien que ces volcans soient géographiquement très proches (~65 km) l'un de l'autre au sein de la Cordillère occidentale des Andes, dans un cadre géodynamique et chronologique similaire, ils présentent une évolution magmatique et volcanique différente.

1. Mécanismes de genèse des magmas

L'étude pétrogénétique présentée dans ce mémoire a montré que les magmas du Misti et de l'Ubinas résulteraient de la fusion partielle, en contexte de subduction, des péridotites du manteau métasomatisé par des fluides aqueux issus de la déshydratation de la plaque plongeante. Compte tenu de la localisation de ces volcans par rapport à la fosse (le Misti étant plus proche de cette dernière que l'Ubinas), la quantité de fluides issus de ce mécanisme serait plus élevée pour le Misti que pour l'Ubinas. En conséquence, la disponibilité de plus grandes quantités de fluides pour le Misti induit des taux de fusion partielle légèrement plus élevés par comparaison à l'Ubinas. Ceci est cohérent avec la production magmatique plus élevée du Misti. Enfin les taux de fusion du manteau plus faibles sous l'Ubinas sont en accord avec la richesse plus élevée des magmas en éléments incompatibles (LILE et dans une moindre mesure LREE).

Les caractéristiques géochimiques et isotopiques des laves du Misti et de l'Ubinas mènent à conclure qu'elles proviennent d'un manteau source identique, ce qui permet d'exclure l'hypothèse selon laquelle les magmas des volcans plio-quaternaires seraient le résultat de la fusion de sources très hétérogènes (Davidson *et al.*, 1991 ; Mamani, 2006), du moins pour ce qui concerne le nord de la CVZ.

Toutefois, il apparaît que les magmas du Misti et de l'Ubinas ne sont probablement pas les produits directs de la fusion d'une péridotite métasomatisée. En effet, les données isotopiques

nous ont amené à conclure que les magmas arrivant dans les réservoirs superficiels avaient déjà évolué depuis leur composition primaire et avaient été « contaminés ». A l'instar de Davidson *et al.* (1991) ; Delacour *et al.* (2007) ; Mamani *et al.* (2010), et compte tenu des teneurs en HREE et Y en général plus basses que celles des magmas d'arc classiques, il est possible de proposer que les magmas primaires (basaltes provenant de la fusion du coin du manteau) aient assimilé des magmas issus de la fusion partielle de la base de la croûte continentale contenant du grenat (±amphibole) dans leur résidu de fusion. Le mécanisme généralement proposé est de type MASH (Hildreth et Moorbath, 1988), et est cohérent avec l'existence sous les volcans d'une croûte continentale très épaisse (65 à 70 km).

2. Succession des événements volcaniques

D'après Thouret *et al.* (2001) l'histoire éruptive du Misti est divisée en quatre étapes: "Misti 1" (833 - 112 ka), "Misti 2" (112 - 40 ka), "Misti 3" (38 - 14 ka) et "Misti 4" (<11 ka). Ce travail de thèse a été focalisé sur les mécanismes de genèse et d'évolution des magmas émis durant les derniers 112 ka ("Misti 2", "Misti 3" et "Misti 4"). A cette période, le Misti a été très actif et a connu une grande variété de dynamismes : des périodes effusives, des éruptions explosives (pliniennes, phréatomagmatiques, vulcaniennes), des épisodes de construction et de destruction de dômes, ainsi que des phénomènes d'instabilité de flanc ayant engendré au moins deux avalanche de débris.

Deux nouvelles datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ ont été obtenues dans le cadre de ce travail. La première donne un âge de 93 ± 37 ka pour une coulée de lave du cône moyen, en accord avec la gamme d'âges obtenus préalablement par Thouret *et al.* (2001) pour le "Misti 2" (110 à 40 ka). Par ailleurs, toutes les laves qui affleurent au pied du flanc sud-ouest (entre 10 et 14 km du cratère) ont été jusqu'à ce jour considérées comme liées à l'activité du Misti. L'âge de 5.79 ± 1.0 Ma obtenu sur ces laves démontre que celles-ci font partie du socle du Misti (Groupe Barroso inférieur). La nouvelle carte géologique élaborée dans le cadre de ce travail prend en compte ces nouveaux âges.

Quant à l'Ubinas, ce travail de thèse a permis d'établir une nouvelle stratigraphie basée sur des corrélations stratigraphiques et des datations radiométriques des dépôts ($^{40}Ar/^{39}Ar$, ^{14}C). Elle révèle que depuis au moins 370 ka, l'Ubinas a connu quatre périodes évolutives : 1) "Ubinas IIa" (370 à 270 ka), caractérisée par une activité essentiellement effusive, en alternance avec quelques événements explosifs ; 2) l'Ubinas IIb (270 à ~16 ka) plutôt marquée par une activité

alternant croissance et destruction de dômes, et émissions de coulées de laves conduisant à la formation du cône supérieur du volcan ; 3) l'Ubinas IIc (16 à 1 ka) caractérisée par une activité nettement explosive (éruptions pliniennes, phréatomagmatiques, vulcaniennes) avec principalement des émissions de retombées et quelques coulées pyroclastiques qui, au début, ont provoqué la formation de la caldeira sommitale ; 4) depuis 1 ka ("Ubinas IId") l'activité consiste en éruptions explosives modérées (vulcaniennes, phrétomagmatiques), qui ont persisté jusqu'en 2006-2009, sous la forme d'une activité vulcanienne.

3. Mécanismes d'évolution magmatique

Dans le cas du Misti, l'évolution magmatique ne peut pas s'expliquer par un simple processus de cristallisation fractionnée en système fermé, à partir d'injections de magmas andésitiques basiques. En effet, l'étude géochimique et isotopique a démontré que les magmas ont évolué par un processus d'AFC (Assimilation - Cristallisation Fractionnée). Ce processus se produit dans une zone de stockage superficielle (située entre 9 et 16 km de profondeur environ, d'après nos résultats géobarométriques) et le contaminant est le gneiss protérozoïque de Charcani (Massif d'Arequipa) ; le taux d'assimilation calculé est ≤14%. Ce processus d'AFC semble avoir été plus important entre 34 vers 31 ka, comme en témoignent les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7088) et $\delta^{18}O$ (11,2 ‰VSMOW) élevés des produits les plus différenciés (rhyolites) du "Misti 3". Ce comportement géochimique laisse supposer que pendant certaines périodes évolutives, le temps de résidence du magma dans la croûte continentale superficielle a été plus long (étape "Misti 3") permettant ainsi une différenciation plus complète.

Notre étude pétrographique et minéralogique de l'Ubinas a mis en évidence le rôle majeur joué par la cristallisation fractionnée lors de l'évolution minérale, depuis les andésites basiques jusqu'aux rhyolites, à partir des magmas issus d'une même source. Cependant, des critères géochimiques, comme la forte dispersion des teneurs en Ba, Rb et Th de certaines dacites et rhyolites, ainsi que de fortes valeurs en $\delta^{18}O$ (7,17-9,03 ‰VSMOW), des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7067-0,7070) élevés et $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,512238 – 0,512322) faibles pour l'ensemble des produits plaident en faveur d'une évolution par un processus d'AFC. La modélisation géochimique proposée est en accord avec cette hypothèse. Ainsi l'AFC aurait un taux d'assimilation ≤8%, avec le contaminant du "gneiss de Charcani" (Massif d'Arequipa).

D'après les déséquilibres minéralogiques observés dans certaines roches du Misti et de l'Ubinas (par ex. phénocristaux à zonations inverses) et l'observation macroscopique d'hétérogénéités

texturales comme les ponces rubanées (par ex. ponces de l'éruption de ~2050 ans BP. du Misti), des processus de mélange liés à d'éventuelles réalimentations en magma plus basique dans une zone de stockage superficielle ou dans les conduits, sont également envisageables. Cependant, de tels mécanismes n'ont pas pu être attestés par les données géochimiques présentées dans ce mémoire.

4. Evolution temporelle du magmatisme

Tous les produits volcaniques émis par le Misti durant les derniers 112 ka, que ce soit sous forme de retombée, de coulée pyroclastique ou de coulée de lave, montrent une grande homogénéité géochimique (quant aux éléments majeurs et aux traces). En effet, la plupart des produits sont des andésites à amphibole et à deux pyroxènes et quelques dacites à amphibole. Les seuls produits plus évolués (rhyolites à biotite), émis entre 34 et 31 ka ("Misti 3") sous forme de retombées et coulées pyroclastiques, sont liés à deux éruptions pliniennes. Ces rhyolites sont à mettre en relation avec un degré de différenciation élevé des magmas ayant subi une importante contamination intra-crustale.

A l'Ubinas, certaines étapes évolutives au cours des derniers 370 ka montrent une gamme de composition assez large : des andésites aux rhyolites ("Ubinas IIa" et "Ubinas IIc") ou des andésites basiques aux dacites ("Ubinas IId"). Les produits émis au cours des derniers 500 ans lors d'éruptions explosives modérées (vulcaniennes, phréatomagmatiques, "Saint Vincent") sont légèrement plus basiques (andésites à 55,3 et 57,7 wt% SiO_2). Ceci, associé au fait qu'ils présentent des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ (~0,7067) et $\delta^{18}O$ (7,2-7,4) plus bas, est à mettre en relation avec une légère différenciation et assimilation intra-crustale par rapport aux produits plus anciens.

Du point de vue pétrographique et minéralogique, ce travail a permis de mettre en évidence que ni au Misti, ni à l'Ubinas, la composition des minéraux de chaque type pétrographique (des andésites basiques aux rhyolites), n'a pas évolué de manière significative au cours du temps pouvant témoigner de la succession de cycles magmatiques indépendants.

5. Comparaison des systèmes volcaniques du Misti et l'Ubinas

Le Misti, au moins au cours des derniers 112 ka, semble avoir un système magmatique beaucoup plus développé et plus dynamique que celui de l'Ubinas. Cette conclusion est déduite de

l'importance volumétrique des produits émis (taux éruptif de 0,63 km^3/ka estimé par Thouret *et al.*, 2001) alors que l'Ubinas a émis au cours des 370 ka un volume de produits trois fois plus petit (taux éruptif <0,22 km^3/ka). Ceci suggère que l'Ubinas a une chambre magmatique plus réduite.

Le Misti a présenté différents styles éruptifs (éruptions pliniennes, vulcaniennes, phréatomagmatiques) émettant des produits d'une grande homogénéité pétrographique, minéralogique et géochimique (au niveau des éléments majeurs et en traces). Il semble que les styles éruptifs présentés par ce volcan soient plutôt contrôlés par les différents processus physico-chimiques qui se développent dans le réservoir (vitesse d'ascension, modalités de dégazage, volume de magma injecté, etc.), et dans une moindre mesure, par la composition chimique des magmas.

En revanche, à l'Ubinas la composition chimique des magmas et les conditions physico-chimiques qui régnaient dans le réservoir semblent avoir contrôlé les styles éruptifs au cours des derniers 370 ka.

Du point de vue des aléas, et étant donné la présence d'une activité fumerollienne, d'un système hydrothermal actif et d'une faible activité sismique volcano-tectonique enregistrée sur ces volcans, le Misti et l'Ubinas peuvent se réactiver à court ou moyen terme et produire des éruptions explosives et/ou engendrer un effondrement de flanc. Etant donné le comportement magmatique et volcanique présenté par ces deux volcans au cours des dernières centaines d'années (éruptions explosives modérées de magma andésitique), on peut retenir un scénario plutôt modéré pour l'Ubinas. En revanche, dans le cas du Misti, on peut envisager non seulement un scénario éruptif modéré mais aussi des scénarios comprenant des éruptions subpliniennes à pliniennes volumineuses. La présence d'une magma andésitique (58-59 %wt SiO_2) dans le réservoir peut produire des éruptions explosives violentes (par ex. pliniennes ou subpliniennes). De plus, compte tenu d'une importante production de magmas dans le passé, le Misti peut délivrer des produits très volumineux. Les conséquences de telles éruptions seraient assez graves, surtout pour la ville d'Arequipa (~900 000 habitants), dont les faubourgs sont actuellement situés à seulement 9 km au sud-est du cratère du Misti. Une éruption, même faible, affecterait sévèrement la ville d'Arequipa (par ex. systèmes d'eau potable et d'irrigation) et ses activités économiques, car à ce jour il n'existe pas de plan de gestion d'une crise volcanique. A l'Ubinas, l'activité éruptive vulcanienne de 2006 à 2009, pourtant modeste, a entraîné des perturbations régionales et l'évacuation de 1500 habitants (Rivera *et al., accepté ;* annexe 1).

RÉFÉRENCES 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.

Aguirre-Díaz, G., 2001. Recurrent magma mingling in successive ignimbrites from Amealco caldera central Mexico. Bulletin of Volcanology 63, 238–251.

Aitcheson, S.J., Forrest, A.H. 1994. Quantification of crustal contamination in open magmatic systems. Journal of Petrology 35, 461–488

Aitcheson, S.J., Harmon, R.S., Moorbath S., Schneider, A., Soler, P., Soria-Escalante, E., Steele, G., Swainbank, I,, Wörner, G., 1995. Pb isotopes define basement domains of the Altiplano, Central Andes. Geology 23, 555–558

Albarède, F., 1995. Introduction to Geochemical Modeling. University Press, 554 pp.

Aldrich, L.T., Nier, A.O., 1984. Argon 40 in potassium minerals. Physics review, 74, 876–877.

Allen, J., Boettcher, 1978. Amphiboles in andesite and basalt II. Stability as a function of P-T-fH_2O-fO_2. American Mineralogist 63, 1074–1087.

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.

Andersen, D.J., Lindsley, D.H., 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn oxides: Fe-Ti oxides. American Mineralogist 73, 714-726.

Angermann, D., Klotz, J., Reigber, C., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. Earth and Planetary Sciences Letters 171, 329–334.

Annen, C., Sparks, R.S.J., 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. Earth and Planetary Science Letters 203, 937–955.

Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. Journal of Petrology 43 (3), 505–539.

Aoki, K.I., Shiba, I., 1973. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-Gata, Japan. Lithos 6, 41–51.

Araña, V., Marti, J., Aparicio, A., Garcia-Cacho, L., Garcia Garcia, R, 1994. Magma mixing in alkaline magmas; an example from Tenerife, Canary Islands. Lithos 32, 1–19.

Arculus, R.J., 1994. Aspects of magma genesis in arcs. Lithos 33, 189-208.

Arculus, R.J., Johnson, R.W., 1981. Island-arc magma sources: a geochemical assessment of the roles of slab-derived components and crustal contamination. Geochemical Journal 15, 109-133.

Arculus, R.J., Powell, R., 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. Journal of Geophysical Research 91, 5913–5926.

Arth, J., 1976. Behavior of trace elements during magmatic processes. A summary of theorical models and their applications. Journal of Research of the US Geological Survey, 94, 41–47.

Aspden, J.A., Litherland, M., 1992. The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. Tectonophysics 205, 187-204.

Atherton, M.P., Petford, N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. Nature 362, 144–146.

Avila-Salinas, W., 1991. Petrological and tectonic evolution of the Cenozoic volcanism in the Bolivian western Andes. In Harmon, R.S. and Rapela, C.W., eds, Andean magmatism and its tectonic setting: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 265.

Audétat, A., Keppler, H., 2005. Solubility of rutile in subduction zone fluids, as determined by experiments in the hydrothermal diamond anvil cell. Earth and Planetary Science Letters 232, 393 – 402.

Audebaud, E., Capdevila, R., Dalmayrac, B., Debelmas, J., Laubacher, G., Lefevre, C., Marocco, R., Martinez, C., Mattauer, M., Megard, F., Paredes, J., Tomasi P., 1973. Les traits géologiques essentielles des Andes Centrales (Pérou, Bolivie). Rev. Géog. phys. et Géol. dyn XV(1-2); 73-114.

- B -

Babeyco, A.Y., Sobolev, S.V., Trumbull, R.B., Oncken, O., Lavier, L.L., 2002. Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the Altiplano-Puna plateau. Earth and Planetary Science Letters 199, 373 – 388.

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., Semperé, 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.

Bacon, C.R., Druitt, T.H., 1988. Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. Contributions to Mineralogy and Petrology 98, 224–256.

Bacon, C.R., Hirschmann, M.M., 1988. Mg/Mn partitioning as a test equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. American Mineralogist 73, 57-61.

Barazangi, M., Isacks, B., 1976. Subduction of the Nazca plate beneath Peru : evidence from spatial distribution of earthquakes. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 57, 537–555.

Bardintzeff, J.M., Bonin, B., 1987. The amphibole affect; a possible mechanism for triggering explosive eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research 33, 4, 255–262.

Barragán, R., Geist, D., Hall, M., Larson, P., Kurz, M., 1998. Subduction controls on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes. Earth and Planetary Science Letters 154, 153–166.

Barreiro, B.A., Clark, A.H. 1984. Lead isotopic evidence for evolutionary changes in magma-crust interaction, Central Andes, southern Peru. Earth and Planetary Science Letters 69, 30–42

Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten J., Silva, J., Bourdon, E., Eissen, J.-P. 2001. Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center. Earth and Planetary Science Letters 192, 561–570.

Beck, S.L., Zandt, G., Myers, S.L., Wallace, T., Silver, P., Drake, L.P., 1996. Crustal thickness variations in the Central Andes. Geology 24, 407–410.

Beck, S.L., 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., Lefèvre, C., 1976. Données géochronométriques sur le volcanisme andin dans le sud du Pérou. Implications volcano-tectoniques. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences 283, D, 1–4.

Benavides, V., 1962. Estratigrafía pre-terciaria de la región de Arequipa. Boletin de la Sociedad Geológia del Perú 75, 5–63.

Benavides, V., 1999. Orogenic evolution of the Peruvian Andes : the Andean cycle. In: B.J. Skinner (Editor), Geology and ore deposits of the Central Andes. Society of Economic Geologists, Special publication 7, 61–107.

Berger, G.W., York, D., 1981. Geothermometry from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating experiments. Geochimica Cosmochimica Acta 45, 795–811.

Bernal, I., Tavera, H., Antayhua, Y., 2002. Zonas sismogénicas en Perú: volúmenes de deformación, gráficos polares y zonificación preliminar. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú 93, 31–41.

Best, M.G., 1975. Migration of hydrous fluids in the upper mantle and potassium variations in calco-alkaline rocks, Geology 3, 429–431.

Bindeman, I.N., Ponomareva, V.V., Bayley, J.C., Valley, J.W., 2004. Volcanic arc of Kamchatka: a province with high $\delta^{18}O$ magma sources and large scale $^{18}O/^{16}O$ depletion of the upper crust. Geochimica et Cosmochimica Acta 68(4): 841-865.

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.

Boily, M., Ludden, J.N., Brooks, C., 1990. Geochemical constraints on the magmatic evolution of the pre-and post-Oligocene volcanic suites of southern Peru: Implication for the tectonic evolution of the Central Volcanic Zone. Geological Society of America Bulletin 102, 11, 1565–1579.

Bosch, M., Rodriguez, I., 1992. North Venezuelan collisional crustal block; the boundary between the Caribbean and South America plates: Journal of South American Earth Science 6, 133–143.

Bourdon, E., 1999. Conséquences pétrogénétiques de la subduction d'une ride asismique: l'exemple du volcanisme de la marge équatorienne. Université de Bretagne Occidentale, Brest, 178 pp.

Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Samaniego, P., Robin, C., Bollinger, C., and Cotten, J., 2002. Slab melting and slab melt metasomatism in the Northern Andean Volcanic Zone: adakites and high-Mg andesites from Pichincha volcano (Ecuador). Bulletin de la Sociedad Géologique de France 173, 195–206.

Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Hall, M.L., Cotten, J., 2003. Magmatic response to early aseismic ridge subduction : the Ecuadorian margin case (South America). Earth and Planetary Science Letters 205, 123–138.

Bourdon, E., Eissen, J.-P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotten, J., and Hall, M.L., 2002. Adakite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): evidence for slab melt metasomatism beneath the Andean Northern Volcanic Zone. Journal of Petrology 43, 199–217.

Bourgois, J., Eguez, A., Butterlin, J., de Weber, P., 1986. Evolution géodynamique de la Cordillère Occidentale des Andes d'Equateur : la découverte de la Formation Eocène d'Apagua. Compte Rendus de l'Academie des Sciences de Paris 311, 173–180.

Boyd, F. R., Smith, D., 1971. Compositional zoning in pyroxene from lunar rock 12021, Oceanus Procellarum. Journal of Petrology 12, 439–464.

Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., Phinney, D.L., 1995. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 Gpa : Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. Geochimica Cosmochimica Acta 59, 3331–3350.

Briqueu, L., Lancelot, J.R., 1979. Rb/Sr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks. Earth and Planetary Science Letters 43, 3, 385–396.

Brown, G.M., 1967. Mineralogy of basaltic rocks. *In* : Hess H.H. and Poldervaard A. (eds.), basalts 1, New York : Interscience : 103 – 162.

- C -

Cabrera, J., Sébrier, M., Mercier, J.L., 1991. Plio-Quaternary geodynamic evolution of a segment of the Andean Peruvien Cordillera located the change in the subduction geometry; The Cuzco region. Tectonophysics 190, 331–362.

Cahill, T.A., Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate Journal of Geophysical Research 97, 17503–17529.

Calmus, T., Aguillon-Robles, A., Maury, R.C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2003. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites («bajaites») from Baja California, Mexico : the role of slab melts. Lithos 66, 77–105.

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.

Carlier, G., Lorand, J.P., 2008. Zr-rich accessory minerals (titane, perrierite, zirconolite, baddeleyite) record strong oxidation associated with magma mixing in the south Peruvian potassic proince. Lithos 104, 54 – 70.

Cerling, T.E., Brown, F.H., Bowman, J.R., 1985. Low-temperature alteration of volcanic glass: hydratation, Na, K, 18O, and Ar mobility. Chemical Geology 52, 281-293.

Chanove, G., Mattahuer, M., Mégard, F., 1969. Précisions sur la tectonique tangentielle des terrains secondaires du massif de Pitin (nord-ouest du lac Titicaca, Pérou). Comptes Rendus. Académie des Sciences, Paris 258, 1698–1701.

Chavéz Chavéz, J. A., 1992. La erupción del volcán Misti, Pasado, presente, futuro: Arequipa, Impresiones Zenit, 158 p.

Chiaradia, M., Muntener, O., Beate, B., Fontignie D., 2009. Adakite-Like volcanism of Ecuador: lower crust magmatic evolution and recycling. Contributions to Mineralogy and Petrology 158, 563–588.

Christophoul, F., Baby, P., Davila, C., 2002. Stratigraphic reponses to a major tectonic event in a foreland basin; the Ecuadorian Oriente Basin from Eocene – Oligocene times. Tectonophysics 345, 1-4, 281-298.

Clark, A.H., Kontak, D.J., Farrar, E., 1984. A comparative study of the metallogenetic and geochronological relationships in the northern part of the central Andean tin belt, SE Peru and NW Bolivia, *In* Janelidze, T.V., and Tvalchralidze, A. G., eds., Proceedings of the 6th International Association for the Geology of Ore-Deposits Symposium, Stuttgart, p. 269–279.

Clayton, R.N., Moyeda T.K., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxydes and silicates for isotopic analyses. Geochimica Cosmochimica Acta 27, 43–52.

Cobbing, E. J., Ozard, J. M., Snelling, N. J., 1977. Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the Coastal Cordillera of southern Peru. Geological Society of America Bulletin 88, 241–246.

Cobeñas, G. 2009. Etude des produits de l'éruption plinienne du Misti, Pérou (ca. 2050 ans B.P.). Mémoire de Master 2 Recherche. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 49 pp.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. Earth Science Review 18, 303 – 332.

Coombs, M.L. Eichelberger, J.C., Rutherford, M.J., 2003. Experimental and textural contraints on mafic enclave formation in volcanic rock. Journal of Volcanology and Geothermal Research 119, 125–144.

Coplen, T. K., 1993. Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. Chemical Geology 73, 293–297.

Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Carrof, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brusse, R., 1995. Origin of anomalous rare-earth element and Yttrium enrichments in subaerial exposed basalts: Evidence from french Polynesia. Chemical Geology 119, 115–138.

- D -

Dalrymple, G.B., Lanphere, M.A., 1974. 40Ar/39Ar age spectra of some undistubed terrestrial samples. Geochimica Cosmochimica Acta 38, 715–738.

David, C., 2007. Comportement actuel de l'avant arc et de l'arc du coude d'Arica dans l'Orogénèse des Andes Centrales. Thèse de Doctorat. Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 290 pp.

Davidson, J.P., de Silva, S.L., 1995. Late cenozoic magmatism of the Bolivian Altiplano. Contributions to Mineralogy and Petrology 119, 387–408.

Davidson, J.P., Harmon, R.S., 1989. Oxygen isotope constraints on the petrogenesis of volcanic arc magmas from Martinique, Lesser Antilles. Earth Planetary Science Letters 95, 255–270.

Davidson, J.P., McMillan, N.J., Moorbath, S., Wörner, G., Harmon, R.S., López Escobar, L., 1990. The nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile)II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. Contributions to Mineralogy and Petrology 105, 412–432.

Davidson, J.P., Harmon, R.S., Wörner, G., 1991. The source of the Central Andes magmas; some considerations. *In* Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America – Special Paper, 265, 233-243.

Davies, J. H., 1999. The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction zone magmatism. Nature 398, 142-145.

Davies, J.H., Stevenson, D.J., 1992. Physical model of source region of subduction zone volcanics. Journal of Geophysical Research 97, 2037-2070.

Davis, B.T.C, Boyd D.R., 1966. The join $Mg_2Si_2O_6$-$CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. Journal of Geophysical Research 71, 3567-3576.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman J., 1969. An introduction to the rock-forming minerals. John Wiley et Sons, London and Harlow, 528 pp.

Deer, W.A., Howie, R., Zussman J., 1978. Rocks forming minerals. Longman Group Limited, London.

Defant, M.J., 2002. Forum. EOS 83(23), 256-257.

Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 347, 662 – 665.

Delacour, A., Gerbe, M.-C., Thouret, J.-C., Worner, G., Paquereau, P., 2007. Magma evolution of Quaternary minor volcanic centres in Southern Peru, Central Andes. Bulletin of Volcanology 69, 581–608.

Delaite, G., Thouret, J.-C., Sheridan, M.F., Stinton, A., Labazuy, P., Souriot, T., van Westen, C., 2005. Assessment of volcanic hazards of El Misti and in the city of Arequipa, Peru, based on GIS and simulations, with emphasis on lahars: Zeitschrift fur Geomorphology N.F., suppl.- vol. 140, 209-231.

De Paolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1979. Sm-Nd age of the Stillwater complex and the mantle curve for neodymium. Geochimica Cosmochimica Acta 43, 999–1008.

De Paolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth Planetary Science Letters 53, 89–202.

De Silva, S.L., Francis, P.W., 1990. Potentially active volcanoes of Peru: observations using Landsat Thematic Mapper ans Space Shuttle imagnery: Bulletin of Volcanology 52, 286–301.

De Silva, S.L., Francis, P.W., 1991. Volcanoes of the central Andes. New York (Springer-Verlag), 216 pp.

De Silva, S.L., Davidson, J.P., Croudace, I.W., Escobar, A., 1993. Volcanological and petrological evolution of volcan Tata Sabaya, SW Bolivia. Journal of Volcanology and Geothermal Research 55, 305–335.

De Silva, S.L., Zielinski, G.A., 1998. Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Peru. Nature 393; 455-458.

De Silva, S.L, Xuming, L., 2000. Trace element character of minor centres from southern Peru: insight into source relationships beneath the Central Volcanic Zone of the Andes. In: Abstract of State of the Arc 2000 (IAVCEI) Processes and Time Scales in the Genesis and Evolution of Arc Magmas, Ruapehu New Zealand, 41-44.

De Silva, S.L., Salas, G., Schubring, S., 2008. Triggering explosive eruption-The case for silic magma recharge at Huaynaputina, southern Peru. Geology 36, 5, 387-390.

Deruelle, B. 1982. Petrology of Plio-Quaternary volcanism of the south central and meridional Andes. Journal of Volcanology and Geothermal Research 14, 77–124.

Devine, J., Murphy, M., Rutherford, M., Barclay, J., Sparks, R., Caroll, M., Young, S., Gardner, J., 2002. Petrologic evidence for pre-eruptive pressure-temperature conditions, and recent reheating, of andesitic magma erupting at the Soufriere Hills Volcano, Monteserrat, W.I. Geophysical Research Letters 25, 19, 3669–3672.

Devine, J., Rutherford, M.J., Norton, G.E., Young, S., 2003. Magma storage region processes inferred from geochemistry of Fe-Ti oxides in andesite magma. Journal of Petrology 44(8), 1375-1400.

Dostal, J., Dupuy, C., Lefevre, C., 1977. Rare earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Peru. Lithos 10, 173–183.

Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growtn via slab melting: Archean to modern comparisons. Journal of Geophysical Research 95, B13, 21503–21521.

Dupuy, C., Lefevre, C., 1974. Fractionnement des éléments en trace Li, Rb, Ba, Sr dans les séries andésites et shoshonitiques du Pérou. Comparaison avec d'autres zones orogéniques. Contributions to Mineralogy and Petrology 46, 147–157.

- E -

Eggler, D.H., Burnham, C.W., 1973. Crystallization and fractionation trend in the system andesite- H_2O-CO_2-O_2 at pressure to 10 kb. Geological Society of America Bulletin 84, 2517–2532.

Eichelberger, J.C., 1980. Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. Nature 288, 446-450.

Elger, K., Oncken, O., Glodny, J., 2005. Plateau-style accumulation of deformation; southern Altiplano. Tectonic 24, TC4020. doi:10.1029/2004TC001675.

Engdahl, E.R., van der Hilst, R.D., Berrocal, J., 1995. Imaging of subducted lithosphere beneath South America. Geophysical Research Letters 22, 2317–2320.

Engdahl, E.R., van der Hilst, R.D., Buland, R., 1998. Imaging of subducted lithosphere beneath South America. Bulletin of the Seismological Society of America 88, 722–743.

Ewart, A., 1976. Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas, some statistics and implications. Earth Planetary Science Letters 31, 417–432.

Ewart, A., Griffin, W.L., 1994. Proton-microprobe trace element study of selected Leg 135 core samples. *In* : J. Hawkins, L. Parson and J. Allan, et al. (Editors), Proc. Ocean Drill. Prog., Sci. Results, 135, 533-542.

- F -

Faure, G.,1977. Principles of Isotope Geology. Jhon Wiley & Sons, New York, 589 pp.

Feeley, T.C., Davidson, J.P., Armendia, A., 1993. The volcanic and magmatic evolution of Volcán Ollagüe, a high-K, late Quaternary strato-volcano in the Andean Central volcanic Zone. Journal of Volcanology and Geothermal Research 54, 221–245.

Feeley, T.C., Davidson, J.P., 1994. Petrology of the calc-alkaline lavas at Volcán Ollagüe and the origin of compositional diversity at Central Andean strato-volcanoes: an exemple from volcan Ollagüe, Andean Central Volcanic Zone. Journal of Petrology 35, 1295–1340.

Feeley, T.C., Hacker, M.D., 1995. Intracrustal derivation of Na-rich andesitic and dacitic magmas : an exemple from volcan Ollagüe, Andean Central Volcanic Zone. Journal of Geology 103, 213–225.

Feeley, T.C., Sharp, Z.D., 1995. 18O/16O isotope geochemistry of silicic lava flows erupted from Volcán Ollagüe, Andean Central Volcanic Zone. Earth and Planetary Science Letters 133, 239–254.

Feininger, T., Seguin, M.K., 1983. Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. Geology 11, 40-44.

Ferrara, G., Laurenzi, M.A., Taylor, H.P., Tonarini, S., Turi, B., 1985. Oxygen and strontium isotope studies of K-rich volcanic rocks from the Alban Hills, Italy. Earth and Planetary Science Letters 75, 13-28.

Finizola, 2002. Etude de systèmes hydrothermaux de volcans actifs: Misti (Pérou) et Stromboli (Italie); approches géophysiques et géochimiques. Thèse de Doctorat, Universidad Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 205 pp.

Finizola, A., Lénat, J-F., Macedo, O., Ramos, D., Thouret, J-C., Sortino, F., 2003. Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred from self-potential measurements. Journal of Volcanology and Geothermal Research 135, 343–360.

Fleck, R.J., Sutter, J.F., Elliot, D.H., 1977. Interpretation of discordant $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra of Mesozoic tholeites from Antartica. Geochimica Cosmochimica Acta 41, 15–32.

Forget, M.E., 2005. Fluctuations glaciaires et ressources en eau dans la région du Nevado Coropuna, Cordillère occidentale au Sud du Pérou. Université de Lyon 2 et Blaise Pascal Clermont II, Master2, 110 p + cartes.

Forneris, J.F., Holloway, J.R., 2003. Phase equilibria in subducting basaltic crust: implications for H_2O release from the slab. Earth and Planetary Science Letters 214, 187–201.

Fourcade, S., Allègre, C.J., 1981. Trace element behaviour in granite genesis: a case study – the calc-alkaline plutonic association from Quérigut complex (Pyrénées, France). Contributions to Mineralogy and Petrology 76, 177–195.

Francis, P.W., McDounough W.F., Hammill, M. O'Callaghan, L.J., Thorpe, R.S., 1984. The Cerro Purico shield complex N. Chile. *In* : R.S. Harmon and B.A. Barreiro, Editors, Andean Magmatism: Chemical and Isotopic contraints, Shiva, Cheshire, 106–123.

- 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.

Gamble, J.A., Wood, C.P., Price, R.C., Smith, I.E.M., Stewart, R.B., Waight, T., 1999. A fifty year perspective of magmatic evolution on Ruapehu Volcano, New Zealand: Verification of open system behaviour in an arc volcano. Earth and Planetary Science Letters 170, 301–314.

Garcia, M.O., Jacobson, S.S., 1979. Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas. Contributions to Mineralogy and Petrology 69, 319–327.

García, W., Landa, C., 1968. Geologia del cuandrangulo de La Joya. Servicio de Geologia y Mineria, 1 mapa color 1/100 000, Lima.

García, W., del Pino, M., 1975. Geologia del cuandrangulo de Puquina. Servicio de Geologia y Mineria, 1 mapa color 1/100 000, Lima.

García-Zuñiga, F.F., Parrot, J.F., 1998. Analyse tomomorphométrique d'un édifice volcanique récent: Misti, Pérou: Paris, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sér IIa, v. 327, p. 457 – 462 (with abridged English version).

Garrison, J.M., Davidson, J.P., 2003. Dubious case for slab melting in the Northern Volcanic Zone of the Andes. Geology 31, 565–568.

Gerbault, M., Martinod, J., Hérail, G., 2005. Possible orogeny-parallel lower crustal flow and thickening in the Central Andes. Tectonophysics 399, 59–72.

Gerbe, M.-C., Thouret, J.-C., 2004. Role of magma mixing in the petrogenesis of lavas erupted through the 1990-98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. Bulletin of Volcanology 66, 541–561.

Giese, P., Scheuber, E., Schilling, F., Schmitz, M., Wigger, P., 1999. Crustal thickening processes in the central Andes and the different natures of the Moho-discontinuity. Journal of South American Earth Science 12, 201–220.

Gill, J.B., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, Berlin. pp. 390.

Ginibre, C., Worner, 2007. Variable parent magmas and recharge regimes of the Parinacota magma system (N. Chile) revealed by Fe, Mg and Sr zoning in plagioclase. Lithos 98, 118–140.
Global Volcanism Network bulletin (1996). Ubinas volcano, 21 (07).
Grange, F., Cunningham, P., Gagnepain, J., Hatzfeld, D., Molnar, P., Ocola, L., Rodriguez, 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.
Grégoire, M., McInnes, B.I.A., O'Reilly, S.Y., 2001. Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea: Part 2. Trace element characteristics of slab-derived fluids. Lithos 59, 91–108.
Gregory-Wodzicki, K.G., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. Geological Society of America Bulletin 112, 1091–1105.
Gregory, R., Criss, R.E., 1986. Isotopic exchange in open and closed systems. *In*: Valley JW, Taylor HP Jr, O Neil JR (ed) Stable isotopes in high temperature geological processes. Reviews in Mineralogy 16, 91–127.
Grenn, T.H., Ringwood, A.E., 1968. Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. Contributions to Mineralogy and Petrology 18, 105–162.
Grenn, T.H., 1972. Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high pressure hydrous conditions. Contributions to Mineralogy and Petrology 34, 150–166.
Grenn, T.H., 1982. Anatexis of mafic crus and high pressure crystallization of andésite. *In*: R.S. Thorpe Ed; Andesites, John Wiley and Sons, 465–486.
Guevara, C., 1969. Geología del cuadrángulo de Characato. INGEMMET, Lima, Perú. Bol. 23, 53 p.
Gutierrez, V.P., 1981. Geología de los Cuadrángulos de Chalhuanca, Antabamba y Santo Tomas. INGEMMET, Lima. Bol. 35, 94 p.
Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J.-Y., 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin : impact of the Carnegie Ridge collision. Earth Planetary Science Letters 168, 255–270.
Gutscher, M.-A., Maury, R., Eissen, J.-P., Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction?. Geology 28, 535–538.
Gutscher, M.A., 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. Journal of South American Earth Science 15, 3–10.

- H -

Hammarstrom, J.M., Zen, E., 1986. Aluminium in hornblende : an empirical igneous geobarometer. American Mineralogist 71, 1297-1313.
Hampel, A., 2002. The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a revaluation. Earth Planetary Science Letters 203, 665–679.
Hanctke, G., Parodi, I., 1966. The active volcanoes of Peru. Catalogue of the active volcanoes of the world including sofatara fields, part. XIX, Colombia, Ecuador and Peru. International Association of Volcanology, Roma; 65–73.
Hanson, G., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth and Planetary Science Letters 8, 371–406.
Harmon, R.S., Thorpe, R.S., Francis, P.W., 1981. Petrogenesis of Andean andesites from combined O-Sr relationship. Nature 290, 396-399.
Harmon, R.S., Barreiro, B.A., Moorbath, S., Hoefs, J., Francis, P.W., Thorpe, R.S, Déruelle, B., McHugh, J., Viglino, J.A., 1984. Regional O-, Sr-, and Pb-isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. Journal of the Geological Society of London 141, 5, 803–822.
Harmon, R.S., Hoefs, J., 1984. Oxygen isotope ratios in late Cenozoic Andean volcanics. *In:* R.S. Harmon and B.A. Barreiro (Editors), Andean Magmatism. Chemical and isotopic contratints. Shiva Publishing Limited, pp. 9–19.
Harmon, R.S., Hoefs, J., 1995. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global 18O systematics of basalts from different geotectonic settings. Contributions to Mineralogy and Petrology 120, 95–114.
Haschke, M.R., Siebel, W., Gunther, A., Scheuber, E., 2002. Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21º-26º S). Journal of Geophysical Research 107, 1–18.

Hawkesworth, C.J., Hammill, M., Gledhill, A.R., van Calsteren P., Rogers, G., 1982. Isotope and trace elements evidence for late-stage intra-crustal melting in the High Andes. Earth Planetary Science Letters 58, 240–254.

Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting range at PH_2O=5Kb as a function of oxygen fugacity. Journal of Petrology 14(2), 249–302.

Hey, R., 1977. Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. Geological Society of America Bulletin 88, 1404–1420.

Hickey-Vargas, R., Moreno, H., Lopez-Escobar, L., Frey, F.A. 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from theVillarrica-Lanin volcanic chain (39.5ºS): an evaluation of source heterogeneity, fractinal crystallization, and crustal assimilation. Contributions to Mineralogy and Petrology 103, 316–386.

Hidalgo, S., Monzier M., Martin H., Chazot G., Eissen, J.P., E., Cotten, J., 2007. Adakitic magmas in the ecuadorian volcanic front: Petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador). Journal of Volcanology and Geothermal Research 159, 366–392.

Hidalgo, S., 2006. Les intercations entre magmas calco-alcalins “classiques” et adakitiques : Exemple du Complexe volcanique Atacazo-Ninahuilca (Equateur). Thèse de Doctorat. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand 333 pp.

Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology 98, 455–489.

Hobden, B.J., Houghton, B.F., Davidson, J.P., Weaver, S.D., 1999. Small and short-lived magma batches at composite volcanoes: Time windows at Tonrariro volcano, New Zealand. Journal of the Geological Society of London 156, 865–868.

Hollister, L.S., Grissom G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist 72, 231–239.

Holloway, J.R., Burnham, C.W., 1972. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. Journal of Petrology 13, 1–29.

Husson, L., Sempere, T., 2003. Thickening the Altiplano crust by gravity-driving crustal channel flow. Geophysical Research Letter 30, 1242-1257.

- I -

Ionov, D.A., Hofmann, A.W., 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. Earth and Planetary Science Letters 131, 341–356.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Science 8, 523–548.

Isacks, B.L. 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian orocline. Journal of the Geophysical Research 93, 3211–3231.

Ito, E., Stern, R.J., 1986. Oxygen-and strontium-isotopic investigations of subduction zone volcanism; the case of the Volcano Arc and the Marianas island arc. Earth and Planetary Science Letters 76, 312–320.

- J -

Jacay, J., 2005. Análisis de los depósitos de corrientes de alta densidad de la Formación Puente (cuenca de Arequipa), sur del Pérou. Revista del Instituto de investigación FIGMMG (Universidad San Marcos), Lima, vol. 8, 16, 51–56.

James, D.E., 1971. Plate tectonic model for the evolution of the central Andes. Geological Society of America Bulletin 82, 3325–3346.

James, D.E., Brooks, C., Cuyubamba, A., 1976. Andean Cenozoic volcanism magma genesis in the light of strontium isotopic composition and trace element geochemistry. Geological Society of America Bulletin 87, 592–600.

James, D.E., 1982. A combined O, Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas, I. Local geochimical variations. Earth Planetary Science Letters 57, 47–62.

James, D.E., 1984. Quatitative models for crustal contamination in the central and northern Andes. *In* R.S. Harmon and B.A. Barreiro (Editors), Andean Magmatism. Chemical and isotopic contraints. Shiva Publishing Limited, pp. 124–138.

Jenks, W.F., 1978. Geologia de la hoja de Arequipa. Instituto Geológico del Perú. Bol. 9, serie A, Lima.

Juvigné, E., Thouret, J.C., Gilot, E., Gourgaud, A., Legros, F., Uribe, M., Graf, K., 1997. Etude tephrostratigraphique et bioclimatique du Tardiglaciaire et de l'Holocène de la Laguna Salinas, Pérou méridional. Géographie physique et Quaternaire 51, 2, 219–231.

Juvigné, E., Thouret, J.C., Gilot, E., Leclercq, L., Gourgaud, A., 1998. L'activité du volcan Nevado Sabancaya (Pérou) au cours de l'Holocène. Quaternaire 9 (1), 45–51.

- 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.

Kawamoto, T., 1992. Dusty and honeycomb plagioclase: indicator of processes in the Uchino stratified magma chamber, Izu peninsula, Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research 49, 191-280.

Kay, S.M., Coira, B., Viramonte, J., 1974. Young mafic back-arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, Central Andes. Journal of Geophysical Research 99, 24323–24336.

Kay, S.M., Mpodosiz, C., Coira, B., 1999. Neogene magmatism, tectonics, and mineral deposits of the Central Andes (22 to 33° S). *In:* Skinner B.S. (ed) Geology and Ore deposits of the Central Andes. Society of Economic Geological Special Publication, 7, 27–59.

Kay, S.M., Mpodosiz, C., 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. GSA Today 11, 4–9.

Kay, R.W., 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. Journal of Volcanology and Geothermal Research 4, 117–132.

Kay, R.W., 1980. Volcanic arc magmas: implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system. Journal of Petrology 88, 497–522.

Kay, R.W., Kay, S.M., 1993. Delamination and delamination magmatism. Tectonophysics 219, 177–189.

Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Barriga, R., Lauría, E., Souto, L., 2003. The Nazca – South America Euler vector and its rate of change. Journal of South American Earth Science 16, 125–131.

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.

Kepezhinskas, P., Defant, M.J., Drummond, M.S., 1995. Na-metasomatism in the island-arc mantle by slab meltperidotite interaction : evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. Journal of Petrology 36, 1505–1527.

Kley, J., Maldoni, C., Salfity, J., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland; causes and consequences. Tectonophysics 301, 75–94.

Kono, M., Fukao, Y., Yamamoto, A., 1989. Mountain building in the Central Andes. Journal of Geophysical Research 94, B4, 3891-3905.

Kuno, H., 1968. Differentiation of basalt magmas. *In:* Hess, H. et Poldervaart, A. (editors) The Poldervaart treatise on Rocks of Basaltic Composition. Insterscience Publishers, pp. 623–688.

Kutinani, T., Tetsuya, Y., Katsura, K., Nakamura, E., 2003. Shift and rotation of the compositions trends by magma mixing: 1983 eruption at Miyake-jima volcano, Japan. Journal of Petrology 44, (10), 1895-1916.

- L -

Laharie, R., Derruau, M., 1974. La morphogenése des Andes du Sud du Pérou. Revue de Géographie Alpine 70, 479–505.

Laharie, R., 1975. Tectonogénesis, orogénesis y volcanismo en los Andes del Sur del Perú. Bulletin de l'Institute français d'études andines 4 (3-4), p. 173–198.

Lamb, S., Hoke, L., 1997. Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America. Tectonics 16, 4, 623–649.

Lavallée, Y., de Silva, S., Salas, G., Byrnes, J., 2009. Structural control on volcanism at the Ubinas, huaynaputina, and Ticsani Volcanic Group (UHTVG), southern Peru. Journal of Volcanology and Geothermal Research 186, 253-264.

Laurent, O., 2009. Les changements géodynamiques à la transition Archéen – Protérozoïque: exemple de la pétrogenèse du pluton du Bulai, ceinture de Limpopo. Mémoire Master 2 Recherche, Université Blaise Pascal, 56 pp.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kish, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Schumaker, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E., J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of Amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. Mineralogical Magazine 61, 295–321.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total 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 (zonation et petrogénèse des andésites et shoshonites). Thèse de doctorat d'état de l'université dans sciences et techniques du Languedoc; 555 pp.

Legendre, Ch., 1999. Pétrogenèse du volcan “Misti Moderne”(Sud Pérou) : essai de caractérisation de l’évolution pétro-géochimique et chronologique, mémoire d’IGAL (Institut Géologique Albert de Lapparent), France, pp 88.

Legros, F., 1998. Téphrostratigraphie du volcan Misti (Pérou) et modélisation des écoulements pyroclastiques. Thèse de Doctorat. Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand 177 pp.

Legros, F., 2001. Tephra stratigraphy of Misti volcano, Peru. Journal of South American Earth Science 14, 15–29.

Lindsley, D.H., Andersen, D.J., 1983. A two-pyroxene thermometer. Journal of Geophysical Research Supplement 88, A887–A906.

Liu, J., Bohlen, S.R., Ernst, W.G., 1996. Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters 143, 167–171.

Loewy, S.L, Connelly, J.N., 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 166, 171–187.

Lowrie, A., Hey, R., 1981. Geological and geophysical variations along the western margin of Chile near latitude 33° to 36°S and their relation to Nazca plate subduction. *In* Nazca Plate; crustal formation and Andean convergence (Kulm La Verne, D.; editors *et al.*). Geological Society of America, Memoir 154, p. 741–754.

Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Kasemann, S., Franz, G., Trumbull, R., Wilki, H., Romer, R., Dulski, P., 2001. Composition and density model of the continental crust at an active continental margin-The Central Andes between 21ºS and 27ºS. Tectonophysics 341, 195–223.

Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1980. The Colima Volcanic Complex, México: Part I. Post-caldera andesites from Volcán Colima. Contributions to Mineralogy and Petrology 71, 343–372.

Luhr, J., 2002. Petrology and geochemistry of the 1991 and 1998-1999 lava flows from Volcán Colima, México: implications for the end of the current eruptive cycle. Journal of Volcanology and Geothermal Research 117, 169–194.

- 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 America Earth Sciences 15, 39–57.

Mahlburg, Kay, S.M., 2002. Andean adakites from slab meeting, cristal thickening, and fore-arc subduction erosion. 5th International Symposium of Andean Geodynamics, pp 405–408.

Mahlburg, Kay, S.M., Godoy, E., Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. Geological Society of America Bulletin 117, 67-88.

Mahood, G., Hildreth, W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. Geochimica et Cosmochimica Acta 47, 11-30.

Mamani, M., 2006, Variation in magma composition in Time and Space along the Central Andes (13ºS - 28ºS), PhD Thesis, Georg-August Universität Göttingen. 122 pp.

Mamani, M., Tassara, A., Worner, G., 2008. Composition and structural control of crustal domains in the central Andes. Geochemistry Geophysics Geosystems 9, 3, 1–13.
Mamani, M., Worner, G., Sempere, T., 2010. Geochemical variation in igneous rocks of the Central Andean orocline (13 ºS to 18 ºS): Tracing crustal thickening and magmas generation through time and space. Geological Society of America Bulletin 97, 241–254.
Manning, C.E., 2004. The chemistry of subduction-zone fluids. Earth and Planetary Science Letters 223, 1–16.
Marcelot, G., Maury, R.C., Lefèvre, C., 1983. Mineralogy of Erromango lavas (New Hebrides) : evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts. Lithos 16, 135–151.
Martel, C., Bourdier, J.-L., Pichavant, M., Traineau, H., 2000. Textures, water content and degassing of silicic andesites from recent plinian and dome-forming eruptions at Mount Pelée volcano (Martinique, Lesser Antilles arc). Journal of Volcanology and Geothermal Research 96, 191–206.
Mattioli, M., Renzulli, A., Menna, M., Holm, M., 2006. Rapid ascent and contamination of magmas through the thick crust of the CVZ (Andes, Ollague region): Evidence from a nearly aphyric high-K andesite with skeletal olivines. Journal of Volcanology and Geothermal Research 158, 87–105.
Matsuhisa, Y., 1979. Oxygen isotopic compositions of volcanic rocks from the East Japan Islan arcs and their bearing on petrogenesis. Journal of Volcanology and Geothermal Research 5, 271–296.
Marocco, R., del Pino, M., 1972. Geología del Cuadrángulo de Ichuña. Boletín del Servicio Geológico y Minero 14; 69 pp.
Martignole, J., Martelat, J.E., 2003. Regional-scale Greanvillian-age UHT metamorphism in the Mollendo-Camana block (basement of the Peruvian Andes). Journal Metamorphic Geol. 21, 99–120.
Martin, H., 1985. Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. Mémoire du CAESS n°1.
Martin, H., 1986. Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. Geology, 14, 753–756.
Martin, H., 1987. Archaean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes. Revista Brasileira de Geociências 17, 360–365.
Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos 46, 411–429.
Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J-F., Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-tronhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos 79(1-2), 1–24.
Maury, R.C, 1984. Les conséquences volcaniques de la subduction. Bulletin de la Sociedad Géologique de France, t. XXVI, n° 3, 489–500.
Maury, R.C, Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H., Defant, M.J., 1996. Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes : l'exemple de Mindanao (Philippines). Bulletin de la Sociedad Géologique de France 167, 579–595.
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.
McDougall I., Harrison M.T., 1989. Geochronology and thermochronology by the 40Ar/39Ar method. Oxford University Press Inc., 269 p.
Mégard, F., 1987. Cordillera Andes and marginal Andes: a review of Andean geology north of the Arica elbow (18°S). *In* Monger, J.M.H. and Francheteau, J., eds. Circum-Pacific orogenic belts and evolution the Pacific Ocean basin, International Lithosphere Program Contribution. Geodynamics series 18, 71–95.
Mendivil, S., 1965. Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave. Comisión Carta Geológica Nacional (INGEMMET). Boletin 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 – Solid earth, 97 (B8), 11945–11982.
Mering, C., Huaman, D., Chorowicz., J., Deffontaines, B., Guillande, R., 1996. New data on the geodynamics of Southern Peru from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images. Tectonophysics 259, 153–169.
Mibe, K., Fujii, T., Yasuda, A., 1999. Control of the location of the volcanic front in island arcs by aqueous fluid connectivity in the mantle wedge. Nature 401, 259-262.
Miyashiro, A., 1974. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science 274, 321–355.

Monzier, M., Robin, C., Eissen, J.P., Cotten, J., 1997. Geochemistry vs. seismo-tectonics along the volcanic New Hebrides Central Chain (Southwest Pacific). Journal of Volcanology and Geothermal Research 78(1–2), 1–29.

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., 1988. Nomenclature of pyroxenes. American Mineralogist 73, 1123–1133.

Morris, P.A., 1995. Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan. Geology 23, 395-398.

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.

Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R.J., Brook, M., Snelling, N., 1988. Geocronology of the Lake Region of south-central Chile (39º – 42º S): preliminary results. Journal of South American Earth Sciences 1, 309–316.

Murphy, M., Sparks, R., Barclay, J., Caroll, M., Lejeune, A., Brewer, T., Macdonald, R., Black, S., Young, S., 1998. The role of mixing in triggering the courrent eruption at the Soufriere Hills volcano, Monserrat, West Indies. Geophysical Research Letters 25, 18, 3433–3436.

- N -

Naim, I.A., Shane, P.R., Cole, J.W., Leonard, G.J., Self, S., Pearson, N., 2004. Rhyolite magma processes of the ~AD 1315 Kaharoa eruption episodes, Tarawera volcano, New Zealand. Journal of Volcanology and Geothermal Research 131, 265–294.

Nakamura, M., Shimakita, S., 1998. Dissolution origin and syn-entrapment compositional changes of melt inclusions in plagioclase. Earth and Planetary Science Letters 161, 119–133.

Nash, W.P., Crecraft, H.R., 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta 49, 2309–2322.

Navarro, P., 2000. Cartografía geológica, historia eruptiva y valuacion de las amenazas volcánicas del estro-volcán Misti. Tesis Ing. Geólogo Universidad Nacional de San Agustin, Arequipa-Peru. 125 pp.

Nelson, S.T., Montana, A., 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic-rocks produced by rapid decompression. American Mineralogist 77 (11-12), 1242-1249.

Nicholls, I.A., Ringwood, A.E., 1972. Production of silica saturated tholeiitic magmas in island arcs. Earth and Planetary Science Letters 16, 243–246.

Nicholls, I.A., Ringwood, A.E., 1973. Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica-saturated magmas in the island-arc environment. Journal of Geology 81, 285-300.

Noble, D.C., Farrar, E., Cobbing, E.J., 1979. The Nazca Group of Suth-Central Peru: Age, source, and regional volcanic and tectonic significance. Earth and Panetary Science Letters 45, 80-86.

Norabuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, I.S., Ocola, L., Ellis, M., 1998. Space geodetic observation of Nazca-South America convergence across Central Andes. Science 279, 358-362.

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 -

Osborn, L.F., Watson, E.B., 1977. Studies of phase relations in subalkalin volcanic rock series. Carnegie Inst. Washington, year book 76, 472–478.

- P -

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.

Paquereau-Lebti, P., Fornari M., Roperch P., Thouret J.-C., Macedo O., 2008. Paleomagnetism, magnetic fabric, and 40Ar/39Ar dating of Pliocene and Quaternary ignimbrites in the Arequipa area, southern Peru. Bulletin of Volcanology 70, 977–997.

Palacios, M., 1995. Geología del Perú: Estratigrafía. Bolt. N° 55, Serie "A", Carta Geológica Nacional - INGEMMET, Lima, p. 45 – 86.
Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. Tectonics 6, 233–248.
Parodi, I., 1995. Volcanes del Perú. Boletin de Sociedad Geográfica de Lima, N° 94, año IX, TIX p. 158–159.
Pawley, A.R., Holloway, J.R., 1993. Water source for subduction zone volcanism: New experimental constraints. Science 260, 664–667.
Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters 121, 227-244.
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.
Peccerillo, P., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area. Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58, 63–81.
Petford, N., Atherton, M., 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust : the Cordillera Blanca Batholith, Peru. Journal of Petrology 37, 1491-1521.
Pilger, R.H., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism : South American Andes. Journal of the Geological Society of London 141, 793–802.
Pin, C., Bassin, C., 1992. Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. Analytica Chimica Acta 296, 249–255.
Pin, C., Briot, D., Bassin, C., Poitrasson, F., 1994. Concomitan separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. Analytica Chimica Acta 298, 209–217.
Pin, C., Zalduegui, J.F.S, 1997. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromotography: Application to isotopic analyses of silicate rocks. Analytica Chimica Acta 339, 79–89.
Prouteau, G., Scaillet, B., 2003. Experimental constraints on the origin of the 1991 Pinatubo dacite. Journal of Petrology 44, 2203-2241.
Putirka, K.D., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *in* Putirka, K.D., et Tepley F.J., (ed). Minerals, inclusions and volcanic processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 69, 61-120.

- Q -

Quang, C.X., Clark, A.H., Lee, J.K.W., Guillen, B.J., 2003. $^{40}Ar/^{39}Ar$ 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., 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 -

Rayleigh, J., 1896. Theorical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. Philos. Mag. 42, 77-107.
Ramos, V.A., Alemán, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. *In:* Tectonic evolution of South America (Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D..A., editors). International Geological Congress, 31, 635–685. Río de Janeiro.
Ramos, V.A., Kay, S.M., 1992. The Southern Patagonian plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision, Argentina. *In*: Oliver, R.A., Vatin-Perignon, N., and Laubacher, G., eds, Andean Geodynamics Symposium, Grenoble, Tectonophysics 205, 261-282.
Renne, P.R., Sharp, W.D., Deino, A.L., Orsi, G., Civetta, L., 1997. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating into the historical realm: Calibration against Pliny the Younger. Science 277, 1279–1280.
Ridolfi, F., Puerini, M., Renzulli, A., Menna, M., Toulkeridis, T., 2008. The magmatic feeding system of El Reventador volcano (Sub-Andean zone, Ecuador) contrained by texture, mineralogy and

thermobarometry of the 2002 erupted products. Journal of Volcanology and Geothermal Research 176, 94–106.
Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in cal-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. Contributions to Mineralogy and Petrology, DOI 10.1007/s00410-009-0465-7
Ringwood, A. E., 1974. The petrological evolution of island arc systems. Journal of the Geological Society of London 130; 183-204.
Rivera, M. 2000. Genèse et évolution de magma émit au cours de la histoire éruptive récent du volcan Ubinas (sud du Pérou). Mémoire DEA, Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand, France, 56 pp.
Rivera P., Mariño, J., 2004. Volcan Yucamane (Sur del Perú): geología, petrología y evaluación preliminar de las amenazas volcánicas. Boletin de la Sociedad Geológica del Perú 98, 7-27.
Rivera, M., Thouret, J.C., Gourgaud, A., 1998. Ubinas, el volcán más activo del sur del Perú desde 1550: Geología y evaluación de las amenazas volcánicas. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú 88, 53–71.
Rivera P., Mariño, J., Cacya, L., Thouret, J.-C., Cruz, V., Lopez, M., 2007. Volcan Ubinas: actividad eruptiva 2005-2007 y caracteristicas de productos emitidos. Boletin de la Sociedad Geológica del Perú 102, 5-23.
Robert, J.L., 1976. Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solution. Chemical Geology 17, 213–227.
Ruprecht, P., Worner, G., 2007. Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti strato-volcano and Andahua monogenetic cones. Journal of Volcanology and Geothermal Research 165, 142–162.
Rutherford, M. J., Devine, J.D., 1996. Pre-eruption pressure-temperature conditions and volatiles in the 1991 dacitic magma of Mount Pinatubo. *In:* C.G. Newhall and R.S. Punongbayan, Eds., Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines, p. 751-766. PHIVOLCS and University of Washington Press, Seattle.
Rutherford, M. J., Hill, P. M., 1993. Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens Eruptions. Journal of Geophysical Research 90 (B11), 19667–19685.
Ryan, J.G., Morris, J., Tera, F., Leeman, W.P., Tsvetkov, A., 1995. Cross-arc geochemical variations in the Kurile arc as a function of slab depth. Science 270, 625-627.
Ryerson, F.J., Watson, E.B., 1987. Rutile saturation in magmas : implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. Earth and Planetary Science Letters 86, 225-239.

- S -

Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Defant M.J., Pubellier, M., 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. Geology 21, 1007–1010.
Sajona, F.G., Maury, R.C., Prouteau, G., Cotten, J., Schiano, P., Bellon, H., Fontaine L., 2000. Slab melt as metasomatic agent in island arc magma mantle sources, Negros and Batan (Philippines). The Island Arc 9, 472–486.
Samaniego, P., Martin, H., Robin, C., Monzier, M., 2002. Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: insights into slab melts and mantle wedge interactions. Geology 30, 967–970.
Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J.-P., Cotten, J., 2005. Temporal evolution of magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes : The geology and petrology of Cayambe volcanic complex (Ecuador). Journal of Petrology 46, 2225–2252.
Sandeman, H.S., Clark, A.H., Farrar, E., Arroyo-Pauca, G., 1997. Lithostratigraphy, petrology and 40Ar-39Ar geochronology of the Crucero Supergroup, Puno Department, SE Peru. Journal of South American Earth Sciences 10, 223–245.
Scaillet, S., 1996. Excess ^{40}Ar transport scale and mechanism in high-pressure phengites: a case study from an eclogitized metabasite of the Dora-Maira nappe, western Alps. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 1075-1090.
Scaillet, S., 2000. Numerical error analysis in ^{40}Ar/^{39}Ar dating. Chemical Geology 162, 269–298.
Scaillet, S., Vita-Scaillet G., Guillou H., 2008. Oldest human footprints dated by Ar/Ar. Earth and Panetary Science Letters 275, 320–325.

Schiano, P., Clochiatti, R., Shimizu, N., Maury, R., Jochum, K.P., Hofmann, A.W., 1995. Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationships with erupted arc lavas. Nature 377, 595–600.
Schildgen, T., Hodges, K., Whipple, K., Reiners, P., Pringle, M., 2007. Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru. Geology 35, 6, 523–526.
Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a fonction of pressure; an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 110, 304–310.
Schmidt, M.W., Poli, S., 1998. Experimentallly based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. Earth and Planetary Science Letters 163, 361–379.
Schmitz, M.A., Heinsohn, W.D., Schilling, F.R., 1997. Seismic, gravity and petrological evidence for partial melt beneath the thicneked central Andean crust (21-23 ºS). Tectonophysics 270, 313–316.
Schneider, M.E., Eggler, D.H., 1986. Fluids in equilibrium with peridotite minerals: implications for mantle metasomatism. Geochimica et Cosmochimica Acta 50, 711-724.
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, 259–277.
Sekine, T., Wyllie, P.J., 1982a. Phase relationships in the system $KAlSiO_4$-Mg_2SiO_4-SiO_2-H_2O as a model for hybridization between hydrous siliceous melts and peridotite. Contributions to Mineralogy and Petrology 79, 368–374.
Sekine, T., Wyllie, P.J., 1982b. The system granite-peridotite-H2O at 30 kbar, with applications to hybridization in subduction zone magmatism. Contributions to Mineralogy and Petrology 81, 190-202.
Sekine, T., Wyllie, P.J., 1983. Experimental simulation of mantle hybridization in subduction zones. Journal of Geology 91, 511–528.
Seltzer, G. O., 1990. Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes: Quaternary Science Revue 9, 137–152.
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.
Semperé, T., Jacay, J., 2008. Anatomy of the Central Andes: distinguishing between western, magmatic Andes and eastern, tectonic Andes. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts: 504 – 507.
Sen, C., Dunn, T., 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1,5 and 2,0 Gpa: implications for the origin of adakites. Contributions to Mineralogy and Petrology 117, 394–409.
Shipboard Scientific Party, 2002. Leg 202 Preliminary Report. ODP Prelim Report, 102 [Online] http://www-odp.tamu.edu/publica tions/prelim/202_prel/202PREL.PDF.
Sigmarsson, O., Martin, H., Knowles, J., 1998. Melting of a subducting oceanic crust from U-Th disequilibria in Austral Andean lavas. Nature 394, 566-569.
Simkin, T., Siebert, L., 1994. Volcanoes of the World – A regional directory, gazeteer and chronology of volcanism during the last 10,000 years. ed. Smithsonian Institution, Global Volcanism program, Washington DC. 348 p.
Sisson, T.W., 1991. Pyroxene-high silica rhyolite trace elements partition coefficients measured by ion microprobe. Geochimica et Cosmochimica Acta 55, 1575-1585.
Sisson, T.W., Grove, T.L., 1993. Experimental investigations of the role of H_2O in calc–alkaline differentiation and subduction zone magmatism. Contributions to Mineralogy and Petrology 113, 143–166.
Sisson, T.W., 1994. Hornblende-melt trace element partitioning measured by ion microprobe. Chemical Geology 117, 331-334.
Smith, J.V., Brown, W.L., 1988. Feldspar minerals 1. Crystal structures, Physical, Chemical and Microtextural properties. 2 ed. Springer–Verlag, Berlin. 828 p.
Smith, D.R., Leeman, W.P., 1993. The origin of Mount St. Helens andesites. Journal of Volcanology and Geothermal Research 55, 3-4, 271-303.
Snyder, D., Tait, S., 1995. Replenishment of magma chambers: comparison of fluid-mechanic experiments with field relations. Contributions to Mineralogy and Petrology 122, 230–240.
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 montain building in the Central Andean region. Journal of South American Earth Sciences 11, 3, 211–215.

Sorensen, E.V., Holm, P.M., 2008. Petrological inferences on the evolution of magmas erupted in the Andahua Valley, Peru (Central Volcanic Zone). Journal of Volcanology and Geothermal Research 177, 378–396.

Spencer, K.J., Lindsley, D.H., 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. American Mineralogist 66, 1189-1201.

Stern, Ch.R., Kilian, Rolf, 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. Contributions to Mineralogy and Petrology 123, 263–281.

Stern, Ch.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Revista Geológica de Chile 31, 161-206.

Stewart, D.C., 1975. Crystal clots in calc-alkaline andesites as breakdown products of high-Al Amphiboles. Contributions to Mineralogy and Petrology 53, 195–204

Stormer, J.-C., Nocholls, J., 1978. Xlfrac: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. Computers and Geosciences 4, 143-159.

Sun, S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanics basalts: Implications for mantle composition and processes. Magmatism in the Ocean Basin, Geological Society of America, Special Paper 42, 313–345.

Suni, J., 1999. Estudio geológico y vulcanológico del volcán Misti y sus alrededores. Tesis Ingeniero geologo, Universidad Nacional San Agustin, Arequipa – Perú,179 pp.

- T -

Tassara, A., 2005. Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano–Puna plateau: review of a flexural analysis along the Andean margin (15°–34°S). Tectonophysics 399, 39–57.

Tatsumi, Y., 1986. Formation of volcanic front in subduction zones. Geophysical Research Letters 13(8), 717–720.

Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas : evidence from high-pressure experiments and natural rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research 29, 293–309.

Tatsumi, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. Journal of Geophysical Research 94, 4697–4707.

Tatsumi, Y., Murasaki, M., Arsadi, E.M., Nohda, S., 1991. Geochemistry of Quaternary lavas from NE Sulawesi: transfer of subduction components into the mantle wedge. Contributions to Mineralogy and Petrology 107, 137–149.

Taylor, H.P. Jr1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Economic Geology 68, 747–764.

Taylor, H.P., 1980. The effects of assimilation of country rocks by magmas on 18O/16O and 87Sr/86Sr systematics in igneous rocks. Earth and Planetary Science Letters 47, 243–254.

Taylor, B.E., Eichelberger J.C., Westrich, H.R., 1983. Hydrogen isotopic evidence of rhyolitic magma degassing during shallow intrusion and eruption. Nature 306, 541–545.

Taylor, H.P. 1986. Igneous rocks: II. Isotopic case studies of circumpacific magmatism. *In* Stables Isotopes in high temperature geological processes. Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neil, J.R., editors. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy 16, 273–285.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The continental crust; its composition and evolution. Oxford, England, Blackwell Scientific Publications, 312 p.

Teixeira, L.R., 1996. O Complexo Caraiba e a Suite São José do Jacuípe no Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (Bahia, Brasil): petrologia, geoquimica e potencial metalogenético. Ph.D. Thesis. Universidad Federal da Bahia, Instituto de Geociencias, 208 p.

Tera, F., Brown, L., Morris, J., Sacks, I.S., Klein, J., Middleton, R., 1986. Sediment incorporation in island-arc magmas: inferences from ^{10}Be. Geochimica et Cosmochimica Acta 50, 535–550.

Thornburg, T.M., Kulm, L.D., 1987. Sedimentation in the Chile Trench; depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. Geological Society of America Bulletin 98, 33–52.

Thompson, J.B., 1947. Role of aluminium in the rock-forming silicates. Geological Society of America Bulletin 58, 1252 pp.

Thorpe, R.S., Francis, P.W., 1979. Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance. Tectonophysics 57, 53-70.

Thorpe, R.S., Francis, P.W., Hammil, M., Baker, M.B., 1982. The Andes, *In:* Thorpe, R.S., ed., Andesites, p. 187–205.

Thorpe, R.S., Francis, P.W., Callaghan, O.L., 1984. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks, *In:* Moorbath, S., Thompson, A.B., Oxburgh, E.R., eds., The relative contributions of mantle, oceanic crust and continental crust to magma genesis, Volume 310: Series A: Mathematical and Physical Sciences, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, p. 675–692.

Thouret, J.-C., Guillande, R., Huaman, D., Gourgaud, A., Salas, G., Chorowicz, J., 1994. L'activité actuelle du Nevado Sabancaya (Sud Pérou) : reconnaissance géologique et satellitaite, évaluation et cartographie des menaces volcaniques volumineuse de l'histoire dans les Andes Centrales. Bulletin de la Sociète Geologique de France 165, (1), 49–63.

Thouret, J.-C., Dávila, J., Rivera, M., Gourgaud, A., Eissen, J.-P., Le Pennec, J.-L., Juvigné, E., 1997. L'éruptión explosive de 1600 au Huaynaputina (Pérou), la plus volumineuse de l'histoire dans les Andes Centrales. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 325, 931–938.

Thouret, J.-C., Davila, J., Eissen, J-P. 1999. Largest explosive eruption in historical times in the Andes at Huaynaputina volcano, A.D. 1600, southern Peru. Geology 27, 435–438.

Thouret, J.-C., Finizola, A., Fornari, M., Suni, J., Legeley-Padovani, A., Frechen, M., 2001. Geology of El Misti volcano nearby the city of Arequipa, Peru. Geological Society of America Bulletin 113 (12): 1593–1610.

Thouret, J-C., Juvigné, E., Gourgaud, A., Boivin P., Davila C., 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., Rivera, M., Worner, G., Gerbe, M., Finizola, A., Fornari, M., Gonzales, K., 2005. Ubinas: the evolution of the historically most active volcano in southern Peru. Bulletin of Volcanology 67, 557–589.

Thouret, J.C., Wörner G., Gunnell Y., Singer B., Zhang X., Souriot T., 2007. Geochronologic and stratigraphic constraints on Neogene incision and Miocene uplift of the Central Andes. Earth and Planetary Science Letters 263, 151–166.

Tilton, G.R., Barreiro, B.A., 1980. Origen of lead in Andean calc-alkaline lavas, southern Peru. Science 20, 1245–1247.

Tindle, A.G., Webb, P.C., 1994. Probe-AMPH- A spreadsheet program to classify microprobe derived amphibole analyse. Computers and Geosciences 20, 1201-1228.

Tort, A., Finizola A., 2005. The buried caldera of Misti volcano, Peru, revealed by combinig a self-potential survey with elliptic Fourier function analysis of topography. Journal of Volcanology and Geothermal Research 141, 283–297.

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.

Tosdal, R.M., 1996. The Amazon-Laurentian connection as viewed from the Middle Proterozoic rocks in the central Andes, western Bolivia and northern Chile. Tectonic 15, 827–842.

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.

Turner, S.P., Foden, J., 2001. U, Th and Ra disequilibria, Sr, Nd, Pb isotope and trace elements variations in Sunda arc lavas: predominance of a subducted sediment component. Contribution to Mineralogy Petrology 142, 43–57.

- U -

Ulmer, P., 1989. The dependence of the $Fe2^{+}$- Mg partitioning between olivine and basalties liquid on pressure, temperature and composition. Contribution to Mineralogy Petrology 101, 261–273.

Ulmer, P., 1993. Program Norm, version 4.0 IMP-ETHZ

- V -

Valdivia, A. J., 1995. Breve reseña histórica del distrito de Ubinas. Boletín del Consejo de Ubinas ; Ubinas-Perú, 40 pp.

Vargas, L., 1970. Geología del cuadrángulo de Arequipa. Servicio de Geología y Minería, Boletín 24, 64 pp.

Vatin-Pérignon, N., Olivier, R.A. Goemans, P., Keller, F., Briqueu, L., Salas, G., 1992. Geodynamic interpretations of plate subduction in the northernmost part of the Central Volcanic Zone from the geochemical evolution and quantification of the crustal contamination of the Navado Solimana volcano, southern Peru**.** Tectonophysics 205, 329-355.

Vatin-Pérignon, N., Poupeau, G., Olivier, 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 Science 9; 1–2, 91–109.

Vennemann, T.W., Smith, H.F., 1990. The rate and temperature of reaction of ClF3 with silicate minerals, and their relevance to oxygen isotope analysis. Chemical Geology 86, 83-88.

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.

Victor, P., Oncken, O., Glodny, J., 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). Tectonics 23, 1–24.

Vietor, T., Oncken, O., 2005. Controls on the shape and kinematics of the Central Andean plateau flanck: insights from numerical modelling. Earth and Planetary Sciences Letters 236, 814-827.

Von Huene, R., Weinrebe, W., Heeren F., 1999. Subduction erosion along the Noth Chile margin. Geodynamics 27, 345 – 358.

- W -

Wallace, P.J., 2005. Volatiles in subduction zone magmas : concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. Journal of Volcanology and Geothermal Research 140, 217–240.

Wasteneys, H.A., Clark, A.H.F., Langridege, R.J., 1995. Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru. Earth and Planetary Science Letters 132, 63–73.

Wegner, W., Ruprecht, P., 2003. Volcanic geology and valley history of Rio Chili canyon, Arequipa (southern Peru). Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, 84 p. 291.

Wells, P.R.A., 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. Contribution to Mineralogy and Petrology 62, 129–140.

White, W.M., Dupré, B., 1986. Sediments subduction and magma genesis in the Lesser Antilles: isotopic and trace elements contratints. Journal of Geophysical Research 91(B), 5927–5941.

Whitman, D., Isacks, B.L., Chatelain, J.L., Chiu, J.M., Perez, A. 1992. Attenuation of high-frequency seismic waves beneath the central Andean plateau. Journal of Geophysical Research 97, 19929–19947.

Whitman, D., Isacks, L.B., Kay, S.M., 1996. Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau; seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. *In*: Dewey JF and Lamb SH (ed) Geodynamic of the Andes. Tectonophysics 259, 29–40.

Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach. Chapter 7: Active continental margins. Ed. Unwin Hyman, London. 191–225.

Wilson, J., García, W., 1962. Geología de los cuadrángulos de Pachia y Palca. Comisión de la Carta Geológica Nacional (INGEMMET), 4, serie A. Lima.

Wood, B.J., Banno, S., 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationship in simple and complex systems. Contribution to Mineralogy and Petrology 42, 109–124.

Wörner, G., Harmon, R.S., Davidson, J.D., Moorbath, S., Turner, T.L., McMillan, N., Nye, C., López-Escobar, L., Moreno, H., 1988. The Nevados de Payachata Volcanic Region 18°S/69°W, N. Chile. I. Geological, geochemical and isotopic observations. Bulletin of Volcanology 30, 287-303.

Wörner, G., Moorbath, S., Harmon, R.S., 1992. Andean Cenozoic volcanics reflect basement isotopic domains. Geology 20, 1103–1106.

Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., Wilke, H., 2000. Geochronology ($^{40}Ar/^{39}Ar$, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from Northern Chile (18-22ºS): 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°S (N. Chile) during the last 25 Ma: uplift, erosion and collapse through time. Tectonophysics 345, 183–198.

Wyllie, P.J., Sekine, T., 1982. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. Contributions to Mineralogy and Petrology 79(4), 375–380.

- Y -

Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Kolosov, A.V., Kay, S.M., 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region : Implications for slab melting and processes in the mantle wedge. Geological Society of America Bulletin 107, 505-519.

Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Wöerner, G., Volynets, O.N., 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. Nature 409, 500-504.

Yuan, X., Sobolev, S.V., Kind, R., 2002. Moho topography in the central Andes and its geosynamic implications. Earth and Planetary Science Letters 199, 389–402.

- 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. Publications sur le volcan Ubinas

Characteristics and management of the 2006-2008 volcanic crisis at the Ubinas volcano (Peru)

Marco Rivera[1,2], Jean-Claude Thouret[2], Jersy Mariño[1], Rossemary Berolatti[3] and José Fuentes[4]

[1] INGEMMET, Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico. Av. Dolores (Urb. Las Begonias B-3), J.L.B y Rivero, Arequipa, Perú (Phone and fax: +51 054432272; E-mail: mrivera@ingemmet.gob.pe)

[2] PRES Clermont Université, Université Blaise Pascal, CNRS UMR 6524, Laboratoire Magmas et Volcans, et IRD–R163, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France (Phone: +33 473346773 ; Fax: +33 473346744 ; E-mail : thouret@opgc.univ-bpclermont.fr)

[3] Dirección Regional de Vivienda, Presidencia Comisión de Operaciones CRDC, Gobierno Regional de Moquegua, carretera Moquegua-Toquepala km 0.3, Moquegua, Perú

[4] Instituto Nacional de Defensa Civil, Av. Andrés Avelino Cáceres s/n Samegua - Moquegua, Perú

Revised and submitted to JVGR, 29 June 2010

Abstract

Ubinas volcano is located 75 km East of Arequipa and ca. 5,000 people are living within 12 km from the summit. This composite cone is considered the most active volcano in southern Peru owing to its 24 low to moderate magnitude (VEI 1-3) eruptions in the past 500 years. The onset of the most recent eruptive episode occurred on 27 March 2006, following 8 months of heightened fumarolic activity. Vulcanian explosions occurred between 14 April 2006 and September 2007, at a time ejecting blocks up to 40 cm in diameter to distances of 2 km. Ash columns commonly rose to 3.5 km above the caldera rim and dispersed fine ash and aerosols to distances of 80 km between April 2006 and April 2007. Until April 2007, the total volume of ash was estimated at 0.004 km^3, suggesting that the volume of fresh magma was small. Ash fallout has affected residents, livestock, water supplies, and crop cultivation within an area of ca. 100 km^2 around the volcano. Continuous degassing and intermittent mild vulcanian explosions lasted until the end of 2008.

Shortly after the initial explosions on mid April 2006 that spread ash fallout within 7 km of the volcano, an integrated Scientific Committee including three Peruvian institutes affiliated to the Regional Committee of Civil Defense for Moquegua, aided by members of the international cooperation, worked together to: i) elaborate and publish volcanic hazard maps; ii) inform and educate the population; and iii) advise regional authorities in regard to the management of the volcanic crisis and the preparation of contingency plans. Although the 2006-2008 volcanic crisis has been moderate, its management has been a difficult task even though less than 5,000 people now live around the Ubinas volcano. However, the successful management has provided experience and skills to the scientific community. This volcanic crisis was not the first one that Peru has experienced but the 2006-2008 experience is the first long-lasting crisis that the Peruvian civil authorities have had to cope with, including attempts to utilize a new alert-level scheme and communications system, and the successful evacuation of 1150 people. Lessons learned can be applied to future volcanic crises in southern Peru, particularly in the case of reawakening of El Misti volcano nearby Arequipa.

Keywords*: Ubinas, volcanic crisis, tephra, impact, hazard, risk, emergency, management.*

1. Introduction

Ubinas volcano (16º 22' S, 70º 54' W; 5672 masl.) is located in the Western Cordillera of the Andes 75 km East of Arequipa (Fig. 1). Approximately 5,000 people live within 12 km of the summit, most of them in the valley of Río Ubinas at the foot of the southern flank of the volcano (Fig. 2). The composite cone looms 1400 m above surrounding ground, covers an area of 65 km^2 and has an approximate volume of 56 km^3, the largest proportion of rocks being lavas. The stratovolcano with a slight SE-NW elongation (Fig. 3) sits on the edge of a high plateau made up of Late Miocene-Early Pleistocene ignimbrites and lavas (Marocco and del Pino, 1966). This asymmetric edifice overlooks the valleys of Río Ubinas and Río Para towards the South and East, respectively. An elliptical summit caldera (5380 m a.s.l.) has a maximum axis of 1.4 km in the N-S direction. The hydrothermally altered lavas of the caldera floor underlie a 22 m thick sequence of ash and lapilli deposits. The SE sector of the caldera contains a crater, 300 m wide and 300 m deep, in an ash cone surrounded by a 50m-high ring.

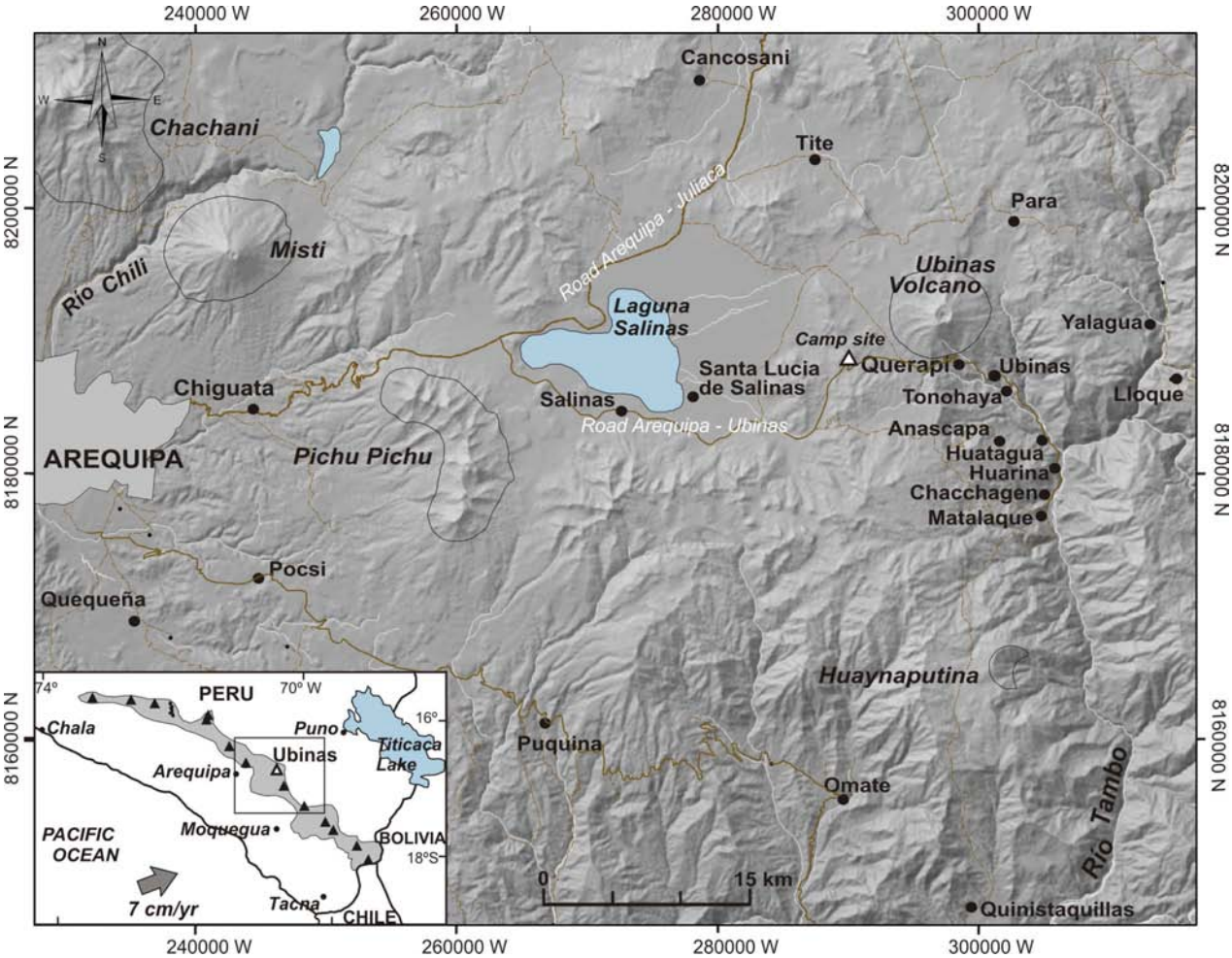


Fig. 1 Ubinas volcano in the Arequipa-Moquegua region, southern Peru. The area around Ubinas is not densely populated but this active volcano lies only ~75 km East of the second largest city of Peru, hosting about 900,000 people. Inset: Setting of the Peruvian front volcanic arc.

Fig. 2 Column of ash up to 2 km high above the caldera rim of Ubinas (5670 masl), as seen from the town of Ubinas (ca. 2,000 people) located 6 km SE of the volcano summit. The steep-sided south flank of the edifice is fractured and hydrothermally altered (Picture looking NW taken on 22 April 2006 by J. Mariño).

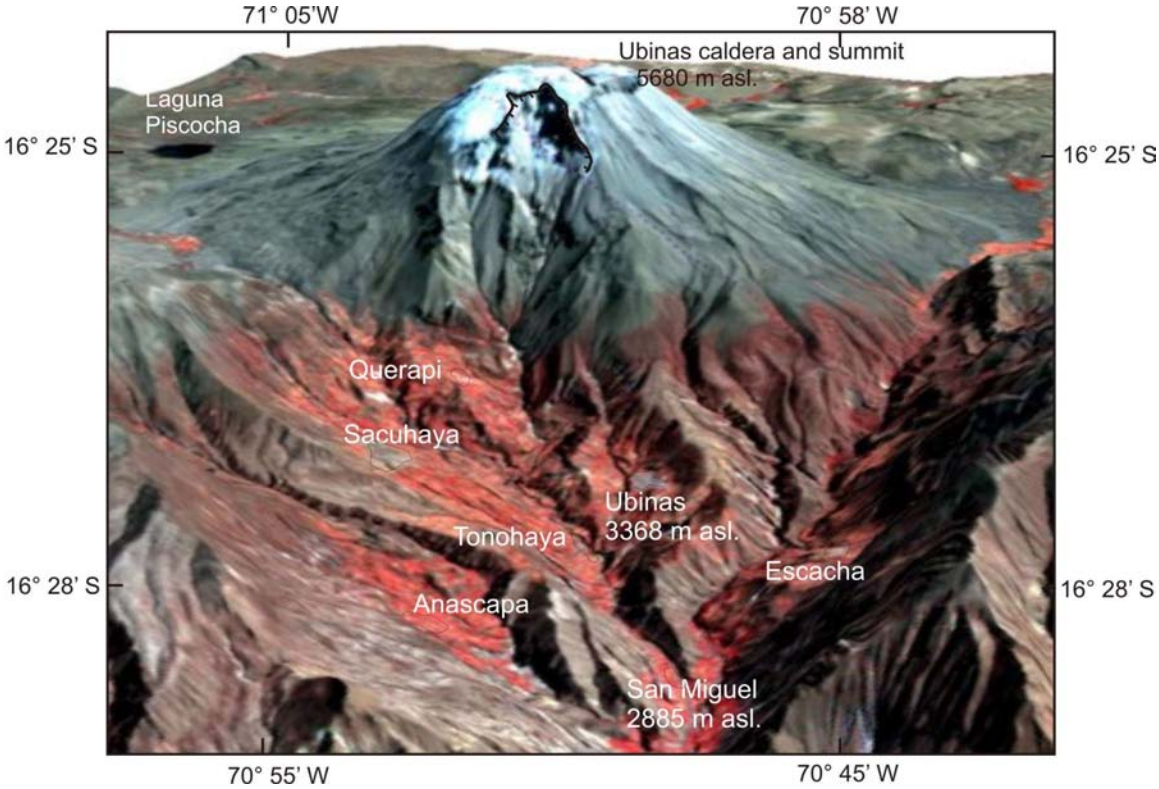


Fig. 3 ASTER image showing the geomorphological setting of the volcano astride the edge of the high plateau (Altiplano) and the Ubinas valley. Note the volcano's steep flanks and a height difference of 2.8 km from the summit over a distance of 12 km to the confluence of the drainage network (Río Volcanmayo and Ubinas) with the Rio Tambo valley. Seven towns with a combined population of approximately 5,000 people are located within 12 km from the summit. The scar of the recent flank failure high on the south flank is highlighted below the summit.

Ubinas is considered the most active volcano in southern Peru with an average recurrence of 6 to 7 eruptions per century (Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2005). Twenty-three reported historical 'volcanic events', most of them fumarolic or strong degassing episodes, occurred at Ubinas between 1550 and 1996 (Bullard, 1962; Hantke and Parodi, 1966; GVN, 1969; GVN, 1996; Simkin and Siebert, 1994; Valdivia, 1995; Rivera et al., 1998). Historical archives and geologic data for the past 500 years indicate that Ubinas has experienced long-lasting periods of intense degassing interspersed with vulcanian and phreatomagmatic episodes, which resulted each in small-volume deposits <0.01 km^3 (Rivera et al. 1998; Thouret et al. 2005; Hantke and Parodi, 1966). However, the AD 1667 largest historical explosive eruption (VEI 3, Simkin and Siebert, 1994) produced about 0.1 km^3 of scoria falls and flows. On some occasions, volcanic activity caused significant damage in eight villages near the volcano (Fig. 1): between 1936 and 1969 ten people and numerous cattle died due to intoxication from consumption of water, vegetables, and/or fruits contaminated by ash (El Pueblo newspaper, 1936, 1937, 1951, 1969; Valdivia, 1995). Ash fallout from the afore-mentioned eruptions frequently damaged crops and mixed with rain water to generate destructive lahars that travelled >15 km down the valley of Río Ubinas towards the canyon of Río Tambo (e.g., 1923, 1951, and 1969: El Pueblo newspaper,

1951, 1969; Valdivia, 1995). Before 2006, the last episode of degassing and seismic activity occurred between December 1995 and the end of 1996 (GVN, 1996). During this episode, fumaroles (predominantly water vapor and SO_2) located in the summit crater generally rose to between 100 and 600 m above the summit. The persistence of degassing (440°C in July 1998) indicated an active hydrothermal system beneath the volcano (Thouret et al., 2005).

At the onset of the current crisis, a slight increase in fumarolic activity was detected in the middle of August 2005. On 27 March 2006, fine ash was emitted (GVN, 2006). Although Ubinas exhibited at least seven small eruptive or degassing episodes during the 20th century, adequate monitoring efforts were not begun by *Instituto Geológico Minero y Metalurgico* (INGEMMET) and *Instituto Geofísico del Perú* (IGP) until during the 2006-2008 activity. IGP had deployed, however, a small temporary seismic network at Ubinas briefly in 1996 and around Nevado Sabancaya during its 1990-1995 activity. People living in the Ubinas valley had little, if any, knowledge of volcanic processes and hazards. Furthermore, local, regional, and national authorities did not have any emergency plan readily available nor experience in handling volcanic crisis, despite another recent but moderate volcanic activity at Nevado Sabancaya between 1990 and 1998 (Gerbe and Thouret, 2004).

At the onset of eruptive activity, representatives from *INDECI, National Institute for Civil Defense* held an emergency meeting on 30 March 2006 that brought together representatives from several institutions pertaining to the Peruvian ministries of health, education, agriculture, transportation, energy, and mining. At this meeting, a Scientific Committee of Science and Technology was formed within the Regional Committee of Civil Defense for Moquegua (CRDCM). The Scientific Committee included experts from three Peruvian scientific institutions: INGEMMET, IGP, and IG-UNSA (Geophysical Institute of the San Agustin University in Arequipa). This scientific committee immediately began to install equipment to monitor the volcano with support from the French *Institut de Recherche pour le Développement* (IRD), *Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal* (LMV-UBP) and *Université de Savoie*, and the Canadian Multinational Andean Project (MAP-GAC). The objective of the volcano monitoring was to detect signs of escalating activity that might augur a larger, much destructive eruption that would affect the population centers within the Ubinas valley. Additionally, the committee worked to: i) elaborate and publish volcanic hazard maps; ii) inform and educate the population; and iii) advise regional authorities and CRDCM regarding the management of the volcanic crisis and the preparation of contingency plans.

This paper describes the 2006-2008 volcanic activity, the procedures of prevention and risk management, the scientific and social responses, lessons learned, and difficulties in managing this small crisis.

2. The eruptive episode: August 2005 – March 2008

2.1. Chronology of events

Three eruptive phases (Table 1) were recognized by the INGEMMET team since March 2006. Measurements and observations were carried out from a campsite located at 4497 masl, 4 km SW of the volcano (Fig. 1). First phase*:* after a small gas cloud rose above Ubinas summit at 5670 masl. in August 1995, degassing increased on 27 March 2006 and the volcano produced fine gray ash to heights <1000 m above the summit. During 14-18 April 2006, two large explosions ejected blocks of weathered lava as large as 70 cm in diameter 400 m away from the crater. Second phase: on 19 April 2006, a plug of incandescent lava was discernable for the first time inside the crater. Between 14 and 27 April (and more sporadically later), increased explosive activity hurled ballistic, juvenile andesitic lava blocks up to 40-50 cm within 1 km of the crater. Impact craters up to 2 m in diameter strew the floor of the caldera: an exit velocity of ~170 m/s was calculated using "Eject! 1.1" software (Mastin, 2001). These explosions typically lasted <8 seconds. Significant ash-laden eruption columns rose up to 3000 m in height above the caldera rim (Fig. 4). Table 1 includes >30 noteworthy eruptive columns averaging 800 to 4000 m in height between May 2006 and May 2007. Third phase: since 24 May 2007 to December 2008, gas and ash columns commonly rose to between 400 to 600 m, rarely to 1400 m. Although the volume of ash fallout was small (c. 0.0041 km^3), the fine ash and aerosols carried aloft by the winds drifted to distances >60 km around the volcano, mainly to the southeast, north and northeast during the period April 2006 to April 2008 (Fig. 5).

Date	Height of the volcanic plume above the volcano summit (m)	Direction and distance of fumaroles (degassing) and fine ash fallout	**Comments** (chronology: all local time)
Phase I			
From August 2005 to March 2006	200 - 400	Not recorded	Ubinas shows a slight increase in fumarolic activity.
27 March to 13 April 2006	200 - 700	Between 5 and 9 km to the NE, W and SW of the volcano.	Ash fell on the village of Querapi, located 4 km SE of the crater. Degassing was mild and almost constant.
14 April 2006	800	>5 km South of volcano.	A moderate explosion produced fine ash fallout on the villages of Querapi and Ubinas.
15 April 2006	800 - 1500	6 - 9 km to the NE, S and W.	Plumes of ash and degassing were generated during three days.
Phase II			
19 April 2006			A body of lava ~60 m in diameter and 2 m high was observed on the crater floor for the first time.
20 April 2006	600-3000	>10 km to the NW, W, and SW.	10:50 am: a plume of ash and gas rose to ~3,000 m above top of volcano (Fig. 5). Then ash fell on the villages of Moche and Logen, located 7 and 10 km west of Ubinas, respectively. Plume reached 60 km from volcano; traces of fine ash reached the Arequipa airport.
21 April to 26 2006	2000	>6 km to the W, SW and NW.	Weak white fumaroles. On 26 April (8:00 am), the eruptive column reached 2,000 m in height.
27 April 2006	~800	>8 km to the W, SW and NW	18:30 pm: a loud explosion, which hurled away incandescent ballistic projectiles 800 m away from the crater, was heard in the town of Ubinas.
28 April to 4 May 2006	1000	>14 km to the E, NE and SE.	Blue and white fumaroles, mild degassing.
5 May 2006	900		An explosion expelled ballistic blocks up to 60 cm in diameter at 1.8 km west of the crater.
7 May 2006	3000		After a moderate explosion, a plume of ash and gas rose to ~3,000 m above the summit of the volcano.
10 May 2006	1200	>18 km to the E and NE.	11:40 am: cauliflower-shaped columns of ash and gas started to form and lasted for 50 minutes. Ash fell on villages Escacha and Yalagua (6 and 18 km to the east of the summit, respectively), and affected people and livestock.
11 to 21 May 2006	400 - 2000	>20 km to the E, SE and NE.	The activity was mild to moderate during this week, except for 14 May when an explosion occurred (4:48 pm), followed by the formation of a cauliflower-shaped volcanic plume ~2000 m high.
22 May 2006	3000	~14 km to the S and SE.	4:30 am: an explosion ejected incandescent blocks that reached 2 km above the crater, followed by degassing and ash emissions.
23 to 28 May 2006	200 - 1200	>15 km to the NE, N, NW, and SE.	The activity was mild to moderate during this week, except for 24 May when a volcanic plume 1200 m high travelled ~15 km to the NE.

29 May 2006	4000	~40 km mainly to the NW.	A plume of gas and ash in the form of cauliflower was generated. Fine ash fell on Sacohaya, Tonohaya, Escacha, San Miguel and Ubinas.
1 June 2006	2000	~8 km to the N, NE, S and SE.	A weak explosion, then fumaroles and an ash plume were generated.
2 June 2006	4000	~14 km to the E and SE.	18:08 pm: a moderate explosion triggered an ash column 4000 m in height. That day the committee recommended SIDERECI - Moquegua to change the alert level from yellow to orange, which implied, according to the "Evacuation Plan", the evacuation of all people from the towns of Ubinas, Tonohaya, San Miguel, Huatagua and Escacha to the area of Chacchagen (Fig. 14). The evacuation was conducted between 9 and 11 June 2006
3 to 13 June 2006	400 - 1800	~40 km to the E and SE.	On 3 June, degassing and ash column rose to 1800 m. Mild ash emissions occurred during the following days. On 13 June, steady cauliflower-shaped ash plumes formed and fine ash subsequently fell on the villages of Para, Yalagua and Lloque 20 km to the E and NE (Fig.1).
18 June 2006	3000 - 3600	>20 km mainly to the W.	1:10 and 5.55 am: two explosions occurred. The second explosion triggered incandescent blocks that fell ~1000 m SE of the crater. Immediately, gray ash plumes rose up to 3600 m for about two hours, and then fine ash fell on the town of Moche and Laguna Salinas 24 km to the W of Ubinas summit.
19 to 22 June 2006	1000	~14 km to the E and SE.	Emission of ash that was later dispersed by the wind.
23 June 2006	3800	~20 km mainly to the SE	2:21 am: a strong explosion expelled incandescent rocks as far as ~1.2 km to the NE of the crater. For about three hours onward, degassing and ash plumes were generated and later ash fell in the valley of Ubinas.
24 June 2006	3000	~20 km to the E and SE.	7:54 am: an explosion triggered incandescent blocks to the NW of Ubinas, then a plume of volcanic ash and gas was generated.
30 June 2006	700 - 1000	~8 km to the NE and SE.	4:30 am: a moderate explosion triggered emissions of gray ash and gas.
1 to 9 July 2006	200 - 1200	~15 km to the S, SE and SW.	Constant but weak emission of fumaroles and grayish-white ash.
10 July 2006	3000	~15 km to the SE and East.	11:49 am and 12:06 pm: moderate explosions. The last one was followed by ash plumes that reached approximately 3000 m in height.
11 to 16 July 2006	2500	~20 km to the NW, E and SW.	Moderate emissions of ash that later fell on the towns of San Juan de Tarucani, Moche, Laguna Salinas, Saint Lucia and Tite.
17 and 18 July 2006	1000 - 2000	~60 km to the NW and W.	Moderate degassing and ash emissions.
19 July 2006	3000 - 3500	>70 km to the W and SW including the city of Arequipa city.	8:29 am: an explosion hurled incandescent blocks ~1 km above the crater, and an ash plume was immediately produced. That day fine ash fell in the city of Arequipa.
22 July 2006	3000	>6 km to the SE.	6:40 am: an explosion expelled ballistic blocks 1 km from the crater, followed by emission of ash and gas.

23 to 26 July 2006	200 - 1000	~15 km to the SE.	Constant emission of fumaroles and dark gray ash that fell in the valley of Ubinas and on the towns of Matalaque and Chacchagen.
27 July 2006	1500	~15 km mainly to the SE.	2:24 am: an explosion expelled ballistic blocks followed by degassing and sustained grey ash plumes.
28 July to 11 August 2006	900	~15 km to the SE, S and SO.	Continuous degassing and minor ash emissions, ash fell steadily (several minutes to less than two hours) on the Ubinas valley towns (Tonohaya, Ubinas, Huatagua, San Miguel).
12 August 2006	3000	>80 km to the S and SE.	8:54 am: an explosion expelled ballistic blocks. Immediately, cauliflower-shaped columns of ash and gas started to form.
13 to 23 August 2006	200 - 1500	>10 km to the E and SE.	Weak emissions of ash and degassing. Ash falls were reported in the towns of Para, Querapi, Escacha and in the Ubinas valley. Occasionally, fine ash and dust traveled more than 80 km away to the SE.
24 August 2006	2000	>20 km to the SE and E.	2:31 pm: a violent explosion followed by a dense ash column and degassing.
25 and 26 August 2006	1200 - 2000	~40 y 60 km to the N, NE, East and SE.	On 25 August (10:00 am) and 26 August (9:34 am), moderate explosions released ballistic blocks and subsequently generated plumes of dense degassing and ash.
27 to 31 August 2006	300 - 2000	~15 km to the E and NE.	Moderate degassing and emissions of fine ash that fell in the valleys of Ubinas for about two hours. Constant emissions of ash were reported on 31 August, during which an explosion (5:12 am) expelled ballistic blocks.
1 to 30 September 2006	400 - 2000	~20 km to the S, SE, NE and E.	Minor degassing and ash emissions, with the exception of 17 and 18 September, during which ash plumes reached heights of 2000 m. Fine ash fell in very small quantity in the valley of Ubinas.
1 to 12 October 2006	200 - 1300	~15 km to the S, SE and W.	Degassing and ash emissions with colors varying from grey to dark grey that reached heights of up to 1300 m (2 and 5 October) and were dispersed by the wind.
13 October 2006	1000 - 1800	~25 km to the NE of volcano.	12:59 am: an explosion occurred, then dense degassing and ash emissions continued for over five hours.
14 to 22 October 2006	200 - 1000	~60 km to the SE, S and West.	The activity was mild to moderate. Maximum heights (1000 m) reached by ash were recorded on 20 and 21 October.
23 October 2006	2000	40 km to the NE.	8:42 am: a moderate explosion triggered an ash column.
28 October 2006	2000	~15 km to the SE, NE and E.	1:42 am: an explosion expelled glowing fragments and later generated a plume of ash.
30 October 2006	1200	~8 km mainly to the North.	2:45 am: a moderate explosion followed by ash emission.
1 to 30 November 2006	400 - 1500	~20 km to the W, SW and SE.	Mild degassing with emission of light to dark grey ash.
1 December 2006 to 27 March 2007	2000	~20 km to the W, N, E and SE.	Weak activity consisting of continuous ash emission and degassing except for 17 and 30 December when significant emissions of ash rose to 2000 m from which fine ash was dispersed throughout the Ubinas valley.
28 to 30 March 2007	1500 - 2000	~15 km to the East and SE.	Between 28 and 30 March, strong explosions expelled incandescent blocks, followed by degassing and ash emissions. Ash fell on the valley of Ubinas and affected people and livestock.

1 April 2007	2000	~20 km to the S, SE and SW.	Six consecutive weak explosions, after that ash fell on Sacohaya and Anascapa (6 and 8 km SE of Ubinas) for 40 minutes.
2 to 15 April 2007	400 - 2000	~25 km to the Est, SE, and North.	Mild gray ash emission.
16 April 2007	3000	~40 km to the NW, SW and SE.	3:12 pm: a moderate explosion triggered an ash column 3000 m in height, and then ash fell in the valleys of Ubinas and Para.
17 April 2007	400 - 800	~12 km to the E and SE.	Mild gray ash emission.
18 and 19 April 2007	400 - 2000	~40 km to the W and SW.	Emissions of ash gray that was later dispersed by the wind, with the exception of 18 (5:35 pm) and 19 April (6.30 am), during which ash plumes reached heights between 1500 et 2000 m
20 to 23 April 2007	400 - 1000	~10 km to the W, NW, and North.	Mild gray ash emission and degassing.
24 April 2007	3000	~40 km to the E and SE.	At 9:25 am, two moderate explosions triggered cauliflower-shaped columns of gas 3000 m high. Ash fell in valleys of Ubinas and Para and travel ~40 km to the E and SE of volcano.
25 April to 13 May 2007	200 - 1500	~20 km to the N, NE and SE.	Mild gray ash emission and degassing.
14 to 23 May 2007	400 - 2500	~40 km to the E, NE, SE and SW.	The activity was mild to moderate during this week, except for 14 May (3:02 pm) and 19 May (7:30 pm) when two explosions occurred, followed by the formation of cauliflower-shaped volcanic plumes between 1500 - 2000 m high. Ash fell in the valley of Ubinas.
Phase III			
24 May to 19 November 2007	400 - 1000	~30 km to the East, SE, SW, NE.	Mild gray ash emission and degassing.
20 November 2007 to 4 January 2008	400 - 2200	Between 10 and 30 km to the NW, W, E, NE and SW.	Slight increase in degassing and ash emissions.
5 to 14 January 2008	800 - 3000	~60 km to the E, S and SW.	Slight increase in the number of explosions and ash emissions.
15 January to 8 April 2008	300 - 1200	~20 km to the E, SE, S and SW.	Mild gray ash emissions and degassing.
9 to 27 April 2008	400 - 2800	~60 km to the E, S, SW and NE.	Slight increase in the number of explosions and in ash emission. On 22 and 23 April ash fell in the valley of Ubinas and Para.
28 April to December 2008	400 - 1200	~20 km to the W, SW, S, NE, N and East.	Mild gray ash emissions and constant degassing.

Table 1. Chronology of the eruptive activity at Ubinas volcano, 2005-2008, and its hazardous impacts. The “Comments” column also summarizes actions taken by scientists and civil authorities in the management of the volcanic crisis.

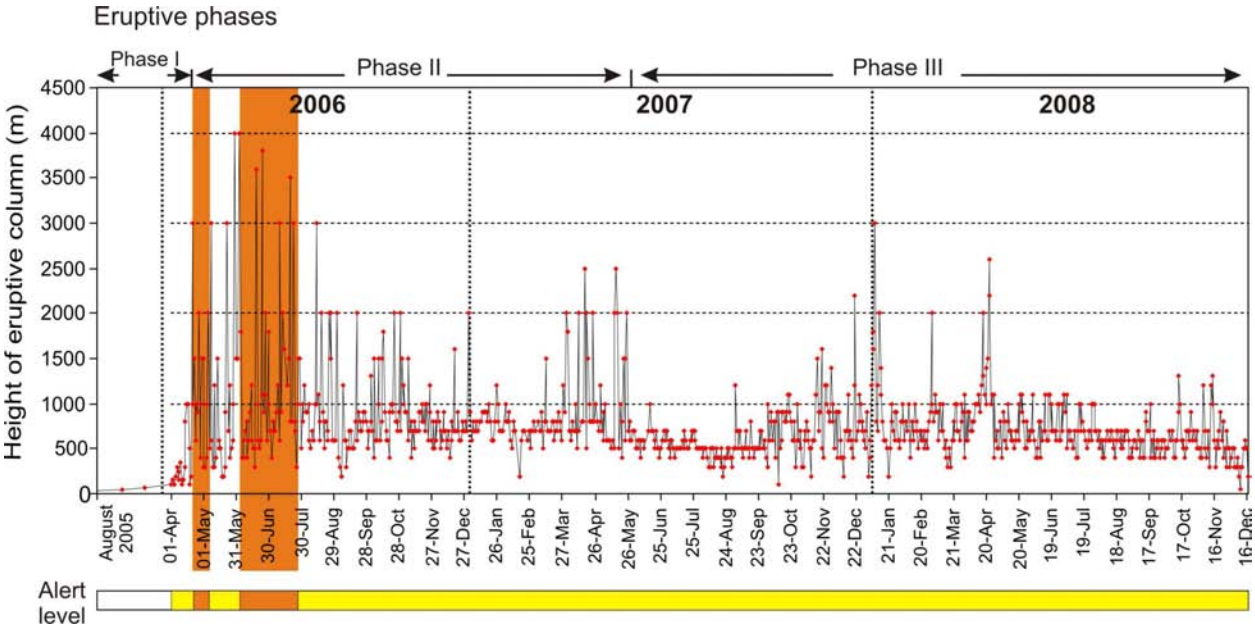


Fig. 4. Diagram showing the maximum height of the eruption columns between April 2006 and December 2008, measured above the summit of the volcano (5670 masl, i.e. 400 m above the vent). Measurements made by INGEMMET team from the observation post 4 km SW of the volcano. Three eruption phases and alert levels are indicated with a bar.

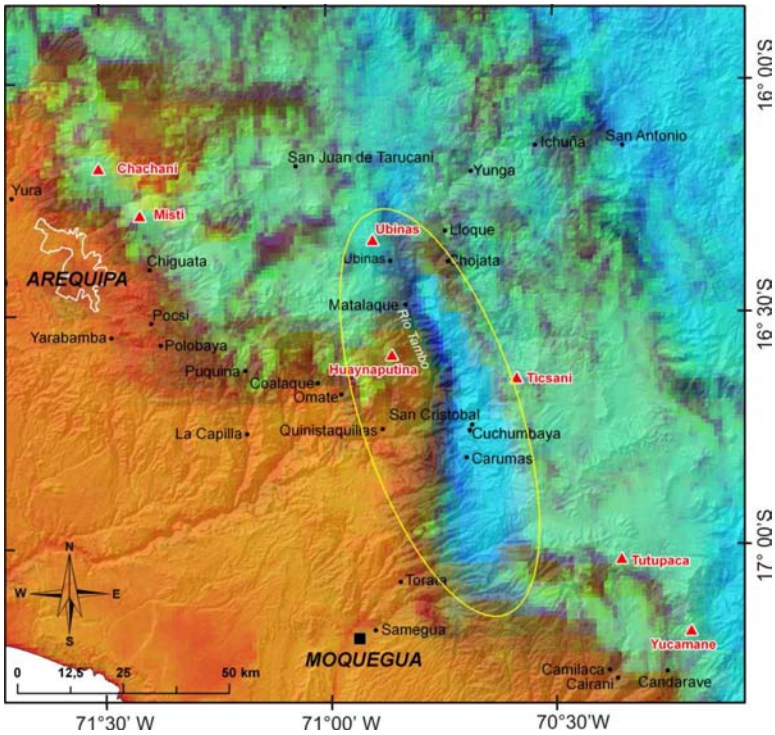


Fig. 5. GOES image acquired on 1 April 2007 showing a plume of fine ash and aerosols spreading 95 km to the SE of Ubinas volcano. The yellow-line oval indicates the ash fallout area downwind from the volcano.

Samples collected in medial areas (between 5 and 8 km around volcano) contain a large proportion of 100-50 micron size and less abundant fine ash. Scanning Electron Microscopy photographs show that the gray ash emitted in March and April 2006 contains a large amount (70%) of very fine material (<20 mμ) and a minor amount (30%) of large particles (<200 mμ). The large particles are mostly shards of andesitic composition (56-57 wt.% SiO_2), approximately

40% of which contain crystals of plagioclase (20%), and lesser pyroxenes (~7%). Smaller grains form diffuse or dense clots that correspond to particle aggregates. The fact that at large distance exist larger particles can be due to particle aggregation.

The content and percentage of the lithological components of ash has varied only slightly throughout the eruptive process. Since May 2006 the percentage of shards of andesitic composition (> 50%) increased with respect to the other components but the non-juvenile components show characteristics typical of hydrothermal systems. The small (<5 mμ across) grains are gypsum, pyrite, and aluminium sulphate, all scoured from the summit hydrothermal system, and shards of plagioclase, pyroxene, magnetite, and silica (30%). The silica shows either massive fragments with no internal structure or clots (up to 300 micros across) of micron-sub-micron sized particles. The juvenile scoriae and ballistic quenched lava blocks ejected during the first phase of the eruption between April and October 2006 show a remarkably homogeneous, sub-alkaline andesitic composition (56.5-57.5 wt.% SiO_2 and >6 wt.% Na_2O+K_2O: Fig. 6), which is similar to that of other historical magmas of Ubinas, but less mafic than the AD 1677 scoriae (55.3 wt.% SiO_2).

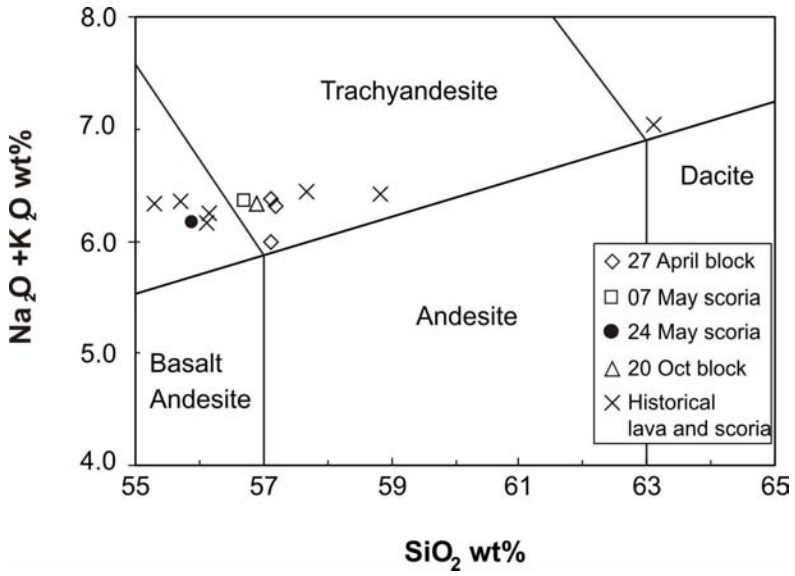


Fig. 6. Alkali-silica diagram (Le Bas *et al.*, 1986) showing the composition of erupted lavas blocks and scoria during 2006 at Ubinas. Note the wide range of compositions of the pre-2006 historical magmas compared to the homogeneous composition of the products erupted in 2006 during the current eruption.

2.2. Subsequent non-eruptive events during the episode

During December 2006 and early January 2007, with precipitation the volcano's summit became covered by snow down to an elevation of 4900 masl. On 17 January 2007, at approximately 2:15 pm (local time), a lahar travelled on the south and southeast flank of the volcano and was

channeled in the *quebrada* (ravine) Volcanmayo and Río Ubinas, and eventually reached the Río Tambo, 14 km SE of the volcano. About 15 minutes earlier, people living in the Ubinas valley heard loud noises from the volcano and observed that the snow started to disappear at the same time. A debris flow began to flow at 2:30 pm in the Río Ubinas. Blocks 4 m in diameter were transported 6 km down-valley from the volcano. People living in the Ubinas valley were alarmed and climbed to the high, safer parts of the valley. One hour later at 3:30 pm, the debris flow arrived at the lowest point of the valley 9 km SE from the volcano (nearby San Miguel and Huatagua villages). In this area, debris-flow deposits were characterized by subangular to subrounded blocks up to 1 m in diameter surrounded by an indurated matrix of mud and sand. Along its course, the debris flow caused damage to the road and bridge linking Huarina to Arequipa and also to agricultural lands. The lahar stopped at about 5:00 pm. The day before the debris flow and on 17 of January, neither explosions nor rainfall was recorded, in fact it was sunny. Melting of snow and/or rockfall from the top of the volcano probably triggered the debris flow.

The lahar happened almost 10 months after the onset of the volcanic activity. The estimated volume of ash fallout did not exceed 0.004 km^3 in January 2007 and most of the fine ash was dispersed in different directions around the volcano. Consequently, the flow did not reach a significant volume. The channel gradient of the Río Ubinas is 6 - 8% in the upper course but decreases to 5% and 2% downstream, thus the velocity in the upper reaches may have exceeded 3 ms^{-1} but decreased to as little as 2 ms^{-1} in the lower reaches. When considering a cross section of 20 m^2 with debris, and the 13-km-long course of the Volcanmayo and Ubinas Rivers the volume of the total sediment moved by the debris flow was about 260,000 m^3. The 17 January 2007 lahar deposits are similar to historical lahar deposits which crop out in the Ubinas valley.

2.3. Eruption impact on the environment

Sampling of ash fall was conducted throughout the 2006-2007 activity, permitting the construction of an isopach map (Fig. 7). This map shows thickness of ash deposited through April 2007, e.g. 1-cm isopach including the village of Ubinas 6 km from the crater and 2-cm isopach encompassing the hamlet of Querapi. In April 2007, the volume of erupted ash was estimated to be ca. 0.004 km^3. Ash dispersal has changed according to variable wind direction and velocity (Table 2).

Wind height (masl.)	Direction of winds	Mean velocity ($m.s^{-1}$)
7000 – 8000	NW	3
8000 – 9000	E	7
9000 – 14000	ENE	20

Table 2. Height, directions, and velocity of prevailing winds in the region of the Ubinas volcano between April and May 2006 (SENAMHI's courtesy). The Ubinas volcano summit lies at 5672 masl.

The greatest impact on people, tilled lands, and on sources of drinkable water was due to ash fallout at least 1 cm in thickness within a radius of 6 km around Ubinas. Within this area, as many as seven small villages totaling ~5,000 people, who are engaged in agriculture and livestock, were affected by tephra fallout (Fig. 8).

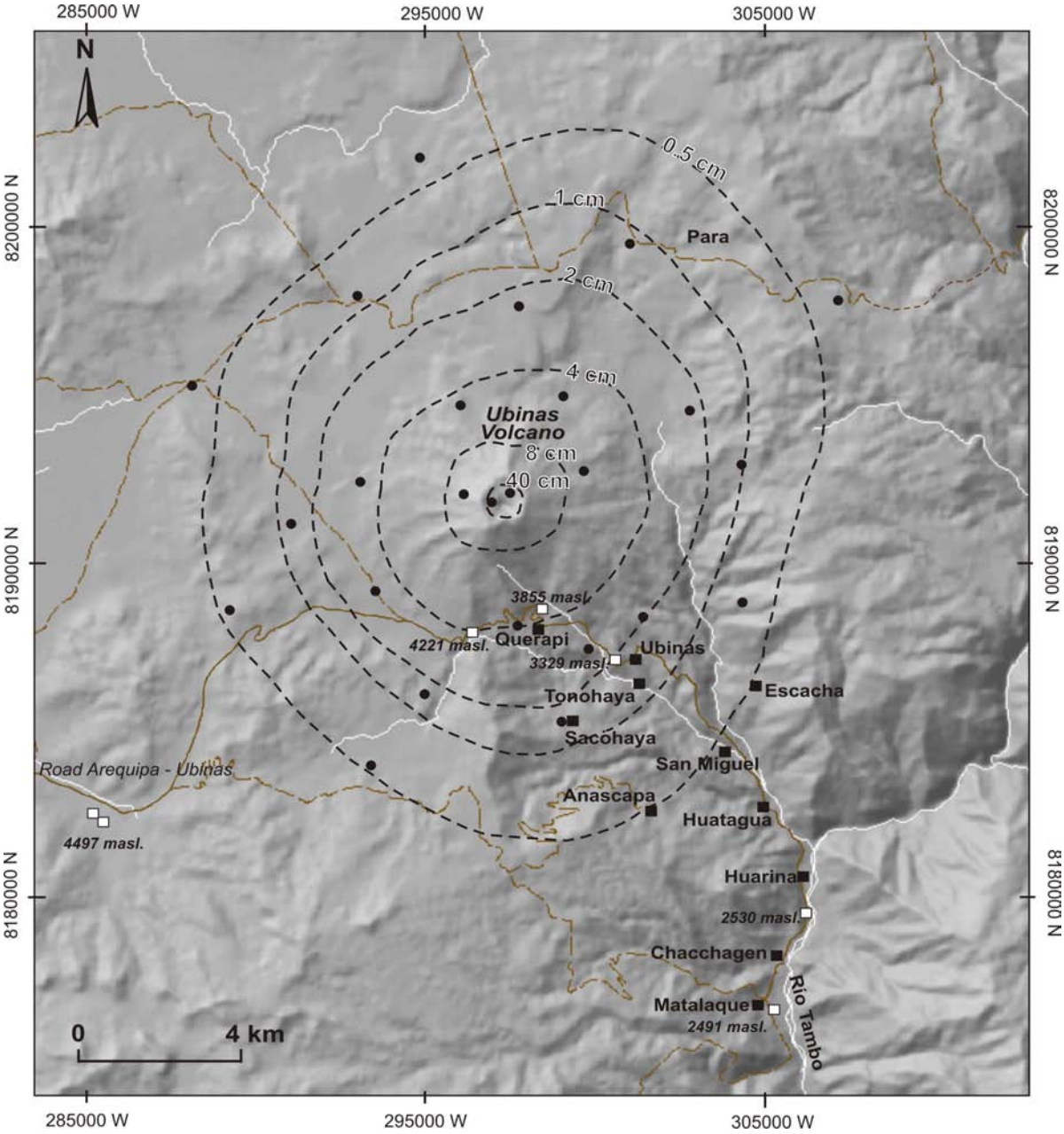


Fig. 7. Isopach map of ash fallout between March 2006 and April 2007. The cumulative volume of ash fallout is ~0.004 km^3 over 13 months. This map indicates the location of hot springs (white squares) that have been geochemically monitored since 2004; towns (black circles) are shown for reference.

Fine ash (<500 µm) has caused problems to respiratory and visual systems, and stomach disorders of people, mostly children. People have constantly been recommended to avoid contact with ash by using masks, safety glasses, and to remain in side their home or workplace. In addition, ash has adversely affected agriculture and livestock, contaminated water sources, fruit plantations and pastures, and caused people and cattle diarrheas. Occasionally, fine ash dust and aerosols were blown away more than 60 km from the volcano to the South, and eventually to the West, affecting more remote villages such as Yalagua 18 km to the NE, and Omate 30 km to the South. As a result, the majority of residents, whose main economic activity is agriculture and livestock, were unable to work during the crisis, creating a significant financial loss exceeding 1,000,000 $US (Regional Government of Moquegua, R. Berolatti, pers. comm.., 2009). Unfortunately, since the onset of the volcanic activity, farmers were forced to sell their livestock for lower prices than normal, creating further deficit in the region. Farmers feared that cattle would die when grazing ash-covered fields and drinking contaminated water from the clogged drainage. They were also eager to leave, without the cattle, towards the cities of Arequipa and Moquegua in the case of an imminent eruption.

We now focus on the response to the eruptive crisis in order to understand how scientists, civil authorities, and threatened people have coped with its effects and aftermath.

3. Prevention and risk management

3.1. Formation of the scientific committee and communications released

In Peru the central body of the National System of Civil Defense (SINADECI) is the National Institute of Civil Defense (INDECI), which promotes policies and programs of prevention and disaster relief at the national level (Fig. 8). The SINADECI is composed of two main bodies: (1) Regional Systems of Civil Defense, consisting of 12 Regional Governments in all Peru, the Regional Committee, the Provincial and district Civil Defense; and (2) Regional Office and Offices of Civil Defense of the Local Governments. The Civil Defense Committees, organized at the national level, execute the actions of Civil Defense of SINADECI, and as such, bear the responsibility to implement measures to minimize damage to life and property that can be caused by natural disasters. These committees are supported by the INDECI through their Regional Bureaus of Civil Defense. Depending on the size of a disaster, a Centre of Emergency Operations (COER) led by the highest authority in the area, will provide the SINADECI with information on the magnitude of the damage and on requirements to coordinate and meet emergencies.

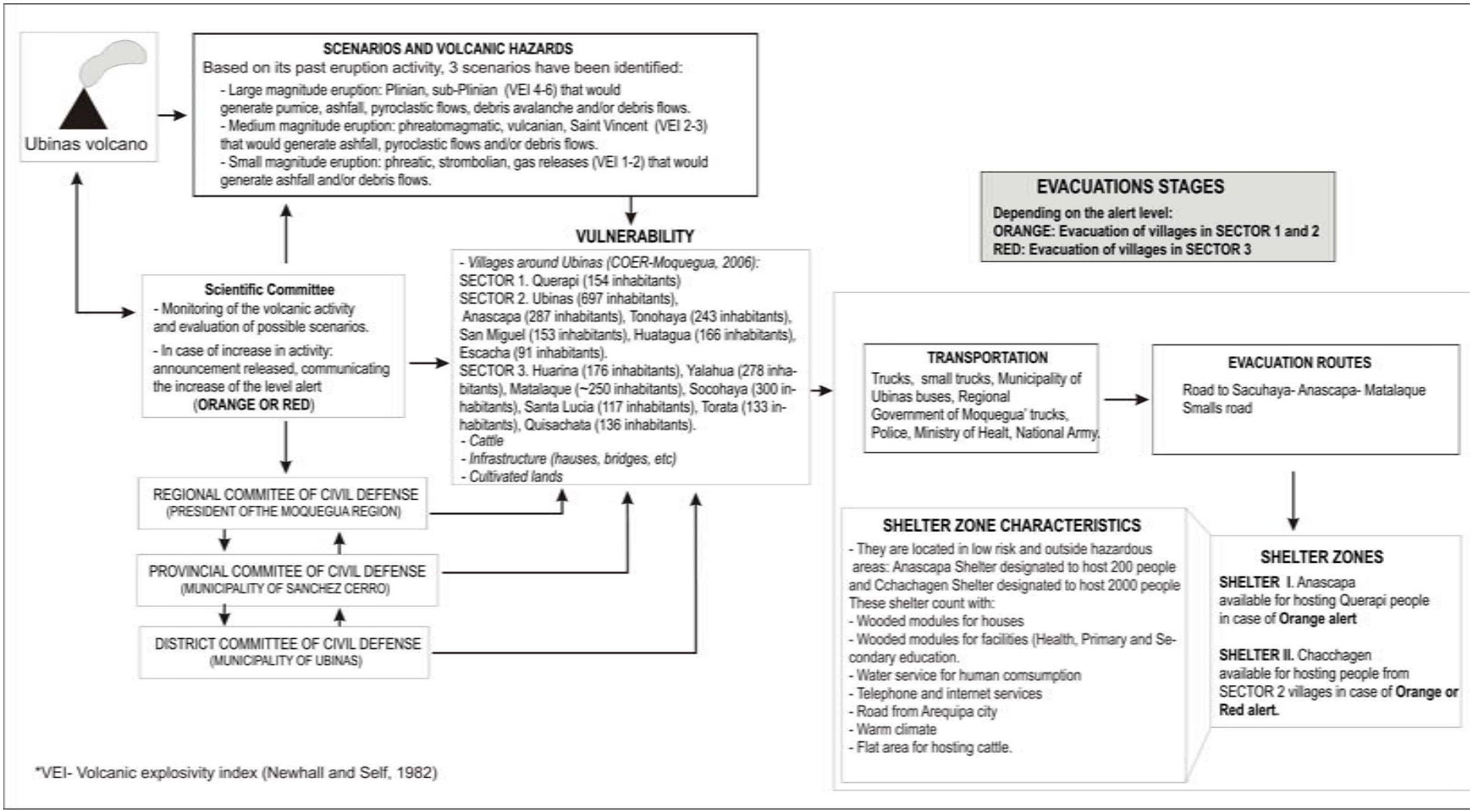


Fig. 8. Flow chart of the “Contingency plan in case of an increase in activity of Ubinas volcano - CPIAUV”.

On 30 March 2006, a few days after the onset of eruptive activity at Ubinas and ash fallout in Querapi, an official Scientific Committee was formed. The committee, which included members of INGEMMET, IGP, and IG-UNSA, had three objectives: 1) to carry out volcano monitoring; 2) to mitigate the effects of a large eruption on people in the Ubinas valley, and 3) to develop a contingency plan that regional and local authorities (i.e. the Regional Government of Moquegua and CRDCM) use in decision making. As early as 23 April 2006, the CRDCM had six fully active committees and established the COER, taking on a permanent role during the crisis. The CRDCM was in charge of disseminating hazards information to the public and media. Since the beginning of the activity until the day of this writing (December 2009), 24 official communications were issued (http://www.ingemmet.gob.pe/webubinas/02-comunicados.htm). Among the most important of these (Table 1) was communication #03 on 20 April that recommended the CRDCM raised the alert level to orange due to the gradual increase in eruption activity and the observation of incandescent lava at the bottom of the crater. The events of 20 and 22 April, which produced plumes up to 3000 m high, prompted the precautionary evacuation of Querapi, only 4 km south of the crater, on 23 April 2006. Another important communication #08 was released on 3 June, due to the increase in the amount of ash and gas, frequency of explosions, and seismic activity. For the second time the committee recommended the CRDCM to raise the level of alert from yellow to orange. This communication implemented the contingency plan to evacuate five villages in Ubinas valley, as planned earlier. The decision to evacuate also was prompted by uncertainty due to the paucity of monitoring data.

Following the onset of activity at Ubinas, the news media generated messages that produced panic and confusion among the population. The press releases did not include official statements made by the CRDCM. The press interviewed people not knowledgeable in volcanology but who gave their opinion and even forecasted future activity, creating confusion among the population and civil authorities. As a consequence, during April and May 2006, many dwellers of the Ubinas valley, whose economic activity is chiefly based on agriculture and stockbreeding, became frightened by the substantial increase in the volcanic activity, sold their cattle at very low cost, abandoned their housing, and moved out to the cities of Arequipa and Moquegua. During its first meetings, the scientific committee concluded that any public announcements regarding Ubinas activity and forecasts of future risks would be first agreed upon within the scientific committee and that any announcement with potential to cause alarm would be made public only by the CRDCM. Nevertheless, at the same time, alarming communications and statements were attributed misleadingly by the press to members of the scientific committee, adding to confusion.

3.2. Volcano monitoring

At the onset of the 2006 crisis, no adequate volcanic monitoring system was in place at Ubinas. Sporadic seismic, deformation, and fluid chemistry data on the Ubinas volcano had been collected over the previous few years; however, such incomplete and limited data were not suitable for real-time evaluation or monitoring of the evolution of the 2006-2008 crisis. Active volcanoes with villages nearby in some developing countries (e.g., Ecuador, Colombia, Costa Rica) and in most developed countries like Japan, Italy, and the USA are equipped with a complete seismic network and additional geophysical and geochemical equipment that monitor precursory volcanic activity. In some circumstances, scientists could anticipate an eruption based on precursory signals recorded from such a network, e.g., at Mount St. Helens in 1980-1982 (Swanson et al., 1983) and at Mt. Pinatubo in 1991 (Harlow et al., 1996).

The Scientific Committee, supported by several international specialists, was tasked to monitor the volcanic activity. INGEMMET, assisted by *Institut de Recherche pour le Développement* (France) and *Laboratoire Magmas et Volcans* (Clermont-Ferrand, France) implemented the following tasks: i) daily visual observation from a camp that was established at 4560 masl 4 km west of the volcano (Fig. 1); ii) deformation measurement particularly on the unstable southern flank using InSAR images (12 April 2004, 13 May 2006, 7 September 2006), performed jointly with the Peruvian National Committee for Aerospace Research and Development (CONIDA), and iii) monitoring the temperature and chemistry of hot springs associated with the volcanic hydrothermal system beneath Ubinas (Fig. 7). The results of InSAR analyses were actually available to the scientific team on site in May 2006 (http://www.ingemmet.gob.pe/webubinas/01-vigilancia.htm). In hindsight however, the analysis of InSAR interferograms revealed no significant deformation and the geothermal system did not show significant changes during the crisis. We attribute this lack of changes to the small volume of magma that intruded the shallow hydrothermal system at the volcano summit and to the fact that any given aquifer near the summit caldera level was emptied after almost three years of explosive activity. Throughout 2009, degassing and other eruptive phenomena show a constant decline that supports this eruption scenario (see below). Given the limited resources in southern Peru, the scientific committee did not have access, at the beginning of the crisis, to real-time recorded seismic activity that would have made possible a better assessment of the level of volcanic activity, although this is considered as one of the principle techniques used to forecast an eminent eruption (e.g., Tilling, 2005; Scarpa and Tilling, 1996). The lack of previous information on the background seismic activity at Ubinas, as well as during the crisis, was one of the factors that

influenced the decision to evacuate the inhabitants of Ubinas valley to shelters. On 24 May 2006, IGP with the help of other institutions installed a digital telemetered seismic station, which is still operational in January 2010. In 2007, INGEMMET therefore decided to acquire digital broadband seismometers, GPS and EDM equipment, which would enable its scientists to systematically monitor Ubinas in near-real time as well as other active volcanoes in southern Peru.

3.3. Elaboration of the hazard-zone map

Hazard-zone maps have become a fundamental means of communicating volcanic hazard and risk assessment to the public. They are used to explain and display the distribution of hazards, areas at risk either likely to be affected or to which access may be denied in time of heightened crisis. Maps also form an integral part of emergency plans and response in which they are considered vital for the coordination of preventive, protective and rescue evacuations (Dymon and Winter, 1993; Nourbakhsh et al., 2006).

Prior to the crisis of Ubinas, an official map of volcanic hazard was not available at an adequate scale and in simple language that could guide the effective management of a crisis by the authorities and people. Thus, geologists from INGEMMET, IRD and *Laboratoire Magmas et Volcans* (France) immediately proceeded to collect and integrate all available geological and volcanological information to evaluate the types of volcanic hazards. Based primarily on information in Rivera et al. (1998) and Thouret et al. (2005), the scientific team quickly produced a volcanic hazard-zone map (Fig. 9) during April-May 2006. The hazard-zone map has two primary purposes: (1) to delineate the areas likely to be affected in case of an imminent eruption; and (2) to outline the areas that are apparently out of danger, which can serve as safety zones in case of eruption. The delineation of areas related to different types of hazard was based on interpretation of 1:65,000- scale aerial photographs and on fieldwork during which ten stratigraphic sections were analyzed. Deposits and their distribution as well as types of eruption were identified. The eruptive history of the Ubinas volcano over the past 250 ka was reconstructed based on this information and on data in previous publications.

The maximum distance that eruptive products can reach as well as the probable magnitude and frequency of the events was determined (Table 3). We use a data set of information stemming from the most frequent explosive activity that occurred over the past 1500 years (Thouret et al., 2005), the types of observed events since the onset of crisis until April 2006, the types of tephras

and lavas, and the chemical composition of magma (andesite 56-57 wt.% SiO_2, Fig. 6). Based on this information and on our previous experience in southern Peru since 1990, we depicted hazard-prone areas according to the occurrence of two principal types of eruptive behavior: a moderate but long-lasting vulcanian and/or phreatic to phreatomagmatic eruptive episode (e.g., Nevado Sabancaya, 1990-1998) and, in case of increase in activity, a relatively large 'Saint-Vincent' type eruption (e.g., 1979 at the Caribbean Island of St. Vincent). On the one hand, a moderate vulcanian eruption consists of short-lived (second to minutes), violent outbursts that eject relatively small volumes of magma (<0.01 km^3). This type of explosive activity can produce volcanic plumes that can reach up to several km in height for a single eruption and produce moderately dispersed deposits (Morrissey and Mastin, 2000). Our examples are based on the first phase of the Nevado Sabancaya eruption in 1990-1998 (Gerbe and Thouret, 2004) and on the behaviour of Sakurajima in Japan in 1955 (Morrisey and Mastin, 2000). Vulcanian eruptions may generate scoria or block-and-ash flows, thin distal ash falls, and near-vent ballistic blocks (e.g., Morrisey and Mastin, 2000). On other hand, a 'Saint-Vincent' type eruption can produce mainly ash fall and scoria flows (Hay, 1959; Bourdier et al., 1985) with <1 km^3 total volume that can travel distances five times the height of 4 or 5 km that they drop from the eruption column. The extent and the trajectories of the products of the Saint-Vincent type eruption are based on the andesite scoria-fall and flow deposits that previously occurred in Ubinas in 1667 AD (VEI 3: Simkin and Siebert, 1994; Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2005) and on the effects of similar eruptions such as Ngauruhoe in New Zealand in 1974 (Self et al., 1979).

Event type	Type of deposit	Area (km^2)	Volume (km^3)	VEI	Reported or estimated frequency	Dated Ubinas deposits
Moderate and minor eruptions: Vulcanian, Phreatomagmatic, Phreatic	Ash fall	120	0.0002	1 - 3	Small-volume ash falls every 15 yr on average.	24 recorded events since AD 1550
Saint-Vincent' (moderate eruption, open vent, mafic magma)	Scoria flow	~32	<0.0001	3		Scoria fall and flow deposits in AD 1667[2]
	Lahars	38	0.001			
Plinian and Sub-plinian	Pumice fall	180	0.005	3 - 5	(Sub) Plinian pumice falls 3000 to 6000 yr.	980 ± 60 yr[1]
	Pumice fall					7480 ± 40 yr[1]
	Pumice fall					9700 ± 190 yr[2]
	Pumice fall					14690 ± 200 yr[2]
	Pumice and ash flow					Between 120 and 25 ka[2].
	Lahars					
Dome growth and collapses	Blocks-and-ash flow	40	< 0.05	3 - 5	Block-and-ash flows 40,000 to 80,000 yr.	150 ka[2]
Medium-size gravitational collapse	Debris avalanche 1	25	0.003		Debris-avalanches 5000 to 20,000 yr	3670 ± 60 yr[2]
Large-size gravitational or explosively-driven collapse	Debris avalanche 2	50	<0.02			Between 370 and 250 ka
Effusive eruption	Lava flow	36	0.02	3 - 6	Lava flows every 25,000 to 100,000 yr	142 ± 3 ka[2]
						168 ± 30 ka[2]
						261 ± 10 ka[2]

Rivera et al. (1988)[1]; Thouret et al. (2005)[2]

Table 3. Types and frequency of prehistoric and historical eruptions at the Ubinas volcano.

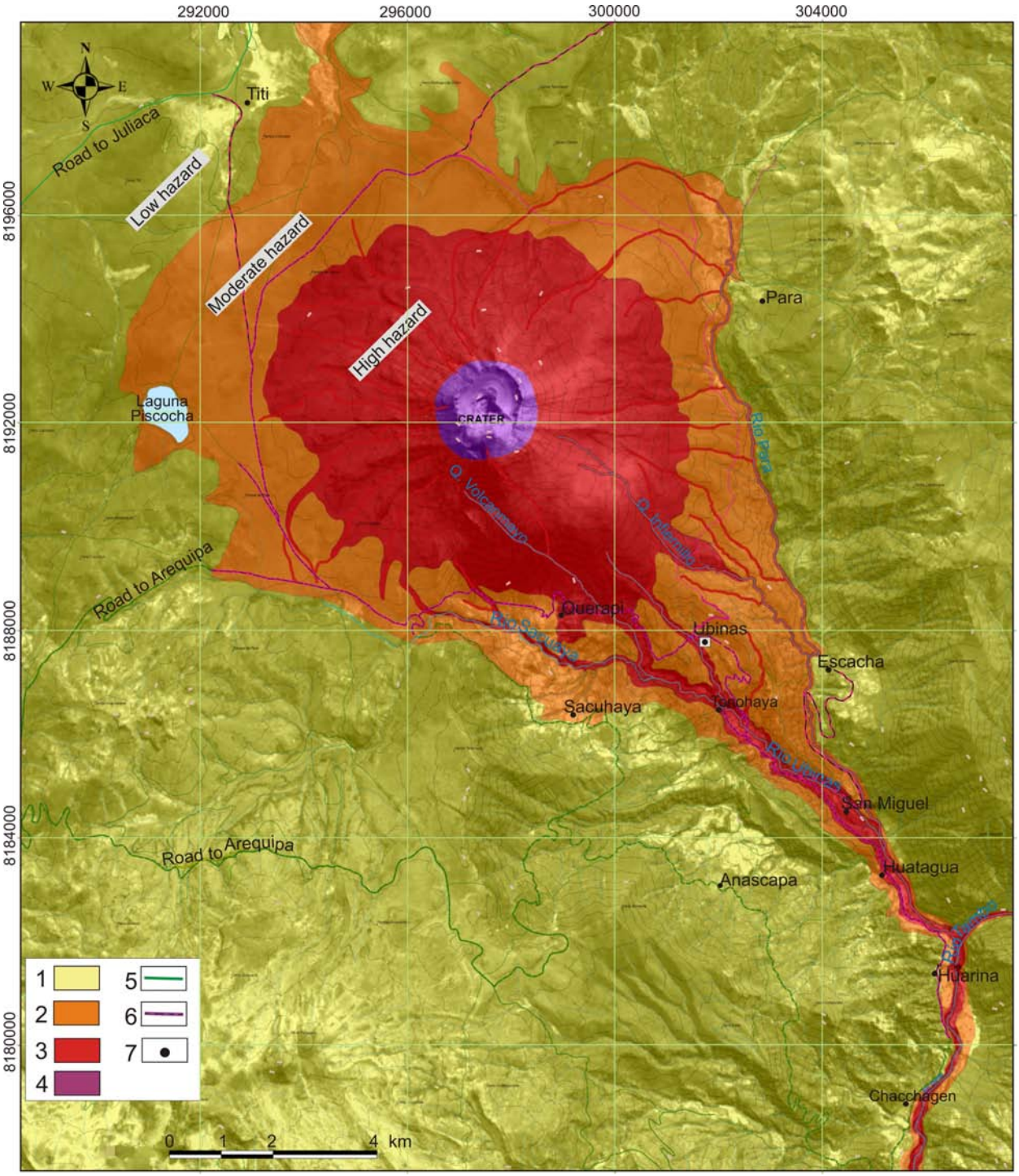


Fig. 9. Hazard-zone map of Ubinas volcano (completed in April-May 2006). This map displays three distinct areas based on three hazard levels: high, moderate, and low, around Ubinas volcano: 1) Summit cone and unstable south flank (in red); and 2) Principal river or stream channels that can carry debris flows, pyroclastic flows, and/or debris avalanches (in orange); 3) Areas (in yellow) likely to be covered by ashfalls to the west, east, and southeast according to column heights and wind patterns prevailing towards N-NE in dry season and towards S-SW in wet season; 4) Summit caldera, area of prohibited access; 5) Most vulnerable roads; 6) Dirt roads; 7) Towns. According to the outlined hazard zonation, population living inside high hazardous areas (red) and moderate hazardous areas (orange) should be relocated outside the Ubinas region. The construction of important infrastructure and lifelines (roads, water tanks, irrigation channels, etc.) should be avoided inside these areas. This map, based on geologic information available on the Ubinas volcano from previous studies, has ranked hazard areas in case of moderate to relatively large magnitude eruptions (vulcanian, phreatomagmatic, and Saint-Vincent type), during which an eruptive column could raise between 5 and 15 km in height.

The hazard-zone map shows three distinct areas based on three degrees, high, moderate and low, of hazard. According to the frequency of hazardous events, the main volcanic hazards are ash fall, lahars, pyroclastic flows, failure of the south flank and subsequent debris avalanche, and lava flows. In addition, hazard zonation is influenced strongly by the geomorphological characteristics of the area surrounding the volcano. In the case of Ubinas, its lower flanks are relatively gentle to the north and west, whereas deep, steep valleys are found to the east and south. To elaborate the hazard-zone map, boundaries were drawn using the maximum range of erupted deposits from past eruptions and based on energy line calculations (Malin and Sheridan, 1982), on LAHARZ code for inundation areas (Iverson et al., 1998), and on TITAN2D code for pyroclastic flows (Sheridan and Patra, 2005). We also took into account heights, directions and velocity of prevailing winds in wet and dry seasons and at distinct elevations over the region of the Ubinas volcano, provided by SENAMHI (National Institute of Meteorology and Hydrology).

At the onset of the volcanic crisis, SENAMHI launched balloons in the atmosphere 4 km west of the Ubinas volcano (2891705 S, 8187620 W, 4660 masl, Table 3). The area of high hazard (red color) covers a roughly circular area 3 km in radius around the crater. All types of eruptions can affect the high-hazard area, including those of low magnitude. The area of moderate hazard (orange color) extends from 3.0 km away from the crater to a maximum distance of 12 km down the southern flank. This area may be affected by ash fall, pyroclastic flows, lahars, and/or debris avalanches in case of medium to large magnitude eruptions. The area has been outlined on the basis of two debris-avalanche deposits from the Ubinas south flank, which crop out between 4 km and 14 km from the summit. The low hazard zone (yellow color) extends between 12 km and more than 30 km around the summit. This area may be affected by tephra fall, lahars, and exceptional pyroclastic flows. This is based on the occurrence of moderate to high magnitude eruptions (VEI 3-4), as indicated by six plinian and subplinian eruptions between ca. 25,000 years and 980 years BP. (Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2005).

As often happens during the high-stress situation of a volcanic crisis, the map was constructed within a very short time (two weeks) in April 2006. This map was intended to be used immediately as a management tool during the present volcanic crisis by the authorities of CRDCM and by Regional Governments in Arequipa and Moquegua and District Municipalities. The hazard-zone map was also intended to be disseminated in educational institutions and amongst the population living nearby the Ubinas volcano. Subsequently, by the end of 2007, national institutions and NGOs as Caritas Moquegua, PREDES, Oxfam America as well as the Regional Government of Moquegua, the Municipality of Ubinas and INGEMMET, undertook

the dissemination of the several hundreds copies of the map in all the villages in the framework of the project 'Living at risk, the eruption of Ubinas volcano'. Currently, the hazard-zone map is strategically displayed in many public places, such as city halls, local communities, educational centers, and health facilities. The successful dissemination of the map has allowed the villagers to have easy access to available information, to know better the environment and what to do in case of increase in volcanic activity.

3.4. Elaboration of the contingency map and alert level scheme

At the start of the crisis, the local and regional authorities requested evacuation routes be designated and shelter sites be planned in case of increased activity, which would allow to evacuate the affected population to safe areas. Based on the hazard-zone map, volcanologists of INGEMMET, IRD, and *Laboratoire Magmas et Volcans* (France), and technicians of Regional Government of Moquegua drew a contingency map designating evacuation routes and sites for refuge (Fig. 10), guided by methods used for Sakurajima and other volcanoes in Japan (Fujita, 2009). A number of issues were addressed and included in the preparation of the contingency map: the geomorphic context of the Ubinas valley, the eruptive activity of Ubinas over the past 1500 years, and three eruption scenarios that could occur within the upcoming weeks to months. The group of experts also determined the amount of time required to evacuate the population of five villages (Ubinas, Tonohaya, Escacha, San Miguel, Huatagua) that are located in hazardous parts deep in the Ubinas valley, to areas outside the first danger zone.

The contingency map, also called administrative map (Fig. 10), was drawn with simple color codes and symbols that can be easily interpreted by the threatened population and by the civil authorities. In this map, we distinguish four potentially affected areas based on degrees of risk: (i) zone 1 (purple color), corresponds to prohibited access to the caldera and summit of the volcano within a 2 km radius; (ii) zone 2 (red color) corresponds to restricted access and high risk; (iii) zone 3 (orange color) is at moderate risk but access is guaranteed only with caution; and (iv) zone 4 (yellow color) corresponds to free access in daytime although risk is not nil. On the other hand, two areas of refuge are designated: shelter I is located in the low risk yellow area in the village of Anascapa on the right side of the Ubinas valley while shelter II lies outside risk zones in an uninhabited area called Chacchagen, 1.5 km from Matalaque (Fig. 11).

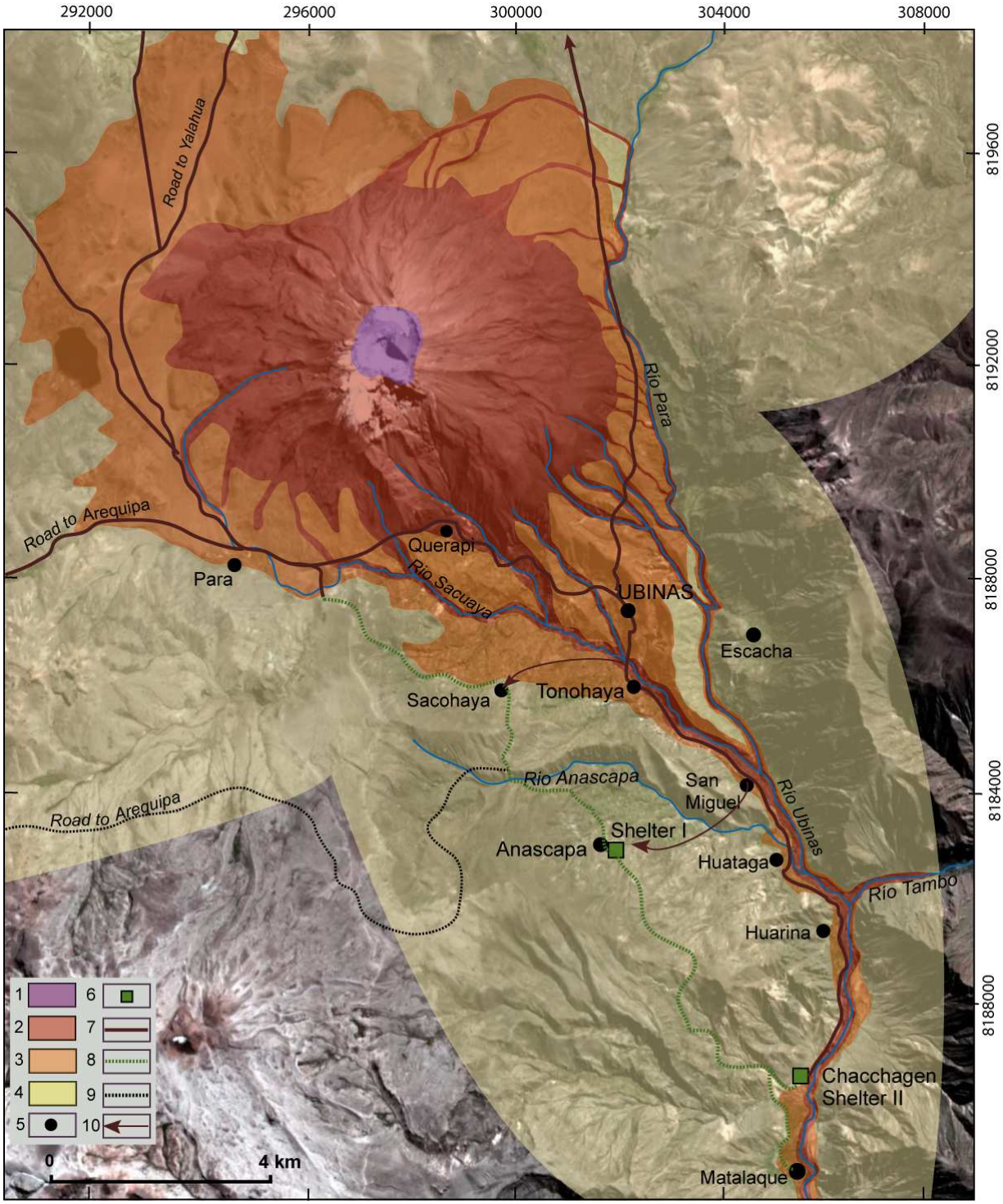


Fig. 10. The contingency map (completed in May 2006) shows and identifies four types of color-coded risk-prone areas: Zone 1 (purple), prohibited access; Zone 2 (red), restricted access and high risk; Zone 3 (orange), moderate risk; and Zone 4 (yellow), free access in daytime although risk is not nil. This map is based on a series of criteria: hazardous areas, elements at risk, location of 8 threatened villages, pattern of evacuation routes, distance to shelters in case of medium- to large sized eruptions. In addition to people, elements at risk include housing, roads, bridges, lifelines, crop and livestock. This map showing evacuation routes and shelter areas in case of a possible eruption of Ubinas is designed to be used by authorities of the National Civil Defense, regional and local entities and population of Ubinas valley. 1) Summit caldera of volcano; 2) Area likely to be affected by pyroclastic flows and surges, lahars, debris avalanches, lava flows, and 10 cm thinck ash fall; 3) Area likely to be moderately affected by pyroclastic flows and surges, lahars, lava flows and <5 cm thick ash fall; 4) Area that can be affected by light ash fall according to prevailing wind direction: towards the N-NE in dry season and towards S-SW in wet season; 5) vulnerable villages; 6) Temporary shelter; 7) vulnerable roads and dirt paths; 8) Dirt roads; 9) Dirt paths outside hazard; 10) Escape dirt paths.

In addition to this map, three phases of evacuation have been recommended and planned in the contingency map, which would be implemented according to the intensity of the eruptive activity. During the first meetings deliberating crisis management, the CRDCM, with advice from ONGs and INGEMMET, agreed to establish three levels of alert and three phases in the case of an increase in activity: yellow alert (mild activity characterized by degassing), orange alert (moderate activity characterized by strong degassing and ash fallout), and red alert (imminent large eruption). This alert level scheme has no national basis but it is applied at regional scale by the Regional Governments such as COER (Centre for Emergency Operations) in Moquegua. Phase I, when the alert goes from green to yellow, required the evacuation of the village of Querapi to shelter I (Fig. 11). Phase II, when the alert level rises from yellow to orange (volcano unrest), would involve the evacuation of five villages (Tonohaya, Escacha, San Miguel, Huatagua, and Ubinas) to shelter II (Fig. 11). Phase III, once the explosive activity becomes critical (red alert) just before an imminent large eruption, would trigger the evacuation of the populations of the villages of Huarina, Anascapa, and Sacohaya from shelter I to shelter II.

In retrospect, this map did help the civil authorities and decision makers to effectively manage the volcanic crisis and to carry out needed evacuations in Spring 2006. This map was widely disseminated and posted in key public areas, facilitating its wide use by civil authorities and population for evacuation and emergency procedures.

Fig. 11. Photographs of shelters: a) Shelter I, located 9 km SE of Ubinas. Modular wooden structures were constructed for the evacuees from Querapi (picture taken by J. Mariño); b) View of the wooden structures of Shelter II, Chacchagen, located 20 km SE of Ubinas, established for the people evacuated from Ubinas, Tonohaya, San Miguel, Huatahua and Escacha.

3.5. Precautionary evacuations

On 24 April, the CRDCM proceeded to develop a “Contingency plan in case of increase in activity of the Ubinas volcano” (Fig. 8), whose aim was to establish tasks and coordination procedures for alerts and evacuations during the volcanic crisis. This plan involved five phases: (1) preparation for evacuation, (2) evacuation and establishment of shelters, (3) permanent social support in shelters, (4) final relocation, and (5) deployment of human resources and material to the area and re-evaluation of the situation. The contingency plan also included a plan for dissemination of emergency information. Its formulation also took into account proposals made by community leaders and authorities not only in 9 villages located in the Ubinas valley (Querapi, Tonohaya, Sacohaya, Anascapa, Escacha, San Miguel, Huatagua, Huarina, and Ubinas) but also in communities located >15 km West and North of the volcano such as San Carlos de Tite, Santa Rosa de Para, Santa Lucia de Salinas, Salinas, Cancosani, and San Juan de Tarucani (Fig. 1). The “Contingency plan” (CPIAUV) was approved on 31 May 2006 during a meeting of representatives of all committees of Ubinas and Matalaque led by CRDCM.

A month earlier (20 April 2006), as no contingency plan existed, civil authorities received the recommendation of the scientific committee for precautionary evacuation of people from the hamlet of Querapi. Since the start of the crisis, Querapi was the locality most affected by ashfalls and volcanic gases due to its close proximity to the volcano. Approximately 45 families living in Querapi (COER-Moquegua, 2006) and their livestock were taken to a refuge located in the village of Anascapa, which is within the low hazard area, and which was equipped with tents, food rations, and shelter. Following a week of increasing eruptive and seismic activity, the scientific committee recommended on 3 June 2006, that the CRDCM raise the alert level from “yellow” to “orange”. According to the CPIAUV, this procedure involved the evacuation of 5 villages of Ubinas, Tonohaya, Escacha, San Miguel, and Huatagua to shelter II in Chacchagen. In total, 991 people were evacuated to Chacchagen, which lies in a low risk area 20 km to the SE of Ubinas on the right bank of the valley of Río Tambo. The area of Chacchagen was chosen as a shelter by the scientific committee on the basis of the following advantages: (i) This low risk area can only be affected by large events (plinian eruptions); (ii) The distance between the Ubinas valley and Chacchagen is such that dwellers could go daily to the valley, conduct their agricultural activities and care for their livestock, when volcanic activity is slight; (iii) The area is located next to the District of Matalaque, therefore within walking distance to health services, college, telephone, internet, radio, television, and small grocery stores; (iv) The area located at 2300 m a.s.l., benefits from a warm climate with temperatures between 6 and 25 °C during most

of the year (May-November); (v) There is abundant water for human consumption, and; (vi) A dirt road links Matalaque and Anascapa to Ubinas and Arequipa.

The shelter area covering approximately 5 ha was prepared by heavy machinery provided by the Regional Government of Moquegua (RGM). The design of the shelter included areas of bathrooms, kitchens, dining, warehouses, health care, and education, etc. The shelter area adequately accommodated the families of the five villages and could provide additional room for the inhabitants of Sacohaya, Huarina, and Anascapa in case of an abnormal increase in eruptive activity. After having spent more than eight months in Chacchagen, the people evacuated during the months of February to April 2007 decided to return to their villages of origin. This was due to the living conditions, which were harsh, and also to a loss of production and purchasing capacity among the population. The modules of temporary housing and essential services still remain, but now there are no dwellers in the shelter area.

During 2008, the RGM is promoting the permanent relocation of the entire population of the valley of Ubinas away from the region of active volcanoes; having carried out an evaluation of the residents affected, the RGM is building a water canal towards a vast arid area on the coast, so-called "Pampas of Jahuay, Moquegua", where the inhabitants of Ubinas could be eventually relocated. This integrated project intends to provide social and economic integration of dwellers in this new environment. If the above-mentioned actions are not suspended, the relocation project would be completed within four years.

4. Discussion

The fact that the current crisis lasted two years and half but eruptive activity has not ceased prompts the following questions. What are the potential eruption scenarios in the future for Ubinas? Why is a minor crisis caused by relatively weak but sustained eruptive activity difficult to manage? What lessons can we gain from this crisis that can be applied to possible larger future eruptions of Ubinas, or to reactivation of other active volcanoes in southern Peru?

4.1. Potential eruption scenarios in the future

We highlight three possible likely eruption scenarios if the current crisis persists beyond 2009:
1) The first scenario projects the eruptive activity of Ubinas to continue with degassing and weak to moderate vulcanian or phreatic, sometimes small phreatomagmatic, events, and then subside

within a few years. This scenario assumes that the magma intrusion to date probably represents only a small volume, given the lack of measurable deformation of the summit and south flank, and on the overall decline in volcanic seismic activity. The activity shows a declining trend since May 2008: degassing plumes are less than 800 m high and ash fall is nearly absent.

2) Should explosive activity increase, two additional eruptions can be envisaged. After passage of time, another injection of fresh magma occurs and may produce an increase in eruptive output, involving a mafic andesite composition and a high content of volatiles. Such an event could lead to an explosive vulcanian or Saint-Vincent type eruption. On the one hand, a vulcanian eruption (e.g., Nevado Sabancaya, 1990-1998) can generate eruptive columns that would reach at least 5 km in height with proximal ballistic blocks and widespread ashfall. Column collapse also may occur and generate small- to moderate-sized block-and-ash flows that may be channeled in the ravine network all around the volcano flanks. On the other hand, a Saint-Vincent-type eruption (e.g., Soufrière of Saint-Vincent Island, 1979) can generate higher eruptive columns that could exceed 9 km in height and produce considerable proximal volume of ash and distal ash falls. Column collapse may generate moderate to large scoria flows that may be channeled in the ravines network farther down-valley. These mobile scoria flows may cause damage in villages located 6 to 12 km in the Ubinas valley.

3) Within several months or even years, a larger volume of mafic andesite can be intruded in the magma chamber. Lava flows can fill the crater and pour out on the caldera floor. This eruptive behavior produced relatively thick lava flows before the Holocene times (>14 ka), which formed the caldera floor at the Ubinas summit.

4.2. Lessons learned

The management of minor to moderate volcanic crises can be complex and difficult for long-duration eruptive activity, even if relatively minor. A particular concern is the uncertainty of future volcanic events, thereby causing confusion and anxiety amongst the dwellers, the community leaders, and local authorities. Furthermore, despite the historical record of the eruptive activity of Ubinas, no complete, real-time monitoring network was installed and no contingency plan existed prior to 2006 that might have provided an improved basis for hazard mitigation and emergency planning. The 2006-2008 crisis has been relatively minor so far, but weak activity continues at Ubinas, still warranting a yellow level of alert. This volcanic crisis was not the first one that Peru has experienced but the 2006-2008 experience is the first long-lasting crisis that the Peruvian civil authorities have had to cope with, including attempts to utilize a new alert-level scheme and communications system, and successful evacuation of 1150

people. Teams led by INGEMMET with foreign help succeeded in offering advice to INDECI, namely by quickly preparing a hazard-zone map and a contingency map now used in the Ubinas valley, and by explaining the implications of the volcano-monitoring data. Throughout the 2006-2008 crisis, the scientific committee maintained open communications with the authorities in the affected region, providing advice and information regarding hazard-zone maps. The scientific committee also focused on providing information and increasing awareness of volcano hazards among teachers, students and the population in general by means of workshops and conferences. Finally, the scientific committee has recommended the authorities that people located in six villages in zones of high and moderate hazard be permanently resettled within a few years nearby the city of Moquegua >80 km away from the volcano. The Moquegua Regional Government has planned to re-locate people of the threatened villages to an area ~5 ha near the coast, where basic services would be provided. The choice of this area 100 km West of the volcano is because there is no safe location near the volcano to host a population of 5000. The altiplano north and east of the volcano is too cold for permanent settlements above 4000 masl. The narrow Rio Tambo Valley, 15 km south of the volcano, can be affected by slope mass movements and floods. The population of Ubinas Valley is still waiting for safe relocation away from the volcano.

5. Conclusion: challenges for the future

In the most recent active episode, the onset of explosive behavior occurred on 27 March 2006, following 8 months of heightened gas emissions. The 2006-2008 crisis has been moderate so far but the eruptive activity continues with a yellow level in 2009. Ongoing activity is manifested as continuous degassing with a minor amount of ash fallout. Fine ash continues to affect residents, livestock, water supply, and crop cultivation within an area of ~100 km^2 around the volcano. Although the population around the Ubinas volcano is less than 5,000 people, the mild eruptive activity has created a series of difficulties in crisis management. In particular the relocation of evacuated people remains a tough issue, as social and economic consequences are too difficult to be supported by the regional government alone.

This should prompt us to be better prepared for possible reawakening of the active Misti volcano (currently fumarolic) in a much more densely populated and developed region in southern Peru. There are several lines of evidence for Misti's future reawakening based on relatively frequent historical and Holocene eruptions (Delaite et al., 2005; Thouret et al., 2001; Legros 2001), the presence of a fumarolic plug and an active hydrothermal system at the summit, and occasional

weak, short-lived volcano-tectonic seismicity. However, there is no contingency plan established to reduce future volcano risks in the city of Arequipa and its environs. INGEMMET in cooperation with IRD, LMV, and the Multinational Andean Project of Canada, has published a modern hazard-zone map in 2007 (Mariño et al., 2007).

The hazard-zone map of El Misti volcano is already incorporated by civil authorities in the management of the territory and urban planning of the city of Arequipa. However, the dissemination of the map and the education of the people require a greater effort than that for the sparsely populated area around Ubinas for several reasons: (1) Arequipa has approximately 900,000 inhabitants, a figure much higher than the 5,000 inhabitants of the Ubinas valley; and (2) as El Misti is currently weakly fumarolic, it generates little interest or urgency among the population and civil authorities of Arequipa to the subject; (3) because of complacency, the housing and development have mushroomed on the flanks of the volcano within 9 km from the summit. It is a high priority of INGEMMET to design and implement an effective program for disseminating the hazard-zone map and increasing awareness of its implications. In that respect, INGEMMET is carrying out the following actions: (a) coordination with the Director of Education of the Regional Government of Arequipa, so that a simplified hazard-zone map can be used in local schools; (b) printing a great number of hazard-zone maps for mass distribution, with the collaboration of private enterprises, local institutions, and ONGs; (c) a training program targeting teachers of all educational institutions to be expanded (Macedo et al., 2008), and; (d) an exercise of evacuation in case of a volcanic crisis was held in 16 May 2009 with the district of Alto Selva Alegre (Arequipa) as a pilot place (Macedo et al., 2009). This evacuation simulation is a landmark in the management of volcanic hazards in the second most important city of Peru. Active participation of private and public institutions demonstrated significant progress in preparing an effective response to another volcanic eruption in southern Peru.

Acknowledgments

We have benefited from work carried out by a group of volcanologist of INGEMMET with the help of experts of IRD-LMV, IGP, IG-UNSA and Civil Defense in the crisis management and monitoring between 2006 and 2008. We are grateful to L. Fidel, J. Macharé, V. Carlotto, Y. Antayhua, P. Masias, L. Macedo, D. Ramos, L. Cacya, M. Lopez, F. Muñoz, R. Amache and N. Lautze for their great support in the implementation of the work described above. R. Tilling has greatly improved a draft of this paper with helpful suggestions and in-depth comments. Finally, we like to thank C. Siebe and an anonymous reviewer for their constructive comments.

References

Bullard, F.M., 1962. Volcanoes of southern Peru. Bull. Volcanol. 24, 443-453.

COER-Moquegua, 2006. Empadronamiento de la zona de emergencia – Ubinas (28 abril – 05 Mayo, 2006). Unpublished Report, Moquegua, 82 pp.

Bourdier, J.L., Gourgaud, A., Vincent, P.M., 1985. Magma mixing in a main stage of formation of montagne Pelee : the Saint Vincent-Type scoria flow sequence (Martinique, F.W.I.). J. Volcanol. Geotherm. Res. 25, 309-332.

Delaite, G., Thouret, J.-C., Sheridan, M. F., Stinton, A., Labazuy, P., Souriot, T., van Westen, C., 2005. Assessment of volcanic hazards of El Misti and in the city of Arequipa, Peru, based on GIS and simulations, with emphasis on lahars. Zeit. für Geom. N.F., suppl. 140, 209-231.

Dymon, UJ, Winter, NL, 1993. Evacuation mapping: the utility of guidelines. Disasters 17: 12-4.

El Pueblo newspaper, dates: 11 de enero y 30 de junio - 1936, 25 de mayo, y 10 y 22 de junio-1937, 24 de julio, 13 de septiembre - 1951, 1 y 19 de junio de 1969; Arequipa.

Fujita E., 2009. Current status and future issues of volcanic eruption prediction research. Quarterly Review 32, 7, 85-100.

Gerbe, M.-C., Thouret, J.-C., 2004. Role of magma mixing in the petrogenesis of lavas erupted through the 1990-98 explosive activity of Nevado Sabancaya in south Peru. Bull. Volcanol. 66, 541-561.

Global Volcanism Network bulletin (1969). Ubinas volcano, 62 (69).

Global Volcanism Network bulletin (1996). Ubinas volcano, 21 (07).

Global Volcanism Network bulletin (2006). Ubinas volcano, 31 (10).

Hantke, G., Parodi, I., 1966. The active volcanoes of Peru. Catalogue of the active volcanoes of the World. Part XIX, Colombia, Ecuador and Peru. Internat Assoc, Volcanol, pp. 65-73.

Harlow, D.H., Power, J.A., Laguerta, E.P., Ambubuyog, G., White, R.A., Hoblitt, R.P., 1996. Precursory seismicity and forecasting of the June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo. In C.G. Newhall and R.S. Punongbayan (Eds.), Fire and Mud, Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines. Philvolcs and University of Washington Press, Seattle, 285 – 305.

Hay, R. L. 1959. Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of Saint-Vincent, B.W.I. J. Geol. 67, 540-562.

Iverson, R.M., Schilling, S.P., and Vallance, J.W., 1998, Objective delineation of lahar-inundation hazard zones: Geol. Soc. Amer. Bull. 110, 8, 972-984.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram. J. Petrol. 27, 745-750.

Legros, F. 2001. Tephra stratigraphy of Misti volcano, Peru. J. South Amer. Earth Sci. 14, 15-29.

Macedo, L. Fidel L., Muñoz F., Amache R., Pareja H., Vásquez J. 2008. Mitigación de riesgos volcánicos en la ciudad de Arequipa. XIII Congreso Latinoamericano de Geología - XIV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes extendidos: Soc. Geol. Perú, 5 p.

Macedo, L., Amache R., Alfaro M., Pareja H., Vásquez, J., Mariño, J., 2009. Primer simulacro de evacuación por erupción volcánica en Arequipa. Boletín Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, Perú. 12 pp.

Malin, M.C., Sheridan, M.F., 1982. Computer-assisted mapping of pyroclastic surges. Science 217, 637–640.

Mariño, J., Rivera, M., Cacya, L., Thouret, J.C., Macedo, L., Salas, G., Tilling, R.I., Sheridan, M., Siebe, C., Zuñiga, S., 2007. Mapa de Peligros del Volcán Misti: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, Perú.

Marocco, R. and Del Pino, M., 1966. Geología del cuadrángulo de Ichuña, Boletin del Servicio Geológico y Minero 14, Serie A, Lima.

Mastin, L.G., 2001 Eject! A simple calculator of ballistic trajectories for blocks ejected during volcanic eruption. USGS Open-File Report 01-45, USGS, Renton, VA.

Morrisey, M.M., Mastin, L.G., 2000. Vulcanian eruptions. In Sigurdsson, H. et al., (eds) Encyclopedia of volcanoes. Academic Press, San Diego, pp. 463-475.

Newhall, Ch, Self, S. 1982. The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. J. Geophys Res. 87, 1231–1238 (13).

Nourbakhsh, I, Sargent, R, Wright, A, Cramer, K, McClendon, B, Jones, M., 2006. Mapping disaster zones. Nature 439, 787–788

Rivera, M., Thouret, J.C., Gourgaud, A., 1998. Ubinas, el volcán más activo del sur del Perú desde 1550: Geología y evaluación de las amenazas volcánicas. Bol. Soc. Geol. Perú 88, 53-71.

Scarpa, R., Tilling, R.I. (Eds), 1996. Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Springer, Berlin. 839 pp.

Self, S., Wilson L., Nairn, I.A., 1979. Vulcanian eruption mechanisms. Nature 277, 440-443.

Sheridan, M.F., Patra, A. (Eds.), 2005. Modelling and Simulation of Geophysical mass flows.

J. Volcanol. Geotherm. Res. 139, 1-2, 1-146.

Simkin, T., Siebert, L., 1994. Volcanoes of the World – A Regional Directory, Gazeteer and chronology of volcanism during the last 10,000 year. Global Volcanism Program, Smithsonian Institution, Washington DC, 348 pp.

Swanson, D.A., Casadevall, T.J., Dzurisin, D., Malone, S.D., Newhall, C.G., Weaver, C.S., 1983. Predicting eruptions at Mont St. Helens, June 1980 through December 1982. Science 22, 1369-1376.

Thouret, J.C., Finizola, A., Fornari, M., Suni, J., Legeley-Padovani, A., Frechen, M., 2001. Geology of El Misti volcano nearby the city of Arequipa, Peru. Geol. Soc. Amer. Bull. 113, 12, 1593–1610.

Thouret, J.C., Rivera, M., Wörner, G., Gerbe, M.C., Finizola, A., Fornari, M., Gonzales, K., 2005. Ubinas: the evolution of the historically most active volcano in southern Peru. Bull. Volcanol. 67, 557-589.

Tilling, R.I., 2005. Volcano hazards. In: J. Marti and G.E. Ernest (Eds.), Volcanoes and the Environment, Cambridge University Press, pp. 55-89.

Valdivia, J., 1995. Breve reseña histórica del distrito de Ubinas. Bol. del Consejo de Ubinas, Ubinas-Perú, 40 pp.

Website Ingemmet. http://www.ingemmet.gob.pe/webubinas/02-comunicados.htm

Bull Volcanol (2005) 67:557–589
DOI 10.1007/s00445-004-0396-0

RESEARCH ARTICLE

Jean-Claude Thouret · Marco Rivera · Gerhard Wörner · Marie-Christine Gerbe · Anthony Finizola · Michel Fornari · Katherine Gonzales

Ubinas: the evolution of the historically most active volcano in southern Peru

Received: 1 March 2004 / Accepted: 4 October 2004 / Published online: 21 April 2005
© Springer-Verlag 2005

Abstract Ubinas volcano has had 23 degassing and ashfall episodes since A.D. 1550, making it the historically most active volcano in southern Peru. Based on fieldwork, on interpretation of aerial photographs and satellite images, and on radiometric ages, the eruptive history of Ubinas is divided into two major periods. Ubinas I (Middle Pleistocene >376 ka) is characterized by lava flow activity that formed the lower part of the edifice. This edifice collapsed and resulted in a debris-avalanche deposit distributed as far as 12 km downstream the Rio Ubinas. Non-welded ignimbrites were erupted subsequently and ponded to a thickness of 150 m as far as 7 km south of the summit. These eruptions probably left a small collapse caldera on the summit of Ubinas I. A 100-m-thick sequence of ash-and-pumice flow deposits followed, filling paleo-valleys 6 km from the summit. Ubinas II, 376 ky to present comprises several stages. The summit cone was built by andesite and dacite flows between 376 and 142 ky. A series of domes grew on the southern flank and the largest one was dated at 250 ky; block-and-ash flow deposits from these domes filled the upper Rio Ubinas valley 10 km to the south. The summit caldera was formed between 25 and 9.7 ky. Ash-flow deposits and two Plinian deposits reflect explosive eruptions of more differentiated magmas. A debris-avalanche deposit (about 1.2 km^3) formed hummocks at the base of the 1,000-m-high, fractured and unstable south flank before 3.6 ka. Countless explosive events took place inside the summit caldera during the last 9.7 ky. The last Plinian eruption, dated A.D.1000–1160, produced an andesitic pumice-fall deposit, which achieved a thickness of 25 cm 40 km SE of the summit. Minor eruptions since then show phreatomagmatic characteristics and a wide range in composition (mafic to rhyolitic): the events reported since A.D. 1550 include many degassing episodes, four moderate (VEI 2–3) eruptions, and one VEI 3 eruption in A.D. 1667.

Ubinas erupted high-K, calc-alkaline magmas (SiO_2=56 to 71%). Magmatic processes include fractional crystallization and mixing of deeply derived mafic andesites in a shallow magma chamber. Parent magmas have been relatively homogeneous through time but reflect variable conditions of deep-crustal assimilation, as shown in the large variations in Sr/Y and LREE/HREE. Depleted HREE and Y values in some lavas, mostly late mafic rocks, suggest contamination of magmas near the base of the >60-km-thick continental crust. The most recently erupted products (mostly scoria) show a wide range in composition and a trend towards more mafic magmas.

Editorial responsibility: D Dingwell

J.-C. Thouret (✉)
Laboratoire Magmas et Volcans,
Université Blaise-Pascal et CNRS, OPGC,
5 rue Kessler, 63038 Clermont-Fd Cedex, France
e-mail: thouret@opgc.univ-bpclermont.fr
Fax: 04-73-34-67-44

M. Rivera
INGEMMET,
Dirección de Geología Ambiental,
Av. Canada 1470, La Victoria, Lima, Perú

G. Wörner
GZG, Abt. Geochemie,
Universität Göttingen,
Goldschmidtstrasse 1, 37077 Göttingen, Germany

M.-C. Gerbe
Département de Géologie-Pétrologie-Géochimie,
Université Jean Monnet et Laboratoire Magmas et Volcans,
Rue Dr. P. Michelon, 42023 Saint Etienne Cedex, France

A. Finizola
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INVG-Palermo),
Via Ugo la Malfa 153, 90144 Palermo, Italy

M. Fornari
IRD, Géosciences Azur,
Université de Nice-Sophia Antipolis,
Parc Valrose, 06108 Nice Cedex 2, France

K. Gonzales
IGP, Instituto Geofísico del Perú,
Regional Arequipa,
Urb. La Marina B19, Cayma, Arequipa, Peru

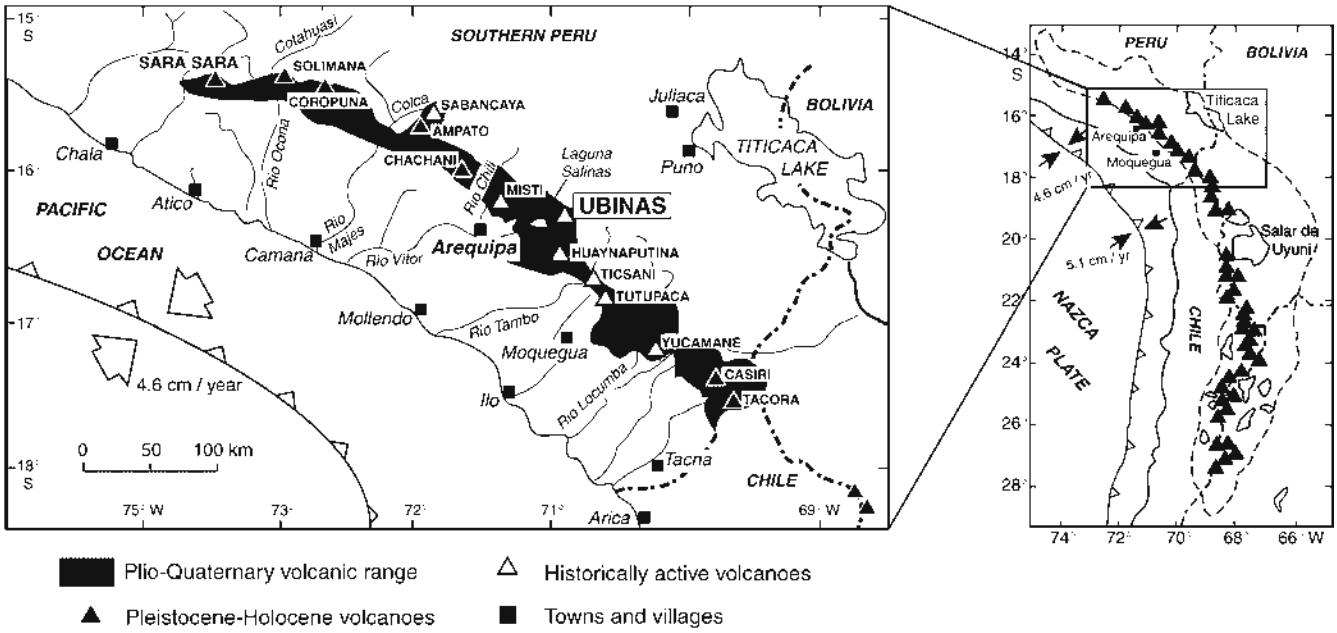


Fig. 1 Geologic setting of the present volcanic range in southern Peru, with emphasis on Ubinas volcano. *Inset*: Central Andean Volcanic Zone with study area (*in box*)

Recent eruptions indicate that Ubinas poses a severe threat to at least 5,000 people living in the valley of the Rio Ubinas, and within a 15-km radius of the summit. The threat includes thick tephra falls, phreatomagmatic ejecta, failure of the unstable south flank with subsequent debris avalanches, rain-triggered lahars, and pyroclastic flows. Should Plinian eruptions of the size of the Holocene events recur at Ubinas, tephra fall would affect about one million people living in the Arequipa area 60 km west of the summit.

Keywords Andes · Ubinas · Eruption history · Radiometric dating · Geochemistry · Fractional crystallization · Mafic magma · Hazards

Introduction

The Ubinas volcano (16° 22′ S, 70° 54′ W; 5,672 m a.s.l., Fig. 1) is located in the Quaternary volcanic range in southern Peru, which belongs to the Central Volcanic Zone (CVZ) of the Andes. Ubinas is 230 km to the east of the Peru-Chile trench and 120 to 150 km above the Benioff-Wadati plane (Barazangi and Isacks 1976). The Nazca plate is being subducted beneath the South American plate with a N80° trend, a subduction dip in the range of 20–30°, and an average velocity of 4.6 cm/year (Sébrier and Soler 1991).

The Miocene to Recent volcanic arc in southern Peru consists of composite cones, lava fields, domes, and ignimbrites. Of the Holocene volcanoes, seven have had historical eruptions (Nevado Sabancaya, El Misti, Ubinas, Huaynaputina, Ticsani, Tutupaca, and Yucamane), while others are dormant (Nevado Sara Sara, Nevado Coropuna, Nevado Ampato, Chachani, and Casiri) (James 1982; de Silva and Francis 1991). Extinct volcanoes, such as Nevado Solimana, Pichu Pichu, Hualca Hualca and many other deeply glaciated volcanoes are of Late Miocene to Early Quaternary age and have not been active in the Holocene.

Central Andean composite volcanoes are built on exceptionally thick crust (ca. 60 km) and have lifetimes of more or less 1 million years. Several types of volcanic structures and evolutionary styles are observed. Two typical end-members are: (1) relatively short-lived (<0.5 Ma), andesite-dacite stratocones with symmetrical shape and central vent. The typical temporal evolution is characterized by rather continuous eruptions of largely similar lava composition. Evidence for frequent magma mixing is observed, either as a volcanic trigger event or, more often, in the petrographic record. (2) Long-lived clusters (>0.5 Ma) of dacitic domes with pyroclastic aprons. Lava compositions are thermally buffered, resulting in low-output volcanoes of rather monotonous compositions. Magma interaction is also recorded in minerals showing complex compositional textures.

In addition to these different evolutionary styles of composite volcanoes, distinct magmatic regimes are also observed. One prominent recorder of magma chamber depth, water content and degree of differentiation is amphibole. "Slower" systems tend to crystallize amphibole at a given SiO_2 content compared to the more dynamic and generally more mafic stratocone systems. A rapid change from one regime to another is not normally observed but, in certain cases, e.g., where gravitational collapse has unloaded the edifice and the magmatic system below, a change in regime can be immediate from a "slow" system to one with high magma input, high mix-

Table 1 Summary of the ^{40}Ar-^{39}Ar ages of Ubinas rocks; see text for discussion, Figs. 6, 7, and repository data 1–3 for analytical data

Sample number Edifice	Location (UTM units, Fig. 2)	Material or mineral dated	Accepted Ar-Ar age ka, ±2σ	Comment
Ubi-120, Ubinas IIa	Block-lava flow, 3,600 m, E 298.5, N 8189.7	Biotite	168±30	Weighted mean from five single-grain laser fusions
Ubi-71, Ubinas IIa	Block-lava flow, San Miguel, 3,100 m, E 303.8, N 8185.3	Biotite	261±10	Plateau age, bulk sample
Ubi-46, Ubinas IIb	Lava dome, S flank, 4,100 m, above Querapi, E 298.1, N 8189.3	Biotite	250±26	Plateau age, bulk sample
Ubi-127, Ubinas Ic	Ignimbrite, 3,600 m, Anascapa, E 299.1, N 8185.0	Biotite	376±27	Weighted mean from eight single-grain laser fusions
Ubi-122, Ubinas IIa	Lava flow, SSE flank, 4,850 m, E 299.9, E 8190.1	Whole-rock Amphibole	142±3 *not available**	Mini-plateau (58% of the total ^{39}Ar released) Bulk sample
Ubi-123, Ubinas II	Lava flow, summit area, 5,460 m, E 297.7, N 8193.4	Amphibole	not available*	Bulk sample (see text for data and method) *amphibole dates furnish only maximum ages (not accepted here; see discussion, Appendix 1)

Table 2 List of ^{14}C dates related to pyroclastic deposits around Ubinas

Sample and Lab number	Location UTM (Figs. 2, 6 and 9)	Material	Deposit	^{14}C age (yr B.P.)	Calibrated age (1σ)
L.S.2, Lv-2183	Laguna Salinas S shore, 4,300 m, E271.5 N 8185.5	Peat	Peat 430–445 cm deep, above tephra LS3	14690±200	Non applicable
L.S.3. Lv-2106	Laguna Salinas S shore, 4,300 m, same site	Peat	Peat 190–200 cm, bottom of section	9700±190	8325–8802 cal B.C.
Ubi JCT97-3, GrA-9237	Road section near Anascapa, 3,400 m, E 298.7, N 8186.7	Charcoal	Ash layer between two pumice-fall deposits	7480±40	6700–7000 cal B.C.
Ubi JCT97-4, GrN-22820	Road section nearby Querapi, 3,800 m, E 298.9 N 8188.8	Organic matter	Peat and gyttja, base of a hummock	3670±60	1938–2136 cal B.C.
Ubi JCT97-1, GrN-23146	Tank water above Ubinas village, 3,800 m, E301.5 N 8188.9	Charcoal	Ash layer at the contact of the pumice-fall deposit	980±60	1000–1164 cal A.D.

(GrN and Lv numbers = conventional dates; GrA numbers = AMS dates; Lv University of Louvain; GrN, GrA: J. van der Plicht, Centre for Isotope Research, Rijksuniversiteit, Groningen)

ing and eruption rates (e.g., Volcan Parinacota, Wörner et al. 1988; Bourdon et al. 2000). However, what exactly causes the switch from one regime to another is largely unknown. It is therefore of particular interest to study the recent volcanoes, such as Ubinas, that show such changes in their volcanic and magmatic evolution and to consider how these may relate to the problem of assessing volcanic hazards.

Ubinas volcano in southern Peru is not only one of the historically most active volcanoes in the Central Andes, it has virtually been unstudied (Bullard 1962). Most importantly, Ubinas records a significant change in its eruptive style and magma composition during its recent eruptive history. In order to constrain models of volcano growth and destruction in the Central Andes, changes in eruptive style and magmatic regime, and how these relate to hazards, we aim to characterize the geological and petrological evolution of Ubinas, using geological and geophysical fieldwork, satellite images, major and trace element geochemistry, as well as radiometric datings (Tables 1 and 2). Since Ubinas is the historically most active volcano in southern Peru, its eruptive and magmatic history, the hazard-zone mapping, and geophysical measurements enable us to assess potential volcanic hazards. They are fourfold: fallout from vulcanian, phreatomagmatic or Plinian eruptions; ash- or pumice-rich pyroclastic flows; a collapse of the southern flank and subsequent debris avalanches, and; lahars triggered by snowmelt, rainfall or by a debris avalanche. Should a Plinian eruption occur, ash fall may affect one million people living 60 km west of Ubinas in the area of the city of Arequipa.

Geological setting and structure of Ubinas

Ubinas is a composite cone with a roughly circular shape (Figs. 2 and 3), which is built on a high plateau formed by Oligo-Miocene ignimbrites of the Llallahui Formation (Tacaza Group) and intrusive rocks of upper Tertiary age (Marocco and del Pino 1966). Late Miocene to Early Quaternary lavas of the Barroso Group form the immediate basement. With an area of 65 km^2, the 1,400-m-high cone has a volume of ca. 56 km^3. The edifice has been built mainly in Lower-Middle to Late Pleistocene times but has been persistently active to the present. Ubinas is sitting on the NW margin of an erosional NNW–SSE-elongated depression (Fig. 2). Large landslides formed amphitheater scars on the high, steep slopes of the western side of the depression. The general trend of the de-

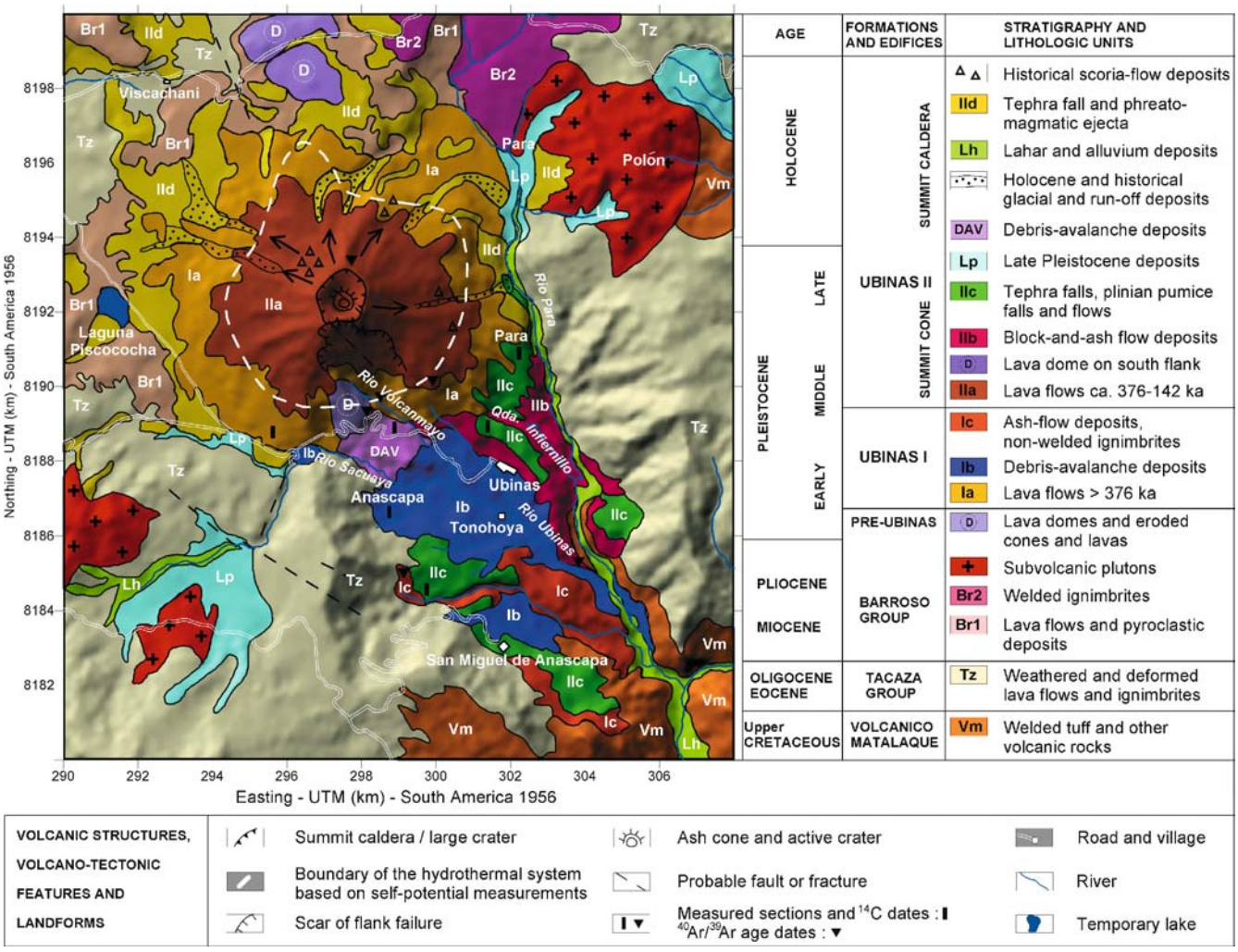


Fig. 2 Schematic geologic map of Ubinas volcano, superimposed on a Topographic Digital Elevation Model, based on field observations, aerial photographs, and on a SPOT satellite image. The location of the measured sections and of the ^{14}C and ^{40}Ar-^{39}Ar dated samples is also shown

pression also follows N170 regional fault pattern. Small fractures of similar trend cut the caldera floor and the south flank of the edifice (Figs. 2 and 3a). The digital elevation model (DEM, Fig. 2) shows the depression south of Ubinas, the observed faults, and the fractured amphitheater on the south flank (Fig. 3a).

The Ubinas composite cone comprises two edifices (Figs. 2–4): a lower volcano, Ubinas I, is less than 600 m high with a broad shield morphology overlain by a steeper cone, Ubinas II, more than 900 m high with slopes >30°. The lower flanks are mantled by thick layers of Late Pleistocene and Holocene tephra. In the summit area, the steeply deposited lava flows (5,672 m a.s.l.) are cut by a small summit caldera, 1.7 km^2 in area, with its present floor at about 5,380 m a.s.l.

The summit caldera has an elliptical shape with a maximum diameter of 1.4 km, which may have resulted from a limited amount of funnel-type collapse (after Lipman 1997) and from excavation by medium-scale (1–3 km^3) Plinian eruptions. Such a summit caldera also formed during the 1991 Pinatubu eruption. The Ubinas caldera walls are 80–300 m high and consist of hydrothermally altered lava flows. The caldera is floored by lava flows and a 20-m-thick pile of lapilli and ash-fall layers, products of frequent, Late Holocene, phreatic and phreatomagmatic eruptions from the small, younger inner crater. The presently active inner crater, 400 m across and 300 m deep, has cut through two adjacent ash cones a few tens of meters high above the caldera floor (Fig. 3b). The N140-trending elongated shape parallels fractures crossing the hydrothermally altered wall of the caldera. The bottom of the crater shows persistent (at least since 1995), high-temperature fumaroles (440°C in 1998) fed by six vents. The inner crater, close to the south flank (Fig. 3b), which is <200 m high, shows a dense pattern of fractures, pervasive hydrothermal alteration, and must be considered gravitationally unstable.

Fig. 3 **a** South and SE flanks of Ubinas volcano showing the steep-sided lava flows of Ubinas II, truncated by the summit caldera 1.4 km across at ca. 5,400 m a.s.l. The fractured amphitheatre of the S flank overhangs thick ridges built up of pyroclastic-flow deposits. Ubinas village at 3,400 m, 6 km from the vent. **b** Southern wall of the summit caldera with fractured, hydrothermally altered lavas and young ash cone on the caldera floor with fumaroles escaping from the active crater (photographs by J.C. Thouret 1996–98)

Stratigraphy, geochronology, volcano growth and denudation

$^{40}Ar/^{39}Ar$ age data: results and interpretation

A summary of the $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages is given in Table 1 and Fig. 5. Age spectra for the high-frequency furnace experiments are shown in Fig. 6. All errors are presented at 2σ. Details of sample preparation, dating method, and the full $^{40}Ar/^{39}Ar$ data set are given in the Data Repository.

Amphibole separates (Ubi 122 and Ubi 123) show disturbed saddle shaped spectra (Fig. 6a, b) probably induced by excess argon. The minimum ages of 335±50 and 378±38 ka thus indicate a maximum age for the amphiboles Ubi 122 and Ubi 123, respectively. The $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ ratio of the amphiboles Ubi 122 and Ubi 123 is constant at intermediate and high temperatures indicating that the intermediate minimum age might represent the degassing of pure amphibole.

The additional experiment with the whole-rock sample of Ubi 122 shows a small "plateau area" of 4 steps from 750 to 900°C, representing 58% of the total ^{39}Ar released (Fig. 6c). The age of 142±3 ka, which results from temperatures lower than the amphibole-degassing peak, may represent the best estimate of the age of the Ubi 122 lava flow. However, the steps included in the plateau calcu-

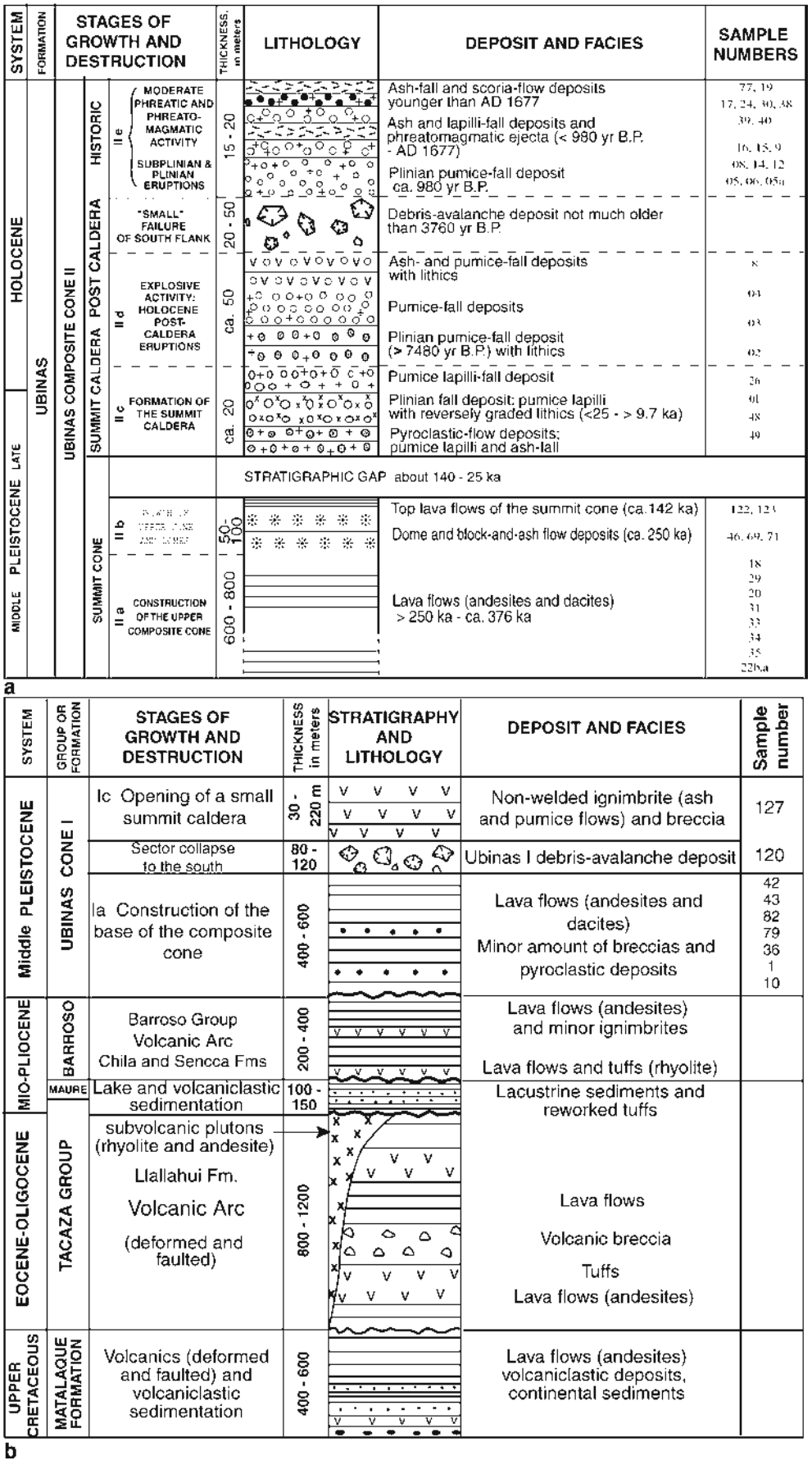


Fig. 4 Composite lithostratigraphic sections showing the geologic and volcanic evolution of Ubinas volcano: **a** Pre-Ubinas basement and Ubinas I stratovolcano. **b** Ubinas II summit cone

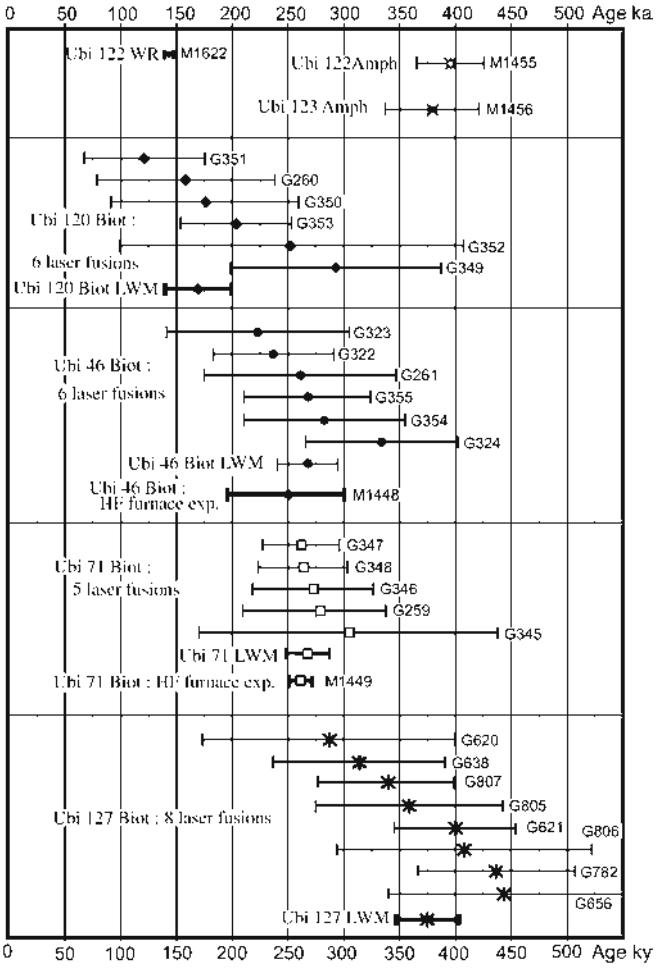


Fig. 5 Plot of the measured ages on Ubinas samples (error bar at the 2σ confidence level). Heading letter in the experiment number refers to laser experiment (*G*) or to HF furnace experiment (*M*). Preferred ages are based on HF furnace experiment for Ubi 123, Ubi 46 and Ubi 71, and on the weighed mean (*LWM*) of the laser experiments for Ubi 120 and Ubi 127. Note that the amphibole ages are maximum ages, which are not reliable when compared to the available stratigraphy

lation show a slight decrease of apparent ages with increasing temperatures, which may indicate that some recoil is present with excess argon at the higher (>1,100°C) temperature steps (induced by the amphiboles?).

Biotite bulk sample Ubi 71 yields a plateau age of 261±10 ka (Fig. 6d). The plateau includes six steps from 1,010 to 1,250°C representing 88% of the total ^{39}Ar released. This age is concordant with the age of 261±8 ka calculated with the same steps plotted on an isotopic correlation diagram of ^{36}Ar/^{40}Ar vs. ^{39}Ar/^{40}Ar. The data yield a linear correlation with a MSWD of 1.4 and an initial trapped atmospheric Ar with a ^{40}Ar/^{36}Ar ratio of 294.9±1.5, indicating that no excess argon is present. This age is also concordant at the 2σ level with each fusion age of five single-grain laser experiments and the corresponding weighted mean of 269±20 ka. The plateau age of 261±10 ka is probably reliable.

Biotite from Ubi 46 yields a plateau age of 250±26 ka (Fig. 6e). The plateau includes six steps from 1,100 to 1,450°C representing 85% of the total ^{39}Ar released. This age is concordant with the age of 251±14 ka calculated from the same steps on a ^{36}Ar/^{40}Ar vs. ^{39}Ar/^{40}Ar diagram. The data yield a linear correlation with a MSWD of 1.1 and an initial trapped Ar with ^{40}Ar/^{36} Ar = 292.7 ± 2.6. This age is also concordant at the 2σ level with each fusion age of six single-grain laser experiments and with the corresponding weighted mean of 266±28 ka. The plateau age of 250±26 ka is probably reliable.

Eight biotite single-grain laser step-heating experiments were made on the sample Ubi 127. The atmospheric contamination remained above 90% for all the temperature steps. The ^{39}Ar degassing occurred during the low temperature steps and the fusion step represented only a small fraction of the total ^{39}Ar released. Thus, based on the experiments G638, G656, G782, and G805, a plateau age is used. During these experiments, isotopic correlation diagrams indicated initial ^{40}Ar/^{36}Ar near atmospheric composition from 293.8 to 297.2. Ages ranging from 288±114 to 444±106 ka agree within the analytical uncertainty of 2σ level (Fig. 5). The weighed mean age of 376±27 ka may represent a reliable age for Ubi 127.

Six biotite single-grain laser step-heating experiments were performed on the sample Ubi 120. The fusion step ages vary between 120±27 and 292±47 ka. Two age-data are not concordant (G351 and G349; when we reject the G349 experiment (which has a large error bar, probably due to alteration), the other five age data are concordant, with a weighted mean of 168±30 ka that may represent the best age estimate for Ubi 120. This age is not very different from the weighted mean of the six grains, i.e., 180±29 ka.

Growth and partial destruction of Ubinas I (Middle Pleistocene)

Stage Ia: Base of the stratovolcano

The Ubinas Ia period was essentially effusive and produced an estimated 600 to 700-m-high volcano, mainly built up by andesite to dacite block-lava flows that today cover an area of 65 km^2 (Figs. 2 and 4a). Based on geologic mapping and on the ^{40}Ar-^{39}Ar age of one ignimbrite of stage Ic (Table 1, Figs. 5, 6), this period preceded 376±27 ka.

Stage Ib: Sector collapse

During the second stage Ib, a sector collapse of the Ubinas I edifice has left a large horseshoe-shaped amphitheater open towards the SSE. Resulting debris-avalanche deposits of a volume of about 2.8 km^3 were channeled in the Rio Para and Ubinas valleys (Fig. 2). The thickness of the debris-avalanche deposits exceeds

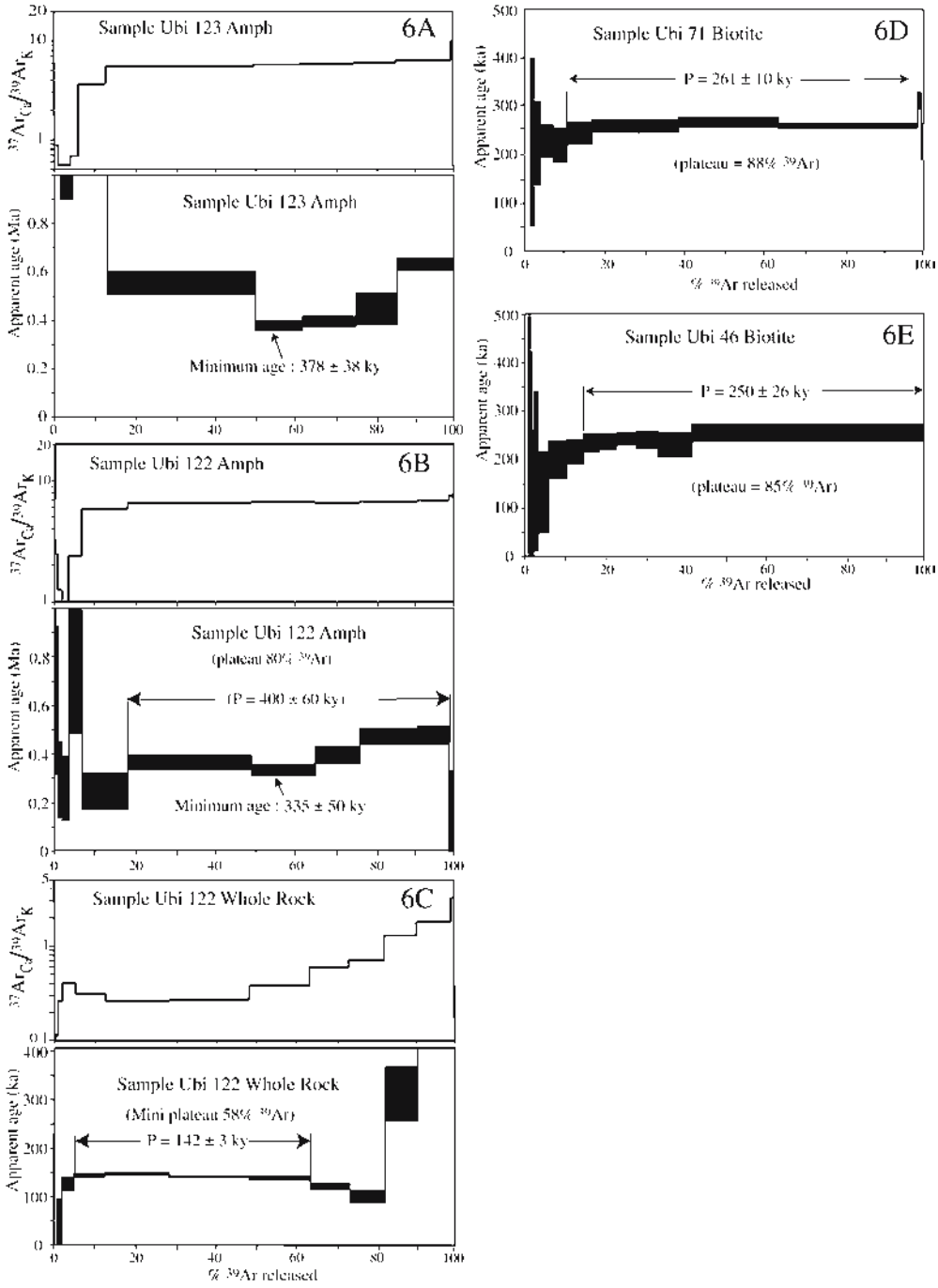


Fig. 6 $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages and $^{37}Ar_{Ca}/39Ar_K$ ratio spectra obtained on HF furnace heating experiment for the Ubinas volcano. See text for discussion. *P* plateau age; *arrows* show the steps included in the plateau age calculation. Error on plateau age are given at ± 2σ; the thickness of each apparent age is at 1σ level (analytical data are given in Data Repository 2, location of samples is shown in Data Repository 1)

220 m at a distance of 4 km to the SE but decreases to 30 m at 10 km SE of the summit. The debris-avalanche deposits comprise lava blocks several meters in size, often hydrothermally altered and showing jigsaw fractures. Very large blocks of lava (50–100×10–20 m) from Ubinas I and from the Barroso basement are included in the debris-avalanche deposit at ca. 3,600 m a.s.l. Although difficult to date with accuracy, the sector collapse may have occurred during the stage I (Middle Pleistocene), not long before 376 ka (Table 1).

Stage Ic: A collapse caldera?

A succession of non-welded, dacitic ash- and-pumice flow deposits with a total volume of ca. 1.8 km^3 was emplaced during stage Ic. These deposits are 80–120 m thick at 5–8 km from the base of the south flank (Figs. 2 and 3a) and overlie the debris-avalanche deposits of stage Ib. The pyroclastic flows encompass at least five massive units, which are characterized by abundant cm- to dm-sized accidental andesite clasts. The voluminous, lithic-rich pyroclastic-flow deposits suggest the formation of a summit collapse caldera before the Ubinas II edifice, i.e.,

around 376±27 ka, the age of Ubi 127 pumice flows (Table 1) and well before 261±10 ka (Ubi 71 biotite), i.e., the age of the Ubinas IIa lava flows. Unconformities along with break in slopes at the contact of the lava flows of Ubinas I with those of Ubinas II are visible on the south and southeast flanks of the volcano at 4,800–5,200 m a.s.l.

Ubinas II (from Middle-Late Pleistocene to historical times)

Stage IIa: Summit cone and lava flows

A thick series of andesite and dacite block-lava flows forms the present summit cone from 4,800 to more than 5,600 m a.s.l. (Figs. 2 and 3). One lava flow at 5,500 m yielded a whole-rock age of 142±3 ka (Ubi 122). The largest part of the summit cone Ubinas II may be comprised between <376 and 142 ka (Table 1, Data Rep. 1). Two ^{40}Ar-^{39}Ar ages of 261±10 ka and 168±30 ka were obtained on block-lava flows (biotite, Ubi- 71 and 120: Table 1, Figs. 5, 6, Data Rep. 1, 2), which form a broad ridge between the valleys of Rio Ubinas and Rio Para. The steep (>30°) lava flows are 20–40 m thick and have flowed 3–4 km around the crater on Ubinas I lava flows (Fig. 3a).

Stage IIb: Dome(s) on the south flank

A large dacitic lava dome 300 m high grew to a height of 4,100 m a.s.l. on the south flank of Ubinas and gave an age of 250±20 ka (biotite of Ubi 46: Table 1, Figs. 5 and 6, Data Rep. 1). Block-and-ash flows filled up the Rio Ubinas valley to 60 m as far as 7 km to the SE of the volcano (Fig. 2). These deposits consist of decimeter-sized lava blocks in a gray ash matrix. The pyroclastic deposits of stage IIb reflect a period of dome growth and dome destruction at least on the south, SW and SE flanks of the Ubinas II edifice.

A gap in activity from <142 ka to about 25 ka?

The youngest block-lava flows of the Ubinas II summit cone were dated at 168±30 (Ubi 120) and 142±3 ky (Ubi-122; see Table 1, Figs. 5 and 6, Data Rep. 1, 2) indicating a gap in eruptive activity between <142 ky and ca. 25–14.7 ky (Fig. 4b), although rocks of that age can be there but not exposed. The lower limit of the gap is constrained by the ^{14}C age of the Ubinas pumice-fall deposits in the Laguna Salinas core (Fig. 8, Table 2).

We cannot entirely exclude that the gap is due to the lack of adequately dated deposits. However, lavas and pyroclastic deposits, which would span the gap, could not have been completely eroded away. Easily eroded Plinian deposits should at least have been preserved in distal stratigraphic sections, but this was not observed. The reason for such a long gap in eruptive activity remains poorly understood. The summit caldera-forming Plinian eruptions, involving the most evolved rhyolitic magmas, occurred when the eruptive activity resumed some 25–14.7 ky ago.

Stage IIc: formation of the summit caldera

At least four ash-flow deposits underlie Holocene tephra at Quebrada Infernillo 6 km SE from the crater. These massive 2 to 4-m-thick ash-flow deposits are comprised of cm-sized dacite pumice and lithic clasts. The oldest ash-flow deposits should not be older than ca. 25–21 ky because they are preserved on steep slopes, in deep gullies (e.g., Qda. Infernillo), and on the flanks of the volcano above 3,800 m a.s.l., which have been, at least partly, eroded by glaciers during the most recent Last Glacial Maximum (before 21 ky, Seltzer 1990). The previous stage IIa summit cone was obviously ice clad because the volcano's flanks show glacially shaped headvalleys as well as cirques and moraines at the base of the cone at locations as low as 4,000 m a.s.l. These glacial features suggest that an ice cap existed large enough to feed glaciers down to the base of the cone.

Although the precise age of the formation of the summit caldera remains poorly constrained, it must have occurred between 25 ky and before 9.7 ky based on Plinian pumice-fall deposits and on tephra correlations (Figs. 7 and 8):

1. At the base of the thick Holocene tephra section 9 km south of the summit, a 3.8-m-thick coarse-grained Plinian pumice-fall deposit with reversely graded lithics is older than 7.5 ky. This is the ^{14}C age (GrA-9237, Table 2) of a pumice-fall layer in the section 1.20 m above it (Fig. 7). The lack of a soil within the tephra suggests that this deposit is probably Lateglacial in age.
2. At least four pumice-fall layers 3.1 m thick have been found 4 km W of Laguna Salinas and 30 km WSW of Ubinas (Fig. 8). These are older than 14.69±0.29 ky (i.e., the age of the base of the peat cored in the Laguna Salinas, above the four pumice layers: Juvigné et al. 1997) and younger than the Last Glacial Maximum 25–21 ky ago (Seltzer 1990).
3. A pumice-fall layer, at least 1.2 m thick, consists of dacitic pumices and abundant, dense, juvenile lithic clasts. Non vesicular, vitreous clasts with radial fractures, curviplanar surfaces, and cauliflower shapes reflect the effects of phreatomagmatic explosions. The pumice fall has been correlated with a tephra layer (TP2) at Laguna Salinas, which is 45 cm thick, rich in lithics of similar texture, and slightly older than ca. 14.69 ky (Juvigné et al. 1997; Fig. 8).
4. A 1-m-thick tephra layer of white dacitic lapilli and coarse ash with very rare lithics is observed on top of the section and correlates with a tephra layer (LS3) in the peat core drilled in Laguna Salinas (Fig. 8). This tephra layer is slightly older than 9.7±0.19 ky.

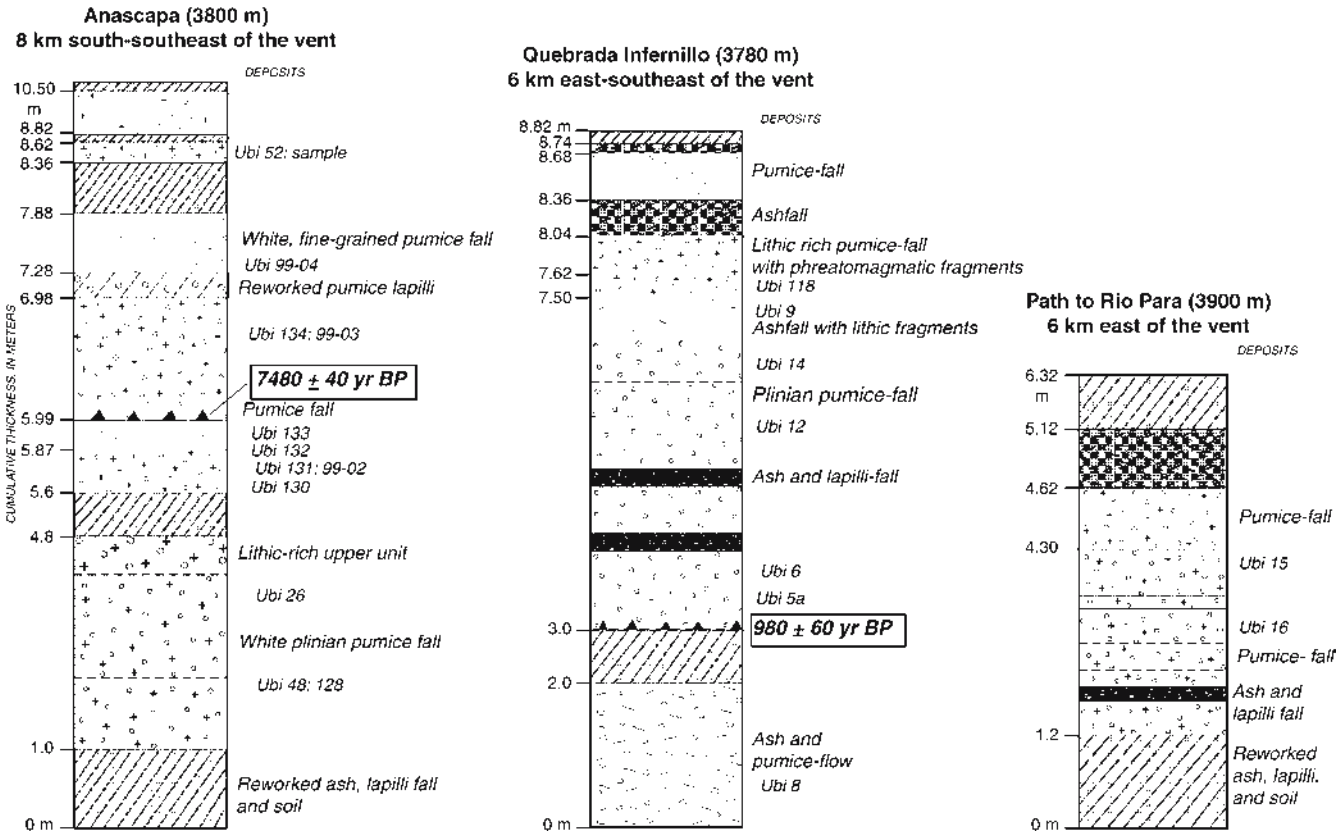


Fig. 7 Composite stratigraphic sections of Late Pleistocene (Late Glacial) and Holocene tephra-fall deposits around Ubinas

Thus, during its most recent history between ca. 25 and 9.7 ky, Ubinas produced a series of Plinian eruptions with a volume of 1 to 2 km^3. The summit caldera was formed and truncated the Ubinas II cone above 5,380 m a.s.l. (Figs. 2 and 3a). The pumice-fall deposits can be correlated to locations as far as 35 km toward the SW, S and SE (Figs. 2, 7, and 8), and at least 15 km away NE of the summit.

Stage IId: Post-caldera eruptions and unstable south flank

Over the past 7,500 years, the eruptive behavior of Ubinas volcano has consisted of small to medium-scale sub-Plinian, phreatomagmatic and vulcanian eruptions (Fig. 4b). Flank failures and rockslides occurred on the unstable, >45° steep southern flank during the Holocene (Fig. 3a). Hummocks which support the hamlet of Querapi at the base of the south flank as far as 4.5 km from the summit are witnesses to a debris avalanche event that left a deposit of ca. 1 km^3 (Fig. 2). Hummocks, which are 40 to 80 m high, consist of fractured lava blocks 1 to 10 m in diameter, often hydrothermally altered and of diverse composition and texture, and cobbles in a coarse matrix. The flank failure occurred not long before 3,670± 60 yrB.P. (GrN-22820) based on the ^{14}C age of a peat at the base of the debris-avalanche deposit nearby Querapi at ca. 4,000 m a.s.l. (Table 2).

Stage II e: prehistoric and historic eruptions

One Plinian eruption, dated ca. 980±60 year B.P. (A.D. 1000–1160, Table 2), produced ca. 1 km^3 of pumice (Fig. 5). The tephra fall consists of reversely graded, cm- to dm-sized andesite pumice and cm-sized lithic clasts. Two layers with ash-coated lapilli and ash particles, intercalated between 60 and 100 cm above the base of the deposit, witness to two phreatic events during the Plinian eruption. The entire Plinian sequence, which is 4.5 m thick at 6 km and 25 cm thick at 40 km SE from the summit, has a volume of ca. 2.8 km^3. It is overlain by two 60 and 80-cm-thick beds of pumice lapilli and lithic clasts at 6 km SE from the summit. The dense lithic juvenile clasts, with vitreous curviplanar surfaces and chilled margins with radial fractures, suggest phreatomagmatic events.

Ashfall deposits less than 0.1 km^3 in volume were emplaced by abundant small (VEI $\leq$2) phreatic, phreatomagmatic, and vulcanian eruptions during the past 980 years. Many tephra layers on the caldera floor and in the crater walls consist of gray and yellowish ash, lithic clasts and scattered dm-sized blocks, sometimes hydrothermally altered, with few pumice lapilli (Fig. 3b). In

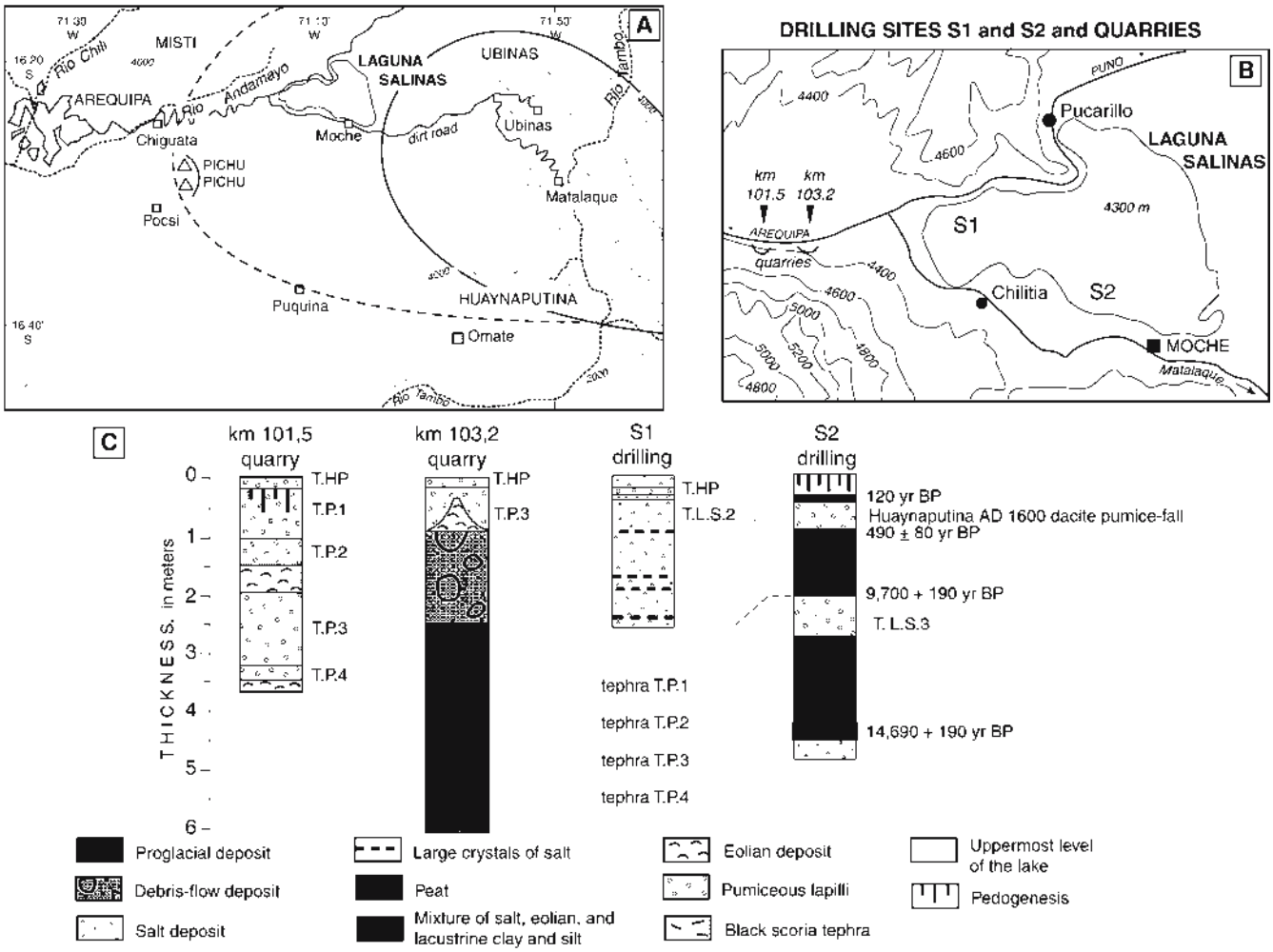


Fig. 8 **A** Laguna Salinas, a brine lake (*salar*) acts as a sediment trap at 4,300 m a.s.l. in a volcano-tectonic depression 35 km east of Arequipa. The *stippled area* was mantled by at least 50 cm of pumice lapilli-fall deposit during the Holocene. The *dashed line* west of Laguna Salinas shows the possible reach of a 10+ cm-thick Plinian pumice-fall deposit from Ubinas due to prevailing eastern winds. **B** and **C** Two measured road sections and two drilling sites in the lake show seven tephra-fall deposits from Ubinas, Misti, and Huaynaputina, which encompass the past ca. 15,000 years (Juvigné et al. 1997). The uppermost tephras are the andesitic ashfall layer LS2 from El Misti's 1400's event and the dacitic ashfall layer T.HP from the A.D. 1600 Huaynaputina Plinian eruption

addition, yellowish-orange, hydrothermally-altered lithic and pumice lapilli cover Ubinas' flanks and the Altiplano surrounding the edifice as far as 15 km towards the west and NE (Figs. 2 and 3). Lapilli 1–2 cm in diameter mantle the volcano's flanks as far as 5 km around the summit.

Preserved deposits, chronicles, and witness accounts all indicate that no less than 23 eruptive events, including fumarolic episodes, have occurred since 1550. Therefore Ubinas is the most active volcano in southern Peru, with three to five events per century (Hantke and Parodi 1966; Simkin and Siebert 1994; Valdivia 1995; Rivera et al. 1998). Most of them were small events and even the dark gray, mafic ash- and scoria-flow deposits of A.D. 1677 (VEI 3: Simkin and Siebert 1994) are poorly preserved on the uppermost flanks of Ubinas II (Fig. 2). The scoria-rich flow is 1 m thick at 5,000 m a.s.l. and 1 km west of the crater where patches of ash and scattered scoria remain on Ubinas I. In the peat-bogs 9 km north of Ubinas (Vizcachani, Fig. 2), a similar gray, scoriaceous ash layer overlies a few centimeters of peat on top of the whitish dacite ash from the 1600 A.D. eruption of Huaynaputina (Thouret et al. 2002). During the 20th century, six long fumarolic episodes and three ash emissions were linked to phreatic events, while the most recent, light ash fall occurred in 1969. Historical ash fall caused damage on cultivated areas and villages around Ubinas. Subsequent epidemics killed about 10 people and a great number of cattle (Rivera et al. 1998). On repeated occasions mudflows eroded cultivated terraces in the lowermost Rio Ubinas.

The most recent degassing and seismic episode occurred between December 1995 and the end of 1996 (Thouret et al. 1996). Fifty to 70 seismic events per day were recorded by the Instituto Geofísico del Perú for a few months after April 1996. The fumaroles consisted mainly of water vapour and SO_2 and were expelled (at 440°C in July 1998) from six vents on the floor and in the walls of the crater. The fumaroles reached usually 100 to

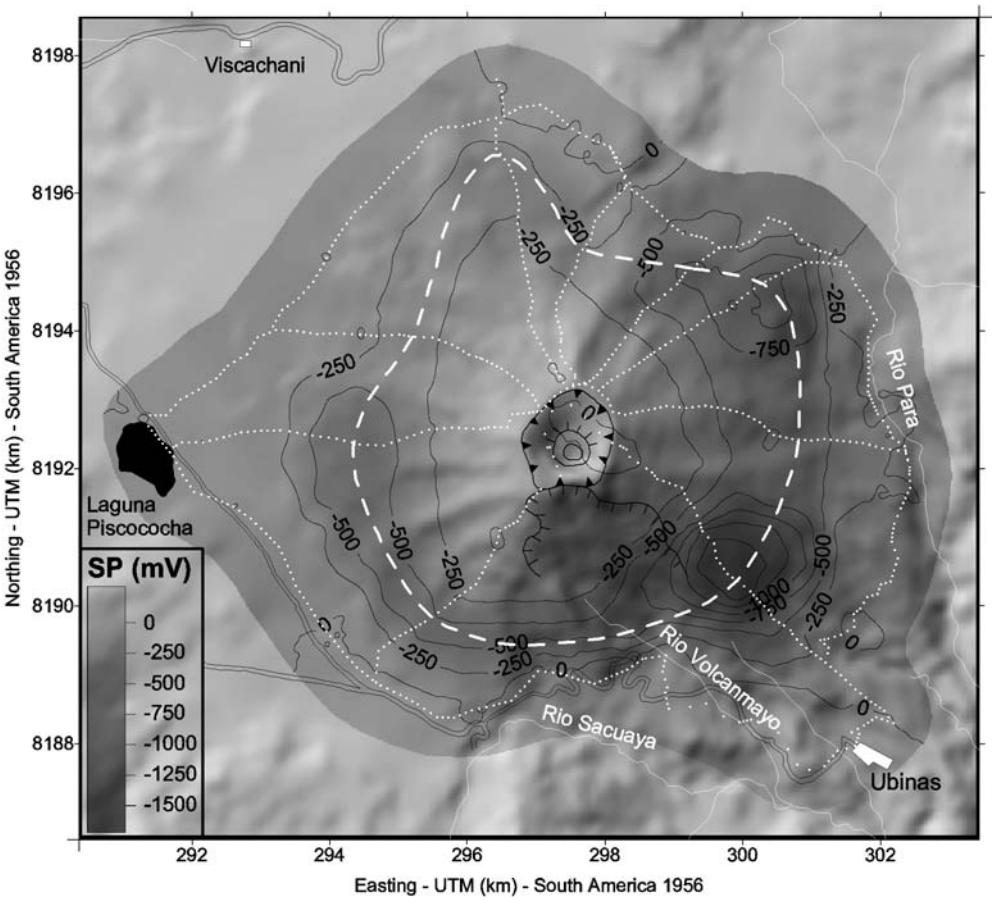


Fig. 9 Self-potential map superimposed on a topographic Digital Elevation Model of the Ubinas volcano

600 m above the crater and steam clouds rose as much as 1.5 km above the caldera rim. The persistent fumaroles (since December 1995) are related to an active hydrothermal system (Finizola et al. 1998).

Tectonic features and volcano instability based on geophysical measurements

The self-potential (SP) method is frequently applied on active volcanoes to outline their hydrothermal system and structural control on fluid flow (e.g., Finizola et al. 2003). The SP method measures electric potential differences related to fluid circulation. Nine radial profiles from the summit to the base and also along a circular profile around the edifice have been measured (Fig. 9). Additional SP, ground temperature at 20 cm depth and CO_2 soil concentration have been measured on the summit caldera floor.

The SP map of Ubinas volcano superimposed on a digital elevation model (Fig. 9) shows a SP minimum (as low as 1,700 mV in magnitude) with a roughly circular shape 6 km in diameter. This SP minimum divides the edifice into (1) the lower half with a negative correlation between SP values and elevation, and (2) the upper half with a positive correlation. This pattern, common on active volcanoes, is thought to be the result of self potential produced by downward flow of vadose water on the lower flanks and upward flow of hydrothermal fluids on the upper flanks. Hence, the cone shows two distinct areas: hydrogeologic and hydrothermal (Fig. 9). On several volcanoes such as Stromboli (Finizola et al. 2002), the lateral extent of the hydrothermal system is constrained by permeable structural boundaries such as caldera walls. In the case of Ubinas, the stratigraphy sequence does not display large-volume ignimbrites that could account for a caldera 6 km across. The boundary between the hydrogeologic and hydrothermal systems is probably not linked to a volcano-structural limit. However, the boundary of the hydrothermal system is also elongated toward the NNW at the north base of the edifice. The elongated shape toward the NNW suggests that the hot body (magma or hot fluid rising system) follows a regional NNW trend (Thouret et al. 2001). Similar NNW-SSE fractures have been observed across the summit caldera wall and the SSE flank of the volcano, which may act as a path for fluid circulation. Interestingly, the rims of the scar inside the south flank of Ubinas, as well as the scars of the landslides which bound the depression of Rio Ubinas, are NNW-SSE trending, a fact which suggests some tectonic control on hydrothermal pathways and edifice instability (Figs. 2 and 10).

Our SP measurements as well as the persistent fumarolic and phreatic activity clearly indicate that Ubinas hosts a large and vigorous hydrothermal system that is

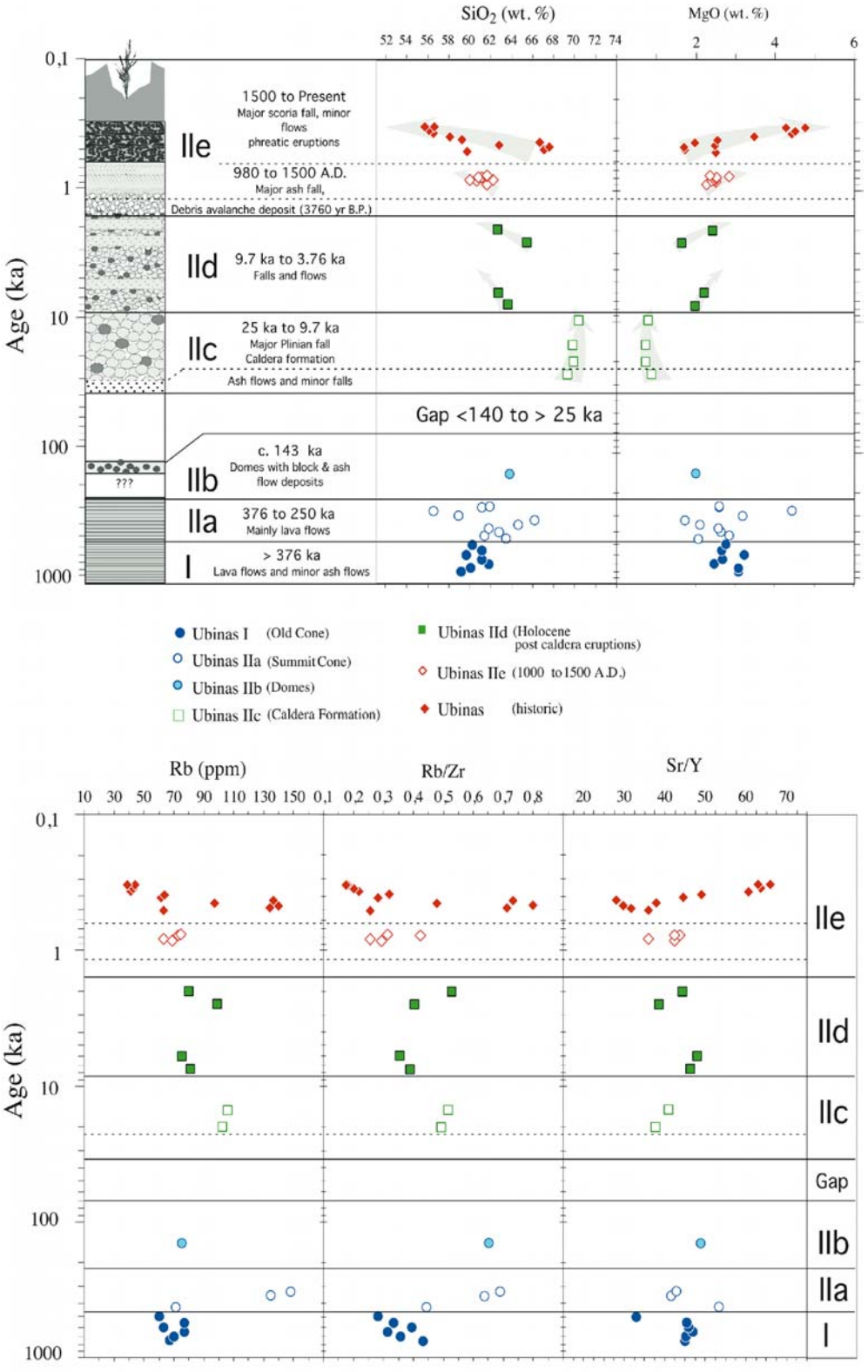


Fig. 10 Compositional changes of Ubinas lavas with age. Note that eruptive ages are approximated for the different eruptive stages according to representative dated samples. The age axis is non-linear to account for the higher sampling density and higher compositional variability in the younger eruptive products

partly controlled by faults parallel to a regional structural pattern. Thus we argue that Ubinas should be considered a volcano that is highly gravitationally unstable.

Petrography and geochemistry of lava flows and tephra

Petrography and mineralogy

Forty-five rock samples collected at Ubinas mainly consist of andesites and dacites and rare basaltic andesites and rhyolites (Table 3, Data Rep. 4). Andesitic lavas are found throughout the entire volcanic history at Ubinas, except the major Plinian eruption episode (Ubinas IIc). The andesitic tephra also comprise Holocene and historical bombs, scoria, and Plinian pumice. Dacitic lavas essentially form the summit cone of Ubinas II, while the dacitic pumices belong to pyroclastic-flow deposits and to some Early-Middle Holocene and historical tephra-fall deposits. Basaltic andesites (53–57 wt% SiO_2) are found in historical ash-and-scoria flow deposits. Rhyolitic pumices are only found in Early Holocene pyroclastic deposits.

The mineral assemblages as well as the mineral compositions evolve in a way which is compatible with differentiation. Nevertheless, zoning patterns in phenocrysts indicate a more complex evolution (Data Rep. 4).

For example, plagioclases in the historical pyroclastic rocks frequently show reverse stepped-zoning with normally zoned cores usually bound by a sharp resorption surface and mantled by 50-μm large inclusion-rich rims with higher An contents. High-amplitude compositional shift (>10%) between cores and rims suggests that the phenocryst first nucleated in an evolved magma, and completed their growth in a more mafic magma. Large An-contrasts associated with resorption may be caused by inputs of more mafic magmas into the differentiating magma chamber rather than convection or boundary layer effects near the crystals, which would lead to low amplitude oscillatory changes (Ginibre et al. 2002; Allègre et al. 1981; Singer et al. 1995).

Olivines occur as phenocrysts and xenocrysts in Holocene pyroclastic rocks. Olivine xenocrysts in dacite (Ubi-39) show constant Fo contents ($Fo_{77\text{-}80}$), and reaction rims of small orthopyroxenes, oxide and plagioclase. Reaction rims indicate the chemical disequilibrium of olivine in the dacitic magma and may result of the incorporation as xenocrysts from a distinctly more mafic magma.

Whole-rock geochemistry

Samples were analysed by XRF, ICP-AES and ICPMS in laboratories at Göttingen University (Germany), Clermont-Ferrand, and Brest Universities (France). Duplicate analyses of selected samples were performed to check for consistency between the different laboratories. The concordance between labs was found to be within analytical errors for the XRF method and thus the combined data set is presented here. All major element analyses were recalculated to 100 wt% on a volatile-free basis (Table 3). Selected rocks have been analysed for LOI to confirm totals between 98 and 100%. For the purpose of this study, we concentrate on the main processes operating in the magma chamber below Ubinas as well as the magma sources at depth. Special emphasis will be given to temporal variation of magma compositions with respect to the volcano evolution.

Ubinas rocks consist of high-K (2.1–3.91 wt% K_2O) calc-alkaline basaltic andesites, andesites, dacites, and rhyolites (55–71 wt% SiO_2, Fig. 11) and have trace element patterns with strong negative Nb and Ta anomalies typical for modern Andean subduction-related rocks (Fig. 12). Major elements such as CaO, MgO, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, show negative correlations with increasing differentiation (SiO_2). In contrast, the K_2O contents increase with respect to SiO_2. Rb, Th, La, and Nb display incompatible behavior, whereas Sc, Sr, Sm, Ni, V, Cr, and Co are depleted during the differentiation. Thus major and trace elements are broadly consistent with differentiation by fractional crystallization of plagioclase, pyroxene and amphibole, with minor olivine.

Even though the overall major and trace elements suggest the range of compositions can be explained by simple differentiation by fractional crystallization, a closer inspection reveals complexities. For example, the rhyolitic pumice deposits (Ubi 48) of the large caldera-forming eruption between 25 ka and 14.7 ka, which represent the most evolved magma in terms of major element compositions, show the lowest to intermediate incompatible element contents (e.g., all REE, Fig. 12). Their REE patterns are not parallel to those of the more mafic rocks, being more depleted in HREE. Moreover, their Sr isotopic composition is more radiogenic and that of Nd less radiogenic (Table 3) than for all other rocks. Therefore, the most evolved magma is not a simple differentiation product of the intermediate andesites and dacites, and the influence of crustal melting and assimilation must be considered.

The trace element patterns of Ubinas rocks show that the suite is characterized by an increase in LILE (K, Rb, Ba, Th) and LREE with respect to HREE with increasing SiO_2 (Fig. 12). REE and trace element patterns are broadly parallel, consistent with fractional crystallization. In detail, however, we find three distinct patterns and magma types: andesites of Ubinas I cone have a relatively flat REE pattern while the bulk of andesites and dacites for Ubinas II are very coherent with a slightly steeper pattern. The most evolved Plinian pumice has the lowest REE, steepest LREE/HREE, and a flat HREE pattern (Fig. 12). Only a few rocks have a small Eu anomaly indicating that plagioclase was not strongly fractionating Eu even in the most evolved rocks. Sr contents decrease with MgO, however, the majority of compositions falls into a rather narrow range between 500 and 800 ppm. Only the most recent mafic andesites are distinct with ca. 1,100 ppm Sr.

Table 3 Major element, trace-element and isotopic analyses of Ubinas volcano

Location	Ubi-10	Ubi-1	Ubi-36	Ubi-79	Ubi-82	Ubi-43	Ubi-42	Ubi-46	Ubi-22b	Ubi-22a	Ubi-35	Ubi-34	Ubi-33	Ubi-20	Ubi-31	Ubi-29	Ubi-18	Ubi-69
	Ubinas I							Ubinas IIa										Queb. Infernillo
Age	>376 ka	>376 ka	>376 ka	>376 ka	>376 ka	>376 ka	>376 ka	250–376 ka	250–376 ka	250–376 ka	250–376 ka	250–376 ka	250–376 ka	250–376 ka	250–376 ka	250–376 ka	250–376 ka	ca. 142
Unit	Ubinas I	Ubinas I	Ubinas I	Ubinas I	Ubinas I	Ubinas I	Ubinas I	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIb
Rock type	Andesite flow	Andesite flow	Andesite flow	Andesite flow	Andesite flow	Andesite flow	Andesite flow	Dacite flow	Andesite flow	Andesite flow	Andesite flow	Dacite flow	Dacite flow	Andesite flow	Andesite flow	Andesite flow	Andesite flow	Dacite blocks
SiO_2	59.14	60.09	61.82	61.16	59.64	61.19	60.24	63.48	61.43	62.84	61.85	64.64	66.14	58.93	56.57	61.13	61.93	63.79
TiO_2	1.08	1.02	0.91	1.01	1.02	0.91	1.10	0.73	0.99	0.95	0.92	0.83	0.72	1.11	1.30	0.93	0.98	0.76
Al_2O_3	16.32	16.82	16.75	16.60	16.94	16.76	16.99	16.39	16.62	16.13	16.53	15.98	15.95	16.87	16.81	16.65	18.25	16.46
FeO	7.21	6.30	5.66	5.99	6.36	5.94	6.46	4.62	5.73	5.33	5.75	4.67	4.07	6.81	7.20	5.89	5.45	4.95
MnO	0.11	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.91	0.09	0.09	0.10	0.08	0.07	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10
MgO	3.07	3.06	2.45	2.67	3.21	2.65	2.75	2.05	2.83	2.62	2.56	2.10	1.70	3.17	4.41	2.57	2.59	2.00
CaO	6.34	5.54	4.92	5.15	5.86	5.20	5.83	4.71	4.79	5.01	5.11	4.15	3.43	6.42	6.90	5.57	4.86	4.65
Na_2O	4.17	4.08	4.14	3.99	3.99	4.00	4.14	4.28	4.13	4.09	4.28	3.71	3.77	3.98	4.08	4.37	3.26	3.99
K_2O	2.55	2.58	2.87	2.92	2.49	2.87	2.38	2.83	3.03	2.95	2.91	3.55	3.89	2.32	2.14	2.80	2.59	2.96
P_2O_5	0.00	0.37	0.37	0.42	0.39	0.38	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00	0.29	0.24	0.28	0.47	0.00	0.00	0.33
Nb		11.8	10.2	12.4	11.6	11.4	11.5		11			12	12.2					12
Zr		155	196	245	160	230	212		160			212	215					115
Y		17	16.5	16.8	17	15.6	24		15			15	13					14.6
Sr		766	746	790	780	710	792		800			625	557					712
Rb		67	70	77	63	77	60		71			135	148					75
Ni		20	11	20	20	12	13		20			11	11					11
Co		19	13	17	18	16	16		16			10	10					52
Cr		42	13	23	40	15	19		37			16	12					13
V		145	110	130	150	126	137		110			100	84					95
Ba		1,050	1,100	1,180	1,000	1,120	975		1,140			1,000	1,040					1,150
Sc		10.7	8	9.7	11.3	9.2	10		9.1			7.2	6					6.9
Li																		
La		40	40	43	38	35	38		47			51	52					39
Ce		75	79	86	78	68	78		93			95	95					79
Pr																		
Nd		36	32	37.5	36.5	32	41		43			40	37					34.5
Sm		6.2	6.3	6.65	6.4	5.6	7.6		7.1			6.4	6.1					5.8
Eu		1.62	1.53	1.76	1.68	1.52	1.90		1.77			1.42	1.3					1.39
Gd		5.0	4.5	4.8	4.7	4.2	6.2		4.9			4.4	3.9					4.1
Tb																		
Dy		3.2	3.2	3.25	3.25	2.95	4.4		3.05			2.6	2.4					2.6
Ho																		
Er		1.6	1.5	1.4	1.5	1.5	2.1		1.4			1.4	1.2					1.2
Tm																		
Yb		1.20	1.31	1.28	1.25	1.30	1.72		1.11			1.15	1.04					1.1
Lu																		
Hf																		
Ta																		
W																		
Pb																		
Th		7.7	8.0	8.85	7.4	9.1	7.4		7.9			19.7	21.2					9.3
U																		
Eu/Eu*		0.890	0.879	0.952	0.937	0.958	0.846		0.918			0.818	0.815					0.872
$^{87}Sr/^{86}Sr$																		
±2σ error																		
$^{143}Nd/^{144}Nd$																		
±2σ error																		
$^{206}Pb/^{204}Pb$																		
±2σ error																		
$^{207}Pb/^{204}Pb$																		
±2σ error																		
$^{208}Pb/^{204}Pb$																		
±2σ error																		

Table 3 continued

Location	Ubi 49	Ubi 48	UBI-99-01	UBI-26	UBI-99-02	UBI-99-03	UBI-99-04	Ubi-8	Ubi-5a	UBI-99-06	Ubi-6	Ubi-12	Ubi-14	Ubi-16	Ubi-15	Ubi-9	UBI-99-08
	Air fall section 8 km S of Ubinas (near village Anascapa)							Air fall and flows section 6 km SE of Ubinas (reservoir Queb. Infernillo)									
Age	9.7–25 ka	9.7–25 ka	9.7–25 ka	9.7–25 ka	7.5–9.7 ka	<7.5 ka	<7.5 ka	<7.5 ka	<980 a	<980 a	<980 a	<980 a	<980 a	<980 a	<980 a	<980 a	<980 a
Unit	Ubinas IIc	Ubinas IIc	Ubinas IIc	Ubinas IIc	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IIe	Ubinas IIe	Ubinas IIe	Ubinas IIe	Ubinas IIe	Ubinas IIe	Ubinas IIe	Ubinas IIe	Ubinas IIe
Rock type	White pumice	White pumice	Dacite pumice	Dacite pumice	Dacite pumice	Andesite pumice	Dacite pumice	Andesite pumice	Andesite pumice	Dacite pumice	Andesite pumice	Rose pumice	Andesite pumice	Andesite pumice	Andesite pumice	Andesite pumice	Andesite pumice
SiO_2	69.31	69.92	69.78	70.35	63.66	62.72	65.42	62.66	61.67	60.65	62.26	59.99	61.19	60.85	61.64	61.68	59.72
TiO_2	0.38	0.38	0.38	0.38	0.73	0.81	0.65	0.88	0.86	0.95	0.89	0.94	0.90	0.93	1.04	0.90	0.99
Al_2O_3	15.47	15.71	15.89	15.51	16.69	16.85	16.41	16.48	17.43	17.69	16.73	18.64	17.18	17.10	16.18	16.93	18.71
FeO	2.66	2.34	2.35	2.39	4.71	5.03	3.80	5.36	5.49	5.82	5.58	6.10	5.89	6.03	5.85	5.48	6.01
MnO	0.08	0.07	0.08	0.07	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.11	0.10	0.12	0.11	0.10	0.10	0.10	0.11
MgO	0.87	0.72	0.73	0.78	1.96	2.21	1.62	2.42	2.26	2.49	2.40	2.48	2.50	2.51	2.82	2.34	2.49
CaO	2.42	2.40	2.43	2.51	4.57	4.85	3.90	5.02	5.12	5.28	5.23	5.38	5.33	5.37	5.22	5.11	5.36
Na_2O	3.97	4.01	4.05	4.03	3.91	3.82	3.86	3.75	4.16	3.92	3.97	3.74	3.87	4.20	3.94	4.16	3.68
K_2O	4.84	4.31	4.18	3.97	3.35	3.27	3.89	3.04	2.93	2.73	2.84	2.63	3.03	2.92	2.83	2.92	2.54
P_2O_5	0.00	0.13	0.13	0.00	0.32	0.35	0.35	0.31	0.00	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.37	0.37	0.39
Nb		11	12		11	9	11	11		9		9			12.2	11	9
Zr		208	205		209	211	245	152		234		247			172	239	247
Y		13	12		15	15	17	15.5		18		21			17	18	21
Sr		491	492		694	720	657	686		764		754			742	764	754
Rb		103	106		81	75	99	80		69		63			73	75	63
Ni		2	3		3	6	8	9		3		3			20	4	3
Co		4	6		8	13	7	15		11		19			17	40	19
Cr		3	3		6	11	6	13		5		9			33	6	9
V		30	29		85	94	67	112		113		111			129	109	111
Ba		1,143	1,162		1,086	1,104	1,223	1,010		1,103		1,048			1,085	1,105	1,048
Sc		2	1		6	9	13	8		13		9			9	11	9
Li		18.11	19.67		15.60	13.50	17.81			9.13						13.43	8.85
La		17.7	30.2		38.2	37.0	45.78	38		35.0		40			41	35.8	39.8
Ce		48.4	61.9		79.3	78.8	87.23	75		76.6		85			80	75.4	85.5
Pr		3.67	6.29		8.43	8.40	9.91			8.30						8.33	9.42
Nd		13.1	22.0		31.6	30.7	35.27	33.5		31.5		35.3			38.0	32.5	35.3
Sm		2.14	3.33		4.94	4.95	5.38	5.7		5.56		6.20			6.60	5.69	6.20
Eu		0.79	0.90		1.42	1.44	1.46	1.42		1.54		1.65			1.65	1.72	1.65
Gd		1.87	2.58		3.78	3.84	4.57	4.4		4.19		4.78			5.10	4.41	4.78
Tb		0.24	0.34		0.51	0.54	0.51			0.62						0.61	0.69
Dy		1.23	1.69		2.64	2.67	2.41	3		3.10		3.34			3.25	3.07	3.34
Ho		0.23	0.31		0.46	0.48	0.42			0.58						0.57	0.61
Er		0.67	0.89		1.20	1.27	1.18	1.4		1.50		1.7			1.5	1.56	1.67
Tm		0.10	0.13		0.17	0.17	0.16			0.21						0.21	0.22
Yb		0.64	0.82		1.12	1.07	0.99	1.16		1.28		1.44			1.22	1.27	1.44
Lu		0.10	0.13		0.16	0.15	0.15			0.19						0.21	0.21
Hf		5.14	4.51		3.61	3.89	5.09			7.11						7.58	7.25
Ta		0.93	0.99		0.76	0.82	1.07			0.87						1.19	1.05
W		0.61	20.29		2.48	8.76	7.09			8.77						59.23	7.76
Pb		21.3	19.71		16.25	16.02	18.39			15.46						16.7	17.17
Th		7.34	11.08		8.75	8.87	12.66	3.3		8.86		9.50			8.8	8.83	9.50
U		0.93	2.21		1.74	1.67	2.54			1.52						1.38	1.59
Eu/Eu*		1.214	0.935		1.005	1.010	0.902	0.867		0.975		0.927			0.870	1.047	0.927
$^{87}Sr/^{86}Sr$		0.706911	0.706999		0.706775	0.706727	0.706764			0.706878							0.706897
±2σ error		0.000011	0.00001		0.000008	0.000010	0.000010			0.000014							0.000010
$^{143}Nd/^{144}Nd$		0.512281			0.512308	0.512315	0.512291			0.512296							0.512304
±2σ error		0.000005			0.000005	0.000005	0.000004			0.000006							0.000005
$^{206}Pb/^{204}Pb$			18.1457							18.1283							
±2σ error			0.0007							0.0010							
$^{207}Pb/^{204}Pb$			15.5487							15.5516							
±2σ error			0.0006							0.0009							
$^{208}Pb/^{204}Pb$			38.4408							38.4226							
±2σ error			0.0016							0.0028							

Table 3 continued

Location	Ubi-40	Ubi-39	Ubi-38	Ubi-30	Ubi-28	Ubi-17	Ubi-31	Ubi-19	Ubi-77	UBI-99-10
	Summit crater								N of crater rim	
Age	1500–1677	1500–1677	1500–1677	1500–1677	1500–1677	1500–1677	1500–1677	1500–1677	1677 A.D	1677 A.D.
Unit	Ubinas IIe	Ubinas IIe	Ubinas IIe	Ubinas IIe	Ubinas IIe	Ubinas IIe	Ubinas IIe	Ubinas IIe	Ubinas IIe	Ubinas IIe
Rock type	Pumice	Pumice	Grey bombs	Blocks	Blocks				Black scoria	Black scoria
SiO_2	67.09	67.61	62.77	66.68	59.28	58.13	56.57	56.15	56.63	55.75
TiO_2	0.67	0.61	0.99	0.66	1.19	1.17	1.30	1.42	1.38	1.44
Al_2O_3	14.98	15.10	16.12	15.17	17.48	17.03	16.81	16.69	16.49	16.57
FeO	4.34	3.80	5.18	3.89	7.11	7.00	7.20	7.15	7.05	7.11
MnO	0.07	0.07	0.08	0.08	0.09	0.11	0.11	0.11	0.10	0.11
MgO	1.70	1.68	2.48	1.97	2.53	3.46	4.41	4.50	4.28	4.76
CaO	3.44	3.45	4.91	3.74	5.39	6.22	6.91	7.05	7.21	7.34
Na_2O	3.53	3.62	3.95	3.72	3.90	3.99	4.08	4.19	4.08	4.15
K_2O	3.93	3.85	3.18	3.89	2.56	2.49	2.13	2.21	2.21	2.23
P_2O_5	0.25	0.20	0.33	0.22	0.47	0.39	0.48	0.54	0.56	0.54
Nb	13	10.8	12	13	12	10.2	9.5	10.3	11.1	8
Zr	189	175	203	186	219	200	188	215	245	223
Y	16	15.8	18	17	17	17.3	17	17.5	17.3	18
Sr	499	472	664	486	767	848	1,030	1,115	1,140	1,135
Rb	134	140	97	136	62	64	41	43	44	39
Ni	8	16	15	14	7	20	43	44	41	42
Co	88	9	92	32	34	20	28	32	80	25
Cr	32	32	24	34	7	22	103	108	98	106
V	81	73	117	82	146	164	183	166	182	180
Ba	884	920	913	883	971	960	1,000	1,150	1,150	1,156
Sc	8	6.1	10	9	12	11.6	14.7	13.7	14.6	16
Li	21.55		17.06	19.56	7.73					11.89
La	25.7	41	28.1	27.75	27.5	38.5	36	45	48.5	35.3
Ce	60.2	78	65.7	64.23	60.1	76.5	73.5	92	97	78.5
Pr	5.60		6.91	6.47	6.86					8.67
Nd	20.4	31	27.3	24.85	27.8	37	38	48	48	34.0
Sm	3.42	5.1	5.06	4.52	5.19	6.5	7	7.9	8.3	6.08
Eu	1.04	1.14	1.45	1.26	1.80	1.7	1.77	2.05	2.1	1.99
Gd	2.84	3.9	3.94	3.54	4.03	5.25	5.1	5.8	5.75	4.84
Tb	0.40		0.53	0.49	0.59					0.61
Dy	2.12	2.6	2.66	2.50	2.95	3.3	3.35	3.55	3.6	2.79
Ho	0.41		0.48	0.46	0.53					0.49
Er	1.15	1.4	1.25	1.26	1.45	1.6	1.6	1.6	1.5	1.30
Tm	0.17		0.17	0.18	0.19					0.16
Yb	1.08	1.39	1.06	1.13	1.13	1.36	1.3	1.22	1.2	0.96
Lu	0.18		0.17	0.18	0.18					0.15
Hf	6.95		7.07	6.82	7.12					6.03
Ta	1.56		1.78	1.60	1.11					0.50
W	44.56		149.54	100.41	37.53					1.51
Pb	24.3		18.4	20.62	12.4					12.3
Th	16.76	23.8	12.88	15.14	6.69	8.7	4.2	5.1	5.6	4.62
U	3.26		2.33	2.98	1.25					0.98
Eu/Eu*	1.016	0.782	0.994	0.965	1.204	0.890	0.906	0.926	0.929	1.124
$^{87}Sr/^{86}Sr$				0.706876						0.706737
$\pm 2\sigma$ error				0.000009						0.000011
$^{143}Nd/^{144}Nd$				0.512290						0.512306
$\pm 2\sigma$ error				0.000006						0.000006
$^{206}Pb/^{204}Pb$										18.1899
$\pm 2\sigma$ error										0.0007
$^{207}Pb/^{204}Pb$										15.5665
$\pm 2\sigma$ error										0.0007
$^{208}Pb/^{204}Pb$										38.4197
$\pm 2\sigma$ error										0.0020

Values are given as Fe tot = FeO, volatile-free and normalized to 100% Original LOI and analytical totals are given for reference. (*n.d.* not determined)

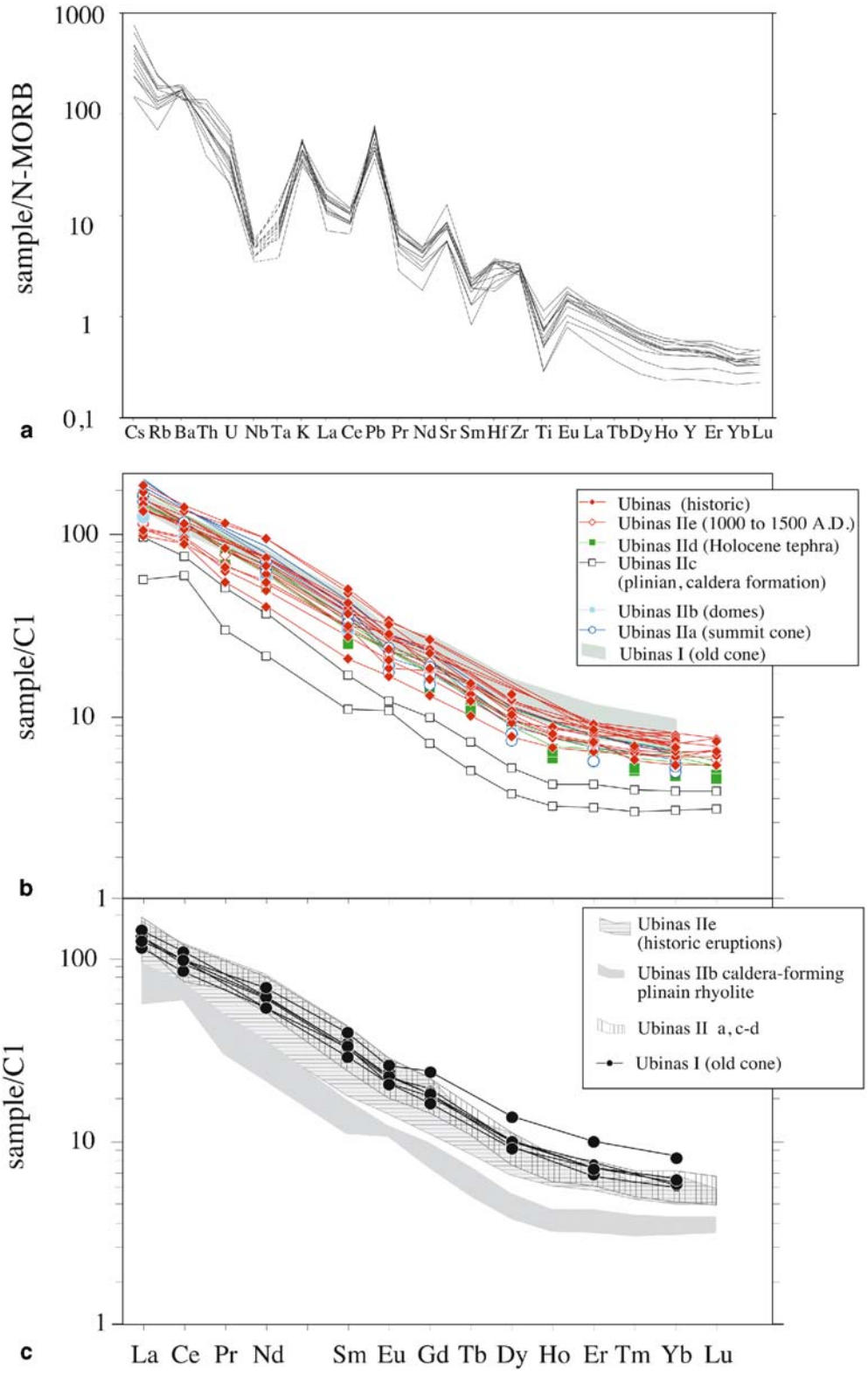
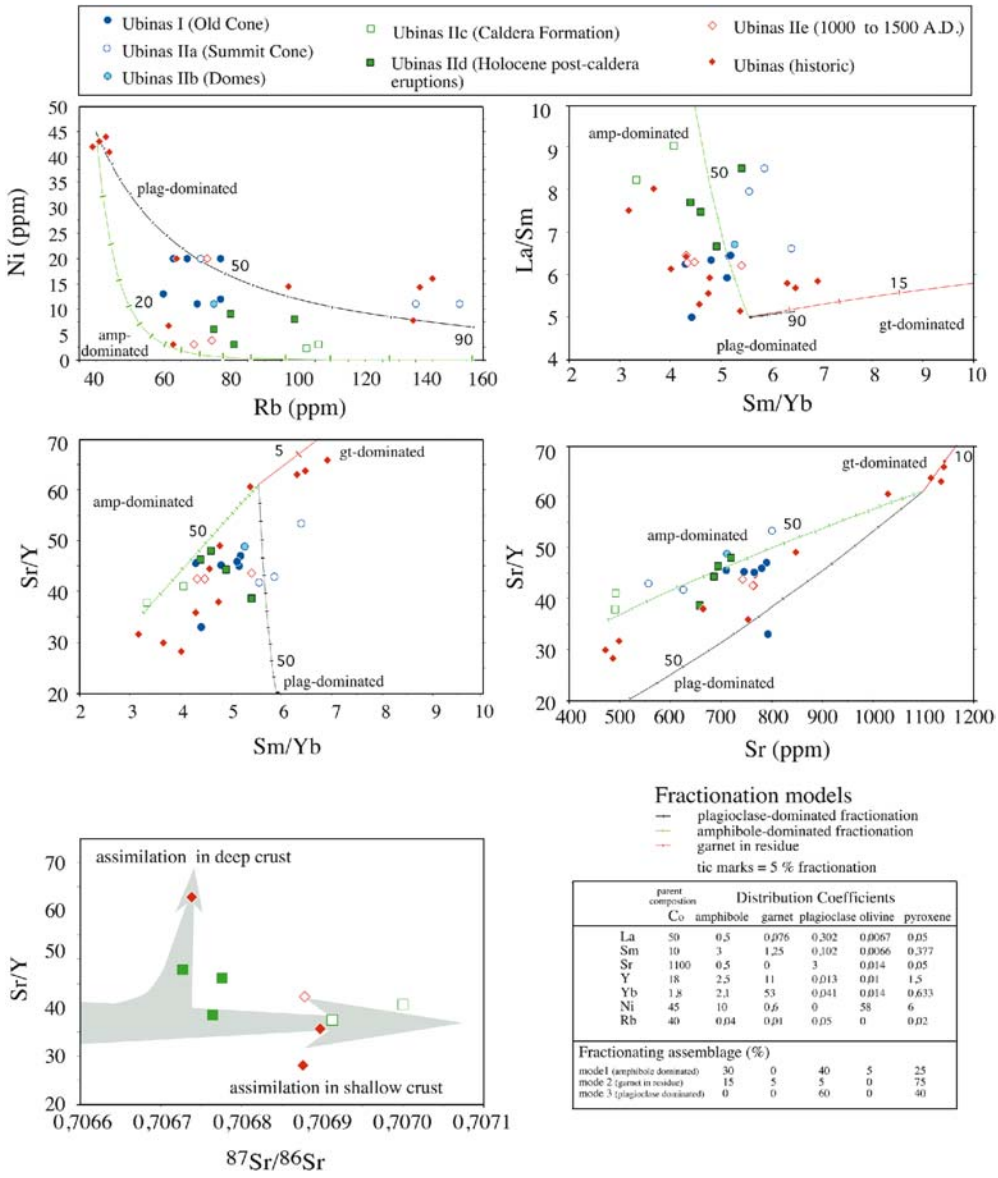


Fig. 11 Trace element patterns normalized to N-MORB (**a**) and REE-patterns normalized to C1 chondrites (**b**, **c**) (after Sun and McDonough 1989)

Variations of magma composition through time

Figure 11 plots selected oxides and trace element ratios against the stratigraphic sequence of the erupted products. As the sampling density and stratigraphic resolution is much higher for younger events, a logarithmic age axis was chosen. With this (intended) bias in mind, the following observations can be made:

Major element ranges, in particular for MgO, tend to be higher in the younger historical and Holocene rocks of



	parent composition C_0	Distribution Coefficients amphibole	garnet	plagioclase	olivine	pyroxene
La	50	0,5	0,076	0,302	0,0067	0,05
Sm	10	3	1,25	0,102	0,0066	0,377
Sr	1100	0,5	0	3	0,014	0,05
Y	18	2,5	11	0,013	0,01	1,5
Yb	1,8	2,1	53	0,041	0,014	0,633
Ni	45	10	0,6	0	58	6
Rb	40	0,04	0,01	0,05	0	0,02
Fractionating assemblage (%)						
mode1 (amphibole dominated)		30	0	40	5	25
mode 2 (garnet in residue)		15	5	5	0	75
mode 3 (plagioclase dominated)		0	0	60	0	40

Fig. 12 Trace element systematics for Ubinas lavas and simple fractionation models; for discussion, see text

the summit caldera (IId-e) compared to the older rocks of summit cone (IIa) or in particular to the old cone Ubinas I. Even if older and more variable pyroclastic rocks may be underrepresented in the sampling of the older rocks (Ubinas I), we are confident that these trends are real and not a sampling artifact.

Stage I lavas are thus relatively homogeneous intermediate andesites followed by a more heterogeneous stage IIa which formed the present cone. The sequence of domes and their block-and-ash flow deposits (IIb) was not extensively analyzed because of its relatively monotonous petrographic composition. Following a period of quiescence between 140 and 25 ka, pumice deposits represent the most evolved magma erupted from Ubinas. Overall, there is an indication of successive cycles with an increased degree of differentiation (and assimilation) from stages I to IIc (Fig. 12). These cycles are also more compositionally variable with time. Incompatible trace element ratios (e.g., Sr/Y, Rb/Zr) have remained approximately constant within each stage but vary slightly between stages.

Holocene eruptions, in particular the historical events, produced unusually variable compositions with MgO ranging from 1.7 to 4.8 wt%. At the same time, trace elements and trace element ratios also show a large range, Sr/Y for example varies in historical eruptions from <30 to 65. In these rocks, the absence of a correlation between the Eu anomaly and Sr indicates that simple plagioclase fractionation is not the reason for this change.

Discussion

Evolution and magma sources

The overall compositional evolution of Ubinas magmas is mainly controlled by fractional differentiation. However, it has also been clear from the mineralogical observations, the trace element and isotopic variations that magma mixing, variable parental magmas, and assimilation also need to be considered.

It has long been accepted that the calc-alkaline magmas of the CVZ result from partial melting of the mantle wedge metasomatized by fluids derived from the dehydration of the subducted oceanic crust. The partial melting is often followed by crustal contamination during the differentiation (James 1982). Recent studies carried out on volcanoes of the CVZ, such as Ollagüe, Parinacota and Tata Sabaya (Davidson et al. 1990; Feeley and Hacker 1995; de Silva et al. 1993), have found magmas poor in HREE and Y but having high Sr/Y ratios, similar to those of the Ubinas rocks (see also Mahlburg-Kay et al 1999). In all geochemical aspects, including radiogenic isotope ratios (Table 3), the spectra of trace elements of Ubinas fall into the same field as other typical CVZ rocks. Sr and Nd isotopes in the Ubinas rocks show high values of $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.706–0.707), and low values of εNd (–6.48). This and the depletion in Y and HREE in magmas from the CVZ is attributed to crustal assimilation in the presence of garnet at elevated pressures of the thickened continental crust (Davidson et al 1990; Mahlburg-Kay et al. 1999).

The majority of lavas and pyroclastic rocks of Ubinas seem to have evolved under relatively high water pressure. Evidence for high P_{H2O} includes the early occurrence of the opaque minerals, the ubiquitous presence of amphiboles, and the occurrence of clinopyroxene before plagioclase (Green 1972).

The most recent eruptive products show a large range in compositions (1.7 to 4.8 wt% MgO). Their variable trace element compositions (and ratios, see Fig. 12) do not support that the mafic members were parent to the evolved older rocks. The results of simple Rayleigh fractionation models with variable modes (amphibole-dominated and plagioclase dominated) are compared to the effects of residual garnet during assimilation (Fig. 12). The large variations in trace element ratios such as Sr/Y and Sm/Yb and high Rb can only be explained if very large degrees of differentiation (<90%) are assumed. This is clearly in conflict with major element evidence and the limited range in MgO between 1.5 and 5%. Garnet is the only mineral that can control both Sr/Y and Sm/Yb and thus could explain the positive correlation between these ratios. Amphibole, by contrast, has little effect on Sm/Yb but can, at least partly, explain the range in La/Sm (Figs. 11 and 12) There is also an anti-correlation between $^{87}Sr/^{86}Sr$ and Sr/Y with higher Sr/Y and lower $^{87}Sr/^{86}Sr$ in the younger erupted products (Fig. 12). At the same time, we observe a temporal change from amphibole-bearing lavas to amphibole-free lavas. This suggests clearly that amphibole cannot be in control of higher Sr/Y and that, with time, there is a tendency towards contamination of deeper, i.e., less radiogenic, garnet-bearing crust. Therefore, the trace element systematics suggest that Ubinas parent magmas had a variable "garnet" signature (Sr/Y and Sm/Yb that cannot be explained by amphibole or plagioclase fractionation alone). These magmas then evolved to different degrees of fractionation of amphibole and plagioclase-rich phenocryst assemblages.

We conclude from this that after a long time of steady evolution and similar magma injection into the magma chamber, the recent eruptions record a change in the feeding system with more mafic and more heterogeneous magmas from distinct sources.

Reversely zoned plagioclase phenocrysts in particular in the historical deposits show wavy dissolution surfaces between core and rim and melt inclusions entrapment in the rim which suggest that the crystals underwent a resorption episode in response to physical and/or chemical changes in the magma reservoir. The associated major compositional jump (>10% An) indicates that this dissolution event is related to more mafic magma recharge and subsequent magma mixing (Singer et al. 1995; Ginibre et al. 2002). Experimental studies performed to reproduce such complex reverse zoning within plagioclase phenocrysts demonstrate that temperature and chemical compositions are the determinant parameters to form these disequilibrium textures (Nakamura and Shimakita 1998). Consequently, reversely zoned plagioclases are records of mafic magma inputs into the differentiating magma chamber of Ubinas and that it has been regularly recharged with new magma. The mixing process may have triggered violent eruptions, especially after 25 ky ago when the range in magma compositions was particularly large and the chamber periodically and partially emptied during eruptions. The change from rather quiet effusions of mostly andesite magmas (Ubinas I and IIa) to more violent Plinian eruptions with a large compositional spectrum of products suggests that the magma system below Ubinas was significantly modified with higher recharge rates beginning at ca. 25–14.7 ky ago.

Taken together, these observations indicate that the magmatic plumbing system below Ubinas has changed from a more steady state before the large-scale caldera-forming eruptions about 25–9.7 ka ago to an unsteady system with increased (?) injections since then. The mafic melts feeding the chamber and their large variability in their degree of differentiation suggests the existence of small and distinct magma batches. Abundant evidence for disequilibrium in the phenocryst assemblage for younger rocks also suggests increased rates of magma mixing at this later stage, which were enhanced by increasingly deeper assimilation. Similar abrupt changes have been observed in other Central Andean volcanoes (e.g., Parinacota volcano in Northern Chile, Wörner et al. 1988; Bourdon et al 2000) and may be of general importance in the evolution of large arc magma systems on thick continental crust. However, what exactly controls these changes is still poorly understood. Changes in stress re-

gime of the volcano due to erosion and, more likely, catastrophic gravitational unloading may play a major role.

For the future, a replenished magma chamber may evolve again towards a steady state. Until then we can expect a continuation of small volume eruptions of diverse compositions. These may include small Plinian pumice eruptions as well as vulcanian scoria deposits. At present, there is no indication of a system maturing towards a large catastrophic Plinian explosion.

Volume versus time relationships at Ubinas

Ubinas volcano results from the growth and denudation of two edifices, Ubinas I and Ubinas II, from the Middle Pleistocene to Present times (Figs. 4–8, Tables 1 and 2). Ubinas II consists of five periods <376 ky. The preserved volume of the Ubinas II composite cone is approximately 56 km^3 and the growth period (preceding the stratigraphic gap and the summit caldera- forming period) is estimated to be approximately 234 ky. Hence the eruption rate ranges between 0.17 and 0.22 km^3/ky, i.e., three time less than the estimated rate at the younger and more voluminous Misti volcano (Thouret et al. 2001), but similar to the average eruption rate of the Tongariro composite cone of comparable size and activity (New Zealand, Davidson and de Silva 2000). However, the Ubinas edifice has collapsed twice towards the south: Ubinas I between ca. 376 and 250 ky (i.e., the age of the largest dome that grew inside the scar of the flank failure), and Ubinas II during the 140–25 ky stratigraphic gap. The collapse of the south flank is a continuing process, as the most recent debris avalanche is not much older than 3.6 ky. In addition, the preserved volume of lava and tephra does not account for glacial erosion during the stratigraphic gap.

Following a stratigraphic gap and the flank collapse which has unloaded the magma system below, the destruction by explosion of the summit cone (between 25 and 9.7 ky) may have lowered the volcano by up to 400 m, based on a reconstructed profile of the lava flows. Consequently, a rapid change in magmatic regime has been observed to one with high magma input, high mixing and eruption rates, as shown in the products of several km^3 of the sustained large-scale (VEI > 4) Plinian explosive eruptions since ca. 25–14.7 ky.

Hazard assessment based on eruption history and on scenarios

Ubinas has been the most active volcano in southern Peru since A.D. 1550 although its eruptive activity has been moderate and restricted to ash fall, small mudflows due to snow melting, and degassing episodes, with the exception of the VEI 3 eruption in A.D. 1677. However, thick Plinian fall deposits and phreatomagmatic ejecta, dispersed as far as 35 km from the edifice, point to six large-scale eruptions (two of them with VEI > 4) and to the formation of a summit caldera between 25 and 9.7 ka. The most recent Plinian eruption A.D. 1000–1160 emplaced more than 1 km^3 of pumice. Debris-avalanche deposits witness the south flank failures and subsequent avalanches before and during the Middle Holocene. A thick succession of block-and-ash flow deposits older than the Holocene points to the repeated growth and destruction of several domes on the south flank.

The hazard-zone map (Fig. 13) shows five areas likely to be affected by several processes, which would occur during three types of eruption scenarios, based on the available stratigraphy and chronology. These processes are ranked according to their frequency during the past 25,000 years.

- Ash fall (and phreatic and phreatomagmatic ejecta) can mantle an area of at least 6 km around the summit; pumice fall can mantle an area several tens of kilometers around the summit, especially towards the south-southeast and the west-southwest owing to prevailing winds (NCEP-NCAR, 1998; Fig. 8a).
- Lahars can sweep the Rio Ubinas valley and its tributaries as far as 15 km owing to a low height (3.7 km)/length (13.5 km) ratio of 0.207 from the summit (5,600 m a.s.l.) to the confluence of the Rio Tambo canyon downvalley at 1,900 m (Figs. 2 and 13).
- Flank failure leading to debris avalanches may occur on the steep-sided, fractured, and hydrothermally altered south flank of the edifice (Fig. 3a).
- In case of sub-Plinian or Plinian eruptions, pyroclastic flows can spill over the caldera rim and flow to all directions to the west, the northwest, the east, and the south. If domes fill the small summit caldera, block-and-ash flow deposits can also spill over the caldera walls and flow down the flanks to be channeled in the radial drainage to a distance of at least 8 km.
- Lava flows can fill the valleys on all flanks of the summit cone, after the summit depression has been filled, but will not commonly exceed distances of 5 km from the summit due to their high viscosity.
- Lava flows and pyroclastic flows may spill over the northern wall which is the lowest part of the summit caldera rim. More hazardous pyroclastic flows may also spill over the southern rim wall, the most hydrothermally altered and unstable part of the caldera.

According to the recent eruptive behavior, three eruptive scenarios may occur at Ubinas. The most probable scenario consists of small phreatic or phreatomagmatic events, moderate ash-fallout, and small lahars (e.g., similar to the 1906, 1951, and 1969 events, and to the 1990–1998 eruptive episode at Nevado Sabancaya; Gerbe and Thouret 2004), on a 33 to 100-year interval. The second probable scenario would include scoria-fall and flow-forming eruptions such as the A.D. 1677 event which may recur every 500 years on average. The third scenario is a sub-Plinian eruption with avalanches off the south flank and lahars. The recurrence time is 2,000–4,000 years. The worst-case scenario would be a Plinian eruption with

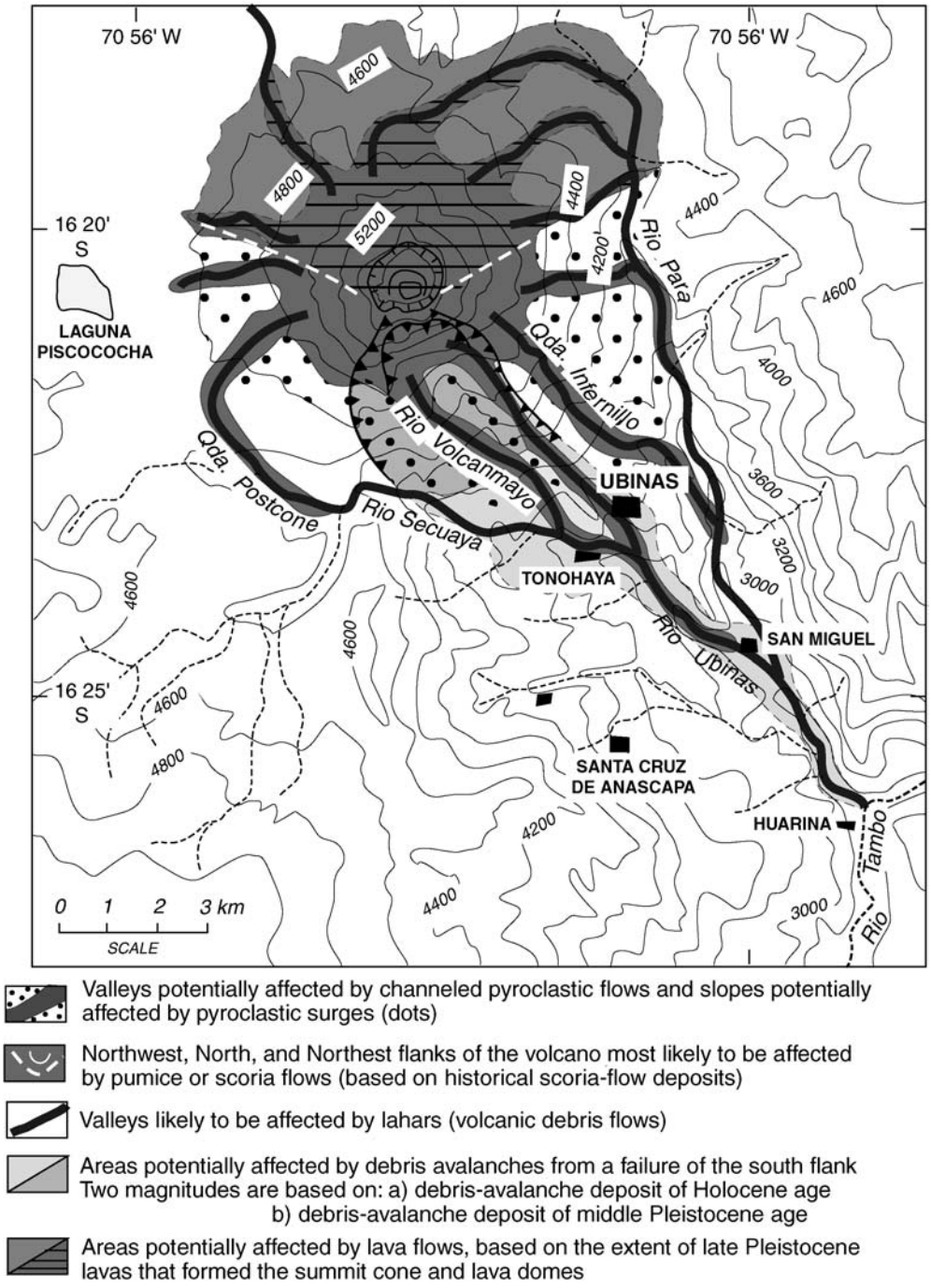


Fig. 13 Hazard map showing areas likely to be affected by pyroclastic flows and surges, lahars, debris avalanches, and lava flows from Ubinas volcano. The 50-cm isopach of a potential Plinian tephra fall, based on the voluminous pumice-fall deposits of Holocene age, is shown in Fig. 8a (stippled area). A 10+ cm-thick Plinian ashfall from Ubinas would mantle a wide area towards the west as shown in Fig. 8a, due to prevailing eastern winds. This was the case for the A.D. 1600 Huaynaputina eruption (Thouret et al. 2002)

large volumes of pumice falls and flows, lahars, and debris avalanches. Events of that size have occurred at least two times over the past ca. 25 ky. At present, the probability of the last scenario is fairly low.

Conclusions

Our study of Ubinas volcano has identified it to be the most active volcano is southern Peru in historical times. The detailed stratigraphic record and the new chronological data coupled with geophysical, mineralogical, geochemical, and isotopic data allow to link the volcano evolution to its present hazard. This is done by tracing the volcano history with respect to growth and gravitational destruction, changing parental magma sources and recharge frequencies, and its present hydrothermal system.

Ubinas had two main periods of growth and two periods of destruction. Ubinas I was built by relatively monotonous andesite lavas prior to 376 ky ago. Ubinas I collapsed and a subsequent debris-avalanche deposit (2.8 km^3) was emplaced in the Rio Ubinas valley. Ubinas II comprises andesitic to dacitic lava flows (376 to 142 ky) that built the summit cone. A large andesitic

dome was emplaced ca. 250 ky on the south flank accompanied by voluminous block-and-ash flows reaching as far as 7 km to the south of the summit. At the end of Ubinas II, a summit caldera formed between 25–9.7 ky, linked to large-scale Plinian eruptions. Failure of the south flank produced a debris-avalanche deposit that is not much older than 3.6 ky. The last Plinian eruption occurred ca. A.D. 1000–1160. Since then and to the present day, Ubinas is in persistent, fumarolic and phreatic activity.

Chemical characteristics of the Ubinas magmas mainly result from fractional crystallization and assimilation at various crustal levels. Magma mixing is obvious from the mineralogical and geochemical record and, in combination with shallow aquifers of the hydrothermal system, may have contributed to the triggering of the eruptions. Distinctive trace element and isotopic characteristics reflect different parent magmas that recharged the magma chamber. Ubinas I and early Ubinas II lavas are relatively similar in composition. However, towards the present, there is a trend towards increased rates of mixing and differentiation, deeper contamination and smaller individual magma volumes of single eruptive events. This change is observed since the large-scale caldera-forming eruptions that occurred after 25 ka ago. Therefore, Ubinas is presently in the process of changing its magmatic regime towards a higher recharge rate.

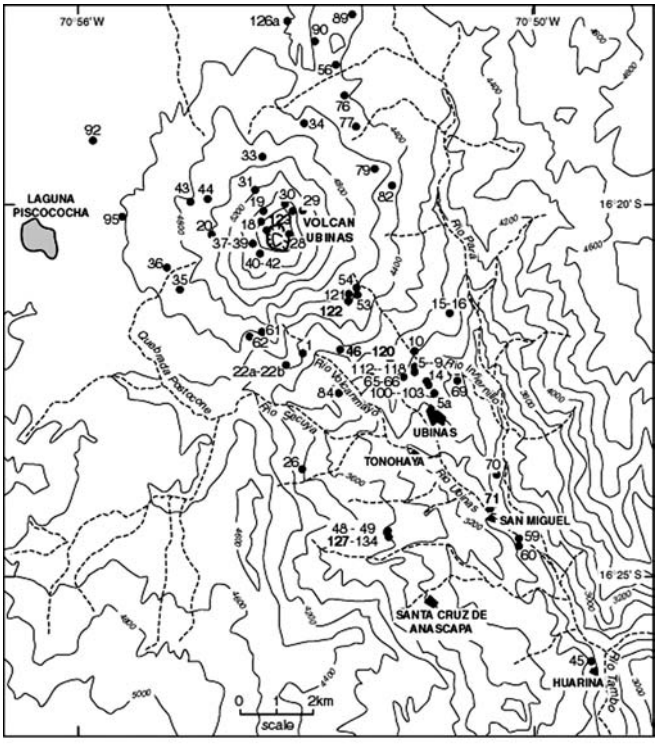
Surface geology and geophysical (self-potential and seismicity) measurements indicate that Ubinas volcano hosts a large over-pressurized hydrothermal system. The large-scale fluid circulation and related hydrothermal system inside the volcanic edifice are strongly influenced by regional NNW–SSE tectonic trends. These faults intersect the scar of the south flank sector collapse, increasing the weakening of the edifice towards the south. This situation has resulted in repeated gravitational failure of the unstable southern flank. Subsequent emplacement of debris-avalanche deposits is known to have occurred at least twice and as recently as the Middle Holocene. In addition, the over-pressurized hydrothermal system and the location of the crater close to the hydrothermally altered south flank may increase the hazard in case of magma-water interaction. Additional seismic activity, common in the Arequipa area, can trigger also rockslide avalanches off the unstable south flank without any eruption.

Ubinas therefore is not only the most active volcano in southern Peru. The changing magmatic regime coupled with the strong hydrothermal system and the oversteepened unstable southern flank suggest that it may also potentially be the most hazardous volcano in the area where 5,000 people live within a 15 km radius. In addition, strong Plinian eruptions as recorded from the recent past may result in ashfall that can be transported to the area of the city of Arequipa and Chiguata where 1,000,000 people live.

Acknowledgments This work has been carried out through a cooperation agreement between IRD Institut Français de Recherche pour le Développement and IGP Instituto Geofísico del Perú. We thank O. Macedo, J. Dávila, D. Ramos, R. Pinto and J. C. Gómez, N. Fournier, V. Glock and F. Sortino for their help in the field. The research program has been supported by IRD and the Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise-Pascal and CNRS in Clermont-Ferrand (France) where M. Rivera carried out a Master Sc. project (1999–2000). G. Hartman and K. Simon (both GZG) are thanked for isotope and ICPMS trace element analyses, respectively. This cooperation was supported financially by a DAAD-PROCOPE programme to JCT and GW as well as by DFG Leibniz award. Géosciences Azur contribution no. 567. Valuable comments provided by Dr. T. Spell, Dr. C. Siebe, and Dr. E. Smith, are greatly acknowledged.

List of data repository

Data Repository 1



Data Repository1

Sketch map of the Ubinas volcano and surroundings showing the location of the analysed lavas and tephra. In addition, dated $^{40}Ar/^{39}$ Ar lavas (bold numbers) and tephra-fall deposits (^{14}C) are shown, as well as the sites of the drilled peat cores (see Fig. 2).

Data Repository 2:
sample preparation and $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating method

Four biotite (samples Ubi 46, Ubi 71, Ubi 120, and Ubi 127) and two amphibole (samples Ubi 122 and Ubi 123) concentrates and a whole rock (Ubi 122) were used (see Fig. 2 for location). In order to separate the mineral concentrates, the rocks were crushed and sieved through the 800–500 and 500–300 μm. The minerals were con-

centrated using bromoform and eventually selected under binocular microscope. The mineral concentrates were wrapped in copper-foil packets (furnace experiment) and in aluminum-foil (laser experiment) and irradiated in the 5C position at the nuclear reactor of McMaster University (Hamilton, Canada). Irradiation lasted for one hour with cadmium shielding except for the biotites of the sample Ubi 127, which were irradiated two hours. The samples were associated with the Fish Canyon sanidine (FCS) as a neutron flux monitor of the reactor (J-value determination) assuming a FCS age of 28.02 Ma (Renne et al. 1998). A whole-rock thin slab of 205 mg was also cut from the sample Ubi 122 and irradiated for two hours.

Age determination was performed in the Laboratory of Geochronology of UMR Géosciences Azur in the university of Nice, France. Step heating of individual grains of biotite were carried out using a 50-W Synrad CO_2 laser. Each step lasted 5 min, including 1 min for heating and 4 min for cleanup of the released gas, before introducing the gas in the spectrometer. Isotopes were measured statically with a VG3600 mass spectrometer working with a Daly detector system. The gas extractions for bulk samples (amphiboles and biotites) and whole rock were performed in double-vacuum, high frequency heated furnace, connected to a stainless steel purification line and analyzed with a mass spectrometer composed of a 120°M.A.S.S.E tube, a Bauer-Signer GS98 source, and a Balzers electron multiplier.

Ages were calculated from measured isotope ratios corrected for mass discrimination, system blanks, and interfering isotopes produced during irradiation. For the laser experiment, blanks routinely measured every three steps, were in the range 40–90, 2–10, 2–6×10^{-14} ccSTP for the masses 40, 39, and 36, respectively. The argon isotopes were on the order of up to 2000, 5–100, 2–100 times the blank levels, respectively, in part related to the weight of the analyzed mineral.

During the furnace experiments, heating lasted 20 min for each temperature step followed by 5 min for cleanup of the released gas, before introducing the gas in the spectrometer. Argon isotopes were of the order of 100–2,000, 100–1,000 and 2–200 times the blank levels for the masses 40, 39, 36, respectively. In some high temperature steps, measured ^{36}Ar was near the blank level. Mass discrimination was monitored by regularly analyzing air pipette volume and averaged 1.00721±0.19% over a 2-year period for the laser system and was ranging from 1.00740 to 1.00606 (±0.15%) for the HF furnace system.

The criteria used for a plateau age are: (1) the plateau should contain at least 70% of ^{39}Ar, (2) the plateau should include at least three following steps of temperature, and (3) the integrated age of the plateau should concur within 2 σ with each apparent age of the plateau.

For each biotite sample, single grains were fused with laser to check the possibility of heterogeneity of the sample. Each single grain of biotite was first moderately heated (one or two steps) before fusion in order to release part of the atmospheric contamination. The aim of this procedure was to reduce the atmospheric contamination before the fusion step. However, this procedure was not very efficient and in most of the sample, all the steps include high level of atmospheric contamination. Generally, we retained the age of the fusion step, as it includes an important part of the total ^{39}Ar released but when the sample released ^{39}Ar in the lower temperature steps, we calculated a plateau age. Integrated (total gas) ages appear in the data table but were not used for the discussion.

Data Repository 3: ^{40}Ar/^{39}Ar analytical data

Laser experiments: high-temperature (fusion) step ages are generally preferred but some plateau age are also used (see text for explanation).

^{39}Ar (%) = fraction of ^{39}Ar released for each step; ^{37}ArCa/^{39}ArK = Ar isotopes produced by Ca and K neutron interferences; ^{40}Ar* = radiogenic ^{40}Ar. The *error bar* is at the 1s level and does not include the error of the J irradiation parameter (estimated at 0.2%). Corrections factor for the interfering isotopes produced by nuclear reactions on potassium and calcium in the McMaster reactor were $\left(^{39}\mathrm{Ar}/^{37}\mathrm{Ar}\right)\mathrm{Ca} = 7.06 \times 10^{-4}$, (±4%), $\left(^{36}\mathrm{Ar}/^{37}\mathrm{Ar}\right)\mathrm{Ca} = 2.79 \times 10^{-4}$ (±3%) and $\left(^{40}\mathrm{Ar}/^{39}\mathrm{Ar}\right)\mathrm{K} = 1 \times 10^{-3}$ (±4%). Isotopic ratio were corrected for blank and mass discrimination (1.00721± 0.19% for the laser system and 1.00740 to 1.00606 (±0.15%) for the HF furnace system. Ages were calculated using the decay constants proposed by Steiger and Jaeger (1977).

Representative electron microprobe analyses of phenocrysts in the Ubinas rocks. Fe_2O_3* calculated after Papike et al. (1974) and Tindle and Webb (1994); End-member components of "quadrilateral" pyroxenes (mol%) normalized to atomic Ca + Mg + ΣFe = 100 with ΣFe = $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ + Mn (Morimoto et al. 1988); Mg-no. = 100 Mg/(Mg + Fe), atomic; *mght* magnesio-hastingsite; *c* phenocryst core; *r* phenocryst rim.

Step	Laser power mW	Atmospheric contamination (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma ± 1σ)
G260:Sample Ubi 120 biotite (0.16 mg) laser exp MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	280	100.00	0.65	0.370	–	–
2	400	100.00	4.22	0.046	–	–
Fuse	2,000	73.09	95.12	0.023	0.351	0.158±0.040
G349: Sample Ubi 120 biotite (0.08 mg) laser exp MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	250	90.79	0.61	9.124	11.078	4.083±5.138
Fuse	1,555	83.41	99.38	0.651	0.592	0.292±0.047
(Integrated age:0.315±0.057)						
G350: Sample Ubi 120 biotite (0.07 mg) laser exp MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	250	94.83	1.37	9.124	1.342	0.601±3.827
Fuse	1,222	67.30	98.63	0.014	0.391	0.175±0.043
(Integrated age: 0.181±0.067)						
G351: Sample Ubi 120 biotite (0.15 mg) laser exp MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	335	100.00	1.29	0.185	–	–
Fuse	1,555	78.29	98.71	0.028	0.268	0.120±0.027
G352: Sample Ubi 120 biotite (0.10 mg) laser exp MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	300	99.60	6.24	0.154	0.302	0.135±0.733
Fuse	1,111	95.54	93.76	0.022	0.562	0.252±0.077
(Integrated age:0.245±0.086)						
G353: Sample Ubi 120 biotite (0.08 mg) laser exp MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	300	100	2.63	0.154	–	–
Fuse	1,111	67.44	97.37	0.022	0.454	0.203±0.025
G261: Sample Ubi 46 biotite (0.19 mg) laser exp MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	260	100.00	8.52	0.021	–	–
2	320	82.18	16.74	0.017	0.792	0.355±0.124
Fuse	1,000	85.52	74.74	0.033	0.58	0.260±0.044
(Integrated age:0.277±0.042)						
G322: Sample Ubi 46 biotite (0.19 mg) laser exp MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	250	97.55	3.94	0.066	1.662	0.745±0.836
2	360	88.49	23.76	0.020	0.513	0.230±0.092
Fuse	1,555	85.95	72.30	0.073	0.527	0.236±0.027
(Integrated age:0.255±0.044)						
G323: Sample Ubi 46 biotite (0.10 mg) laser exp MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	285	100.00	2.74	0.067	–	–
2	370	91.21	18.25	0.025	0.385	0.173±0.155
Fuse	1,555	86.64	79.01	0.044	0.495	0.222±0.041
(Integrated age:0.158±0.040)						
G324: Sample Ubi 46 biotite (0.20 mg) laser exp MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	280	91.79	2.6	0.021	4.083	1.829±1.202
2	445	71.73	23.23	0.009	0.919	0.412±0.108
Fuse	1,555	70.30	74.17	0.036	0.744	0.333±0.034
(Integrated age:0.391±0.048)						
G354: Sample Ubi 46 biotite (0.13 mg) laser exp MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	290	83.23	8.64	0.022	1.895	0.849±0.414
Fuse	1,444	64.55	91.36	0.008	0.629	0.282±0.036
(Integrated age:0.331±0.048)						
G355: Sample Ubi 46 biotite (0.18 mg) laser exp MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	230	99.22	13.23	0.022	0.095	0.042±0.19
Fuse	1,444	84.30	86.77	0.045	0.595	0.266±0.028
(Integrated age:0.237±0.035)						
G259: Sample Ubi 71 Biotite (0.19 mg) laser exp. MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	230	96.58	1.02	0.034	4.724	2.116±2.329
2	350	89.02	21.25	0.026	0.663	0.297±0.078
Fuse	1,500	78.59	77.74	0.061	0.616	0.276±0.032
(Integrated age: 0.299±0.032)						
G345: sample Ubi 71 biotite (0.05 mg) laser exp. MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	270	99.14	2.66	0.107	0.43	0.193±1.826
Fuse	1,111	68.47	97.34	0.053	0.683	0.306±0.068
(Integrated age: 0.303±0.082)						
G346: sample Ubi 71 biotite (0.22 mg), laser exp. MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	250	91.54	4.84	0.147	2.865	1.284±0.449
Fuse	1,111	80.24	95.16	0.122	0.611	0.274±0.027
(Integrated age: 0.260±0.023)						
G347: sample Ubi 71 biotite (0.23 mg) laser exp. MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	300	96.56	11.06	0.056	0.515	0.231±0.16
Fuse	1,111	57.27	88.94	0.034	0.588	0.263±0.017
(Integrated age: 0.303±0.082)						

Step	Laser power mW	Atmospheric contamination (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma ± 1σ)
G348: sample Ubi 71 biotite (0.27 mg) laser exp. MC28, 1Hr with Cd, *J*=63						
1	319	98.56	1.9	0.100	1.078	0.483±0.79
Fuse	2,200	80.14	74.84	0.039	0.592	0.265±0.020
(Integrated age: 0.271±0.028)						
G620: Ubi 127 biotite (0.27 mg) MC33, 2Hrs with Cd, *J*=35.6						
1	400	98.26	41.14	0.021	0.229	0.181±0.096
2	500	94.05	47.40	0.036	0.364	0.288±0.057
3	600	93.02	7.09	0.836	0.570	0.452±0.289
Fuse	1,110	100.00	4.38	0.982	–	–
(Integrated age: 0.255±0.054)						
G621: Ubi 127 biotite (0.27 mg) MC33, 2Hrs with Cd, *J*=35.6						
1	395	95.64	34.41	0.014	0.365	0.289±0.084
Fuse	1,000	89.60	65.59	0.114	0.505	0.400±0.027
(Integrated age: 0.362±0.034)						
G638: Ubi 127 biotite (0.32 mg) MC33, 2Hrs with Cd, *J*=35.6						
1	420	99.77	18.58	0.017	0.233	0.185±0.433
2	535	96.35	42.02	0.061	0.351	0.278±0.047
3	620	97.31	27.03	0.051	0.392	0.311±0.079
Fuse	1,100	95.72	12.37	0.651	0.548	0.435±0.097
(Integrated age: 0.289±0.086)						
Plateau age (steps 2–4) used 0.313±0.039						
G656: Ubi 127 biotite (0.71 mg) MC33, 2Hrs with Cd, *J*=35.6						
1	500	100.00	15.38	0.016	–	–
2	670	97.26	29.33	0.013	0.43	0.341±0.08
3	1,000	95.08	34.31	0.059	0.673	0.534±0.091
Fuse	2,000	95.98	20.97	0.171	0.519	0.412±0.087
(Integrated age: 0.345±0.119)						
Plateau age (steps 2–4) used 0.444±0.053						
G782 Ubi 127 biotite (0.59 mg) MC33, 2Hrs with Cd, *J*=35.6						
1	385	98.48	1.69	0.092	6.047	4.79±2.099
2	490	100.00	7.14	0.042	0.015	–
3	550	98.08	9.49	0.006	0.56	0.444±0.192
4	610	96.48	15.53	0.0003	0.476	0.377±0.079
5	700	92.93	24.38	0.004	0.553	0.438±0.052
6	790	92.40	18.14	0.03	0.52	0.412±0.067
7	950	96.73	17.3	0.238	0.647	0.513±0.092
Fuse	2,500	93.84	6.31	0.526	0.545	0.432±0.151
(Integrated age: 0.496±0.056)						
Plateau age (step 4-8) used 0.436±0.035						
G805 Ubi 127 biotite (0.20 mg) MC33, 2Hrs with Cd, *J*=35.6						
1	350	99.02	7.5	0.033	0.475	0.377±0.324
2	470	89.44	44.25	0.042	0.484	0.384±0.064
3	650	90.61	38.59	0.055	0.439	0.348±0.055
Fuse	1,666	93.38	9.67	1.099	0.352	0.279±0.166
(Integrated age: 0.360±0.046)						
Plateau age (steps 2-4) used 0.358±0.042						
G806 Ubi 127 biotite (0.35 mg) MC33, 2Hrs with Cd, *J*=35.6						
1	380	100.00	0.87	0.053	–	–
2	560	98.97	13.45	0.087	0.816	0.647±0.408
3	700	97.80	9.7	0.202	0.48	0.381±0.156
Fuse	2,000	95.23	75.97	0.067	0.515	0.408±0.057
(Integrated age: 0.447±0.082)						
G807 Ubi 127 biotite (0.32 mg) MC33, 2Hrs with Cd, *J*=35.6						
1	350	98.58	3.95	0.125	3.095	2.531±1.355
2	500	98.02	14.66	0.126	0.321	0.263±0.174
Fuse	1,800	91.43	81.40	0.073	0.415	0.339±0.032
(Integrated age: 0.403±0.063)						

HF furnace experiments

Step	T°C	Atmospheric contamination (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma ± 1σ)
M1455: sample Ubi 122 Amphibole (130 mg) HF furnace exp MC 28, 1Hr with Cd, *J*=63.1						
1	470	63.06	0.00	–	–	–
2	550	98.73	0.01	1.513	32.07	14.295±15.814
3	650	98.24	0.13	3.276	6.175	2.761±2.302
4	750	96.62	0.59	2.497	1.39	0.622±0.305

HF furnace experiments

Step	T°C	Atmospheric contamination (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma ± 1σ)
5	850	96.48	1.12	1.253	0.658	0.295±0.155
6	950	96.53	1.6	0.802	0.578	0.259±0.132
7	1,050	94.05	3.38	2.402	1.657	0.741±0.254
8	1,100	97.46	11.47	5.857	0.554	0.248±0.076
9	1,150	89.90	30.93	6.572	0.819	0.366±0.029
10	1,160	86.30	15.93	6.675	0.749	0.335±0.025
11	1,200	88.11	11.36	6.584	0.885	0.396±0.036
12	1,220	84.78	14.53	6.75	1.059	0.474±0.032
13	1,250	83.92	7.82	6.918	1.069	0.479±0.039
14	1,300	99.01	0.86	7.513	0.078	0.035±0.297
15	1,350	100.00	0.21	7.28	–	–
Fuse	1,450	100.00	0.06	7.817	0.01	0.005±2.311
(Integrated age: 0.342±0.018)						
M1456 sample Ubi 123 Amphibole (282 mg) HF furnace exp MC 28, 1Hr with Cd, *J*=63.1						
1	550	100.00	0.00	0.001	–	–
2	650	97.64	0.15	1.487	30.993	13.817±6.276
3	750	96.29	1.09	0.880	5.277	2.360±0.657
4	850	88.69	3.02	0.550	2.213	0.990±0.089
5	950	73.08	2.04	0.688	4.418	1.976±0.064
6	1,050	87.77	6.81	3.669	3.002	1.343±0.105
7	1,100	88.01	37.02	5.559	1.242	0.556±0.047
8	1,150	76.26	11.78	5.784	0.844	0.378±0.019
9	1,180	78.92	13.46	5.847	0.886	0.396±0.020
10	1,220	92.41	10.43	6.026	0.999	0.447±0.064
11	1,260	73.47	13.86	6.374	1.419	0.635±0.025
12	1,300	42.06	0.22	14.748	13.068	5.839±0.404
13	1,350	82.91	0.08	28.973	4.188	1.873±0.958
Fuse	1,450	100.00	0.02	18.109	–	–
(Integrated age: 0.658±0.024)						
M1622: Ubi 122 whole rock, (205 mg) MC 33, 2Hrs with Cd, *J*=34.60						
1	400	67.37	0.00	0.021	151.609	119.68±204.6
2	450	100.00	0.00	0.020	–	–
3	550	100.00	0.09	0.000	–	–
4	600	100.00	0.70	0.113	–	–
5	650	98.05	1.12	0.262	0.059	0.048±0.047
6	700	89.14	3.16	0.409	0.154	0.126±0.014
7	750	71.70	7.58	0.314	0.176	0.144±0.004
8	800	56.65	15.99	0.262	0.179	0.146±0.003
9	850	53.37	19.95	0.272	0.173	0.141±0.002
10	900	68.08	15.08	0.383	0.169	0.138±0.003
11	950	85.05	9.93	0.602	0.148	0.121±0.006
12	1,050	94.68	8.79	0.715	0.123	0.101±0.013
13	1,180	96.39	8.03	1.300	0.382	0.312±0.056
14	1,300	93.36	8.63	1.801	0.722	0.589±0.086
15	1,500	92.07	0.90	3.219	0.954	0.779±0.188
Fuse	1,550	100.00	0.06	3.208	–	–
(Integrated age: 0.180±0.009)						
Mini plateau age (steps 7–10) used 0.142±0.003						
M1448, sample Ubi 46 Biotite (170 mg) HF furnace exp, MC 28, 1Hr with Cd *J*=63.1						
1	550	100.00	0.00	0.000	–	–
2	600	100.00	0.23	0.093	–	–
3	650	100.00	0.32	0.087	–	–
4	700	100.00	0.30	0.081	–	–
5	750	99.70	0.38	0.082	0.335	0.150±0.509
6	800	99.97	0.38	0.103	0.040	0.018±0.406
7	850	99.83	0.53	0.106	0.087	0.039±0.223
8	900	98.90	1.15	0.072	0.393	0.176±0.164
9	950	98.37	2.60	0.053	0.297	0.133±0.084
10	1,000	94.57	4.55	0.044	0.447	0.200±0.039
11	1,050	91.38	4.07	0.054	0.484	0.216±0.026
12	1,100	88.37	3.96	0.058	0.526	0.235±0.020
13	1,150	84.61	4.39	0.051	0.531	0.237±0.015
14	1,200	82.16	5.11	0.039	0.543	0.243±0.013
15	1,250	86.59	5.42	0.041	0.540	0.242±0.018
16	1,350	90.87	8.46	0.057	0.517	0.231±0.025

HF furnace experiments

Step	T°C	Atmospheric contamination (%)	39Ar (%)	37ArCa/39ArK	40Ar*/39ArK	Age (Ma ± 1σ)
17	1,450	85.73	58.15	0.072	0.573	0.256±0.019
Fuse	1,550	100.00	0.02	0.472	–	–
(Integrated age: 0.231±0.013)						
Plateau age (steps 12-17) used 0.250±0.013						
M1449, sample Ubi 71 Biotite (160 mg) HF furnace exp MC 28, 1Hr with Cd, *J*=62.9						
1	470	100.00	0.00	0.000	–	–
2	550	99.74	0.01	0.483	11.077	4.966±21.028
3	600	100.00	0.28	0.157	–	–
4	650	99.95	0.38	0.149	0.065	0.029±0.453
5	700	99.93	0.55	0.150	0.041	0.018±0.254
6	750	100.00	0.61	0.175	–	–
7	800	98.54	0.72	0.212	0.524	0.235±0.182
8	850	97.03	1.67	0.139	0.501	0.225±0.086
9	900	92.94	3.26	0.095	0.510	0.229±0.033
10	950	93.27	3.42	0.111	0.489	0.219±0.034
11	1,010	89.18	6.20	0.074	0.545	0.245±0.023
12	1,050	81.79	11.55	0.055	0.580	0.260±0.013
13	1,100	81.52	10.11	0.085	0.577	0.259±0.013
13	1,150	77.96	25.20	0.084	0.596	0.268±0.011
15	1,200	64.75	28.98	0.078	0.579	0.260±0.006
16	1,250	54.92	5.76	0.034	0.580	0.260±0.005
17	1,280	61.82	0.91	0.047	0.695	0.312±0.017
18	1,340	77.52	0.37	0.079	0.505	0.227±0.036
19	1,400	100.00	0.02	0.564	–	–
Fuse	1,450	100.00	0.00	1.408	–	–
(Integrated age: 0.245±0.008)						
Plateau age (steps 11-16) used 0.261±0.005						

Plagioclase

Sample Nb	Ubinas I									Ubinas IIa							Ubinas IIb	
	Ubi-79				Ubi-82		Ubi-10			Ubi-22a			Ubi-33				Ubi-46	
	18	23	32	33	48	50	1	28	29	80	81	82	37	42	54	55	89	106
	c	r	R	M	c	r	c	c	r	r	c	r	c	c	c	c	c	c
SiO_2	57.57	57.13	56.24	59.60	56.43	55.38	56.02	58.95	57.93	57.33	55.30	56.65	53.71	53.23	60.11	56.01	55.16	56.53
Al_2O_3	26.23	26.82	27.65	24.50	26.60	27.34	27.15	25.48	26.09	25.64	27.43	26.91	28.22	28.91	23.89	26.78	28.22	26.92
FeO	0.38	0.45	0.52	0.60	0.47	0.59	0.24	0.22	0.30	0.33	0.32	0.38	0.48	0.54	0.43	0.51	0.31	0.30
MgO	0.04	0.05	0.05	0.01	0.13	0.11	0.02	0.04	0.04	0.03	0.03	0.10	0.07	0.05	0.03	0.03	0.03	0.00
CaO	8.46	8.92	10.30	7.14	9.27	10.50	9.82	7.65	8.59	8.31	10.03	9.50	11.22	11.94	6.46	9.38	10.28	9.15
Na_2O	6.06	5.95	5.49	6.86	5.93	5.38	5.72	6.81	6.34	6.50	5.29	5.81	4.84	4.52	6.98	5.66	5.37	5.93
K_2O	0.74	0.49	0.49	1.35	0.46	0.32	0.43	0.62	0.57	0.65	0.47	0.48	0.46	0.35	1.32	0.68	0.33	0.49
Sum	99.48	99.81	100.74	100.06	99.29	99.62	99.39	99.76	99.86	98.79	98.88	99.82	99.00	99.54	99.22	99.05	99.69	99.32
An	41.7	44.0	49.5	33.7	45.1	50.9	48.9	38.3	42.8	41.2	51.1	47.5	54.7	58.2	31.3	45.9	51.8	46.1
Ab	54.0	53.1	47.7	58.7	52.3	47.3	48.6	58.1	53.8	54.9	46.0	49.6	42.6	39.8	61.1	50.1	46.2	51.0
Or	4.3	2.9	2.8	7.6	2.6	1.8	2.5	3.6	3.4	3.9	2.9	2.9	2.7	2.0	7.6	4.0	2.0	2.9

Plagioclase

Sample Nb	Ubinas IIb		Ubinas IIc		Ubinas IId		Ubinas IIe (Holocene)					Ubinas IIe (Historical)							
	Ubi-69		Ubi-48		Ubi-8		Ubi-5a			Ubi-14		Ubi-38			Ubi-39		Ubi-77		
	1	6	59	85	88	91	1	21	23	67	70	46	59	65	89	91	37	39	42
	c	r	c	c	c	r	c	c	r	c	r	c	c	r	c	r	c	r	m
SiO_2	58.04	59.69	58.22	57.82	52.54	57.17	50.43	53.30	55.12	53.76	53.84	51.97	59.92	58.62	50.49	57.14	54.07	54.88	55.74
Al_2O_3	26.24	25.45	25.78	26.07	29.62	26.68	30.24	28.50	27.29	28.65	28.91	29.83	24.63	26.10	31.02	26.13	28.06	27.60	26.62
FeO	0.29	0.21	0.27	0.21	0.41	0.31	0.52	0.45	0.47	0.43	0.47	0.43	0.29	0.22	0.53	0.50	0.83	0.88	0.97
MgO	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.04	0.05	0.03	0.04	0.00	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.11	0.11	0.12
CaO	8.26	7.14	8.02	8.49	12.64	8.78	14.05	11.85	10.21	11.58	11.96	12.93	6.65	8.34	14.24	8.52	11.41	10.36	9.96
Na_2O	6.38	6.99	6.91	6.68	4.30	6.27	3.69	4.81	5.74	4.96	4.72	4.36	7.19	6.75	3.32	6.23	4.70	5.03	5.24
K_2O	0.46	0.59	0.47	0.44	0.24	0.46	0.25	0.29	0.37	0.28	0.30	0.17	1.34	0.71	0.28	0.92	0.34	0.32	0.64
Sum	99.69	100.12	99.69	99.72	99.76	99.69	99.22	99.25	99.40	99.70	100.20	99.72	100.05	100.76	99.91	99.48	99.59	99.35	99.43
An	40.6	34.8	38.1	40.2	61.1	42.5	66.8	56.7	48.5	55.4	57.3	61.5	31.3	39.0	69.2	40.8	56.1	52.2	49.3
Ab	56.7	61.7	59.3	57.3	37.6	54.9	31.8	41.7	49.4	43.0	40.9	37.5	61.2	57.1	29.2	54.0	41.8	45.9	47.0
Or	2.7	3.5	2.6	2.5	1.4	2.7	1.4	1.7	2.1	1.6	1.8	1.0	7.5	3.9	1.6	5.2	2.0	1.9	3.8

Clinopyroxene

Sample Nb	Ubinas I						Ubinas IIa				Ubinas IIe (Historical)						
	Ubi-79				Ubi-82		Ubi-22a		Ubi-33		Ubi-38		Ubi-39		Ubi-77		Ubi-17
	26	31	32	35	42	52	70	73	31	34	42	53	84	86	31	32	
	c	c	r	m	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	r	c
SiO_2	51.46	51.43	49.04	49.28	49.65	52.23	52.56	53.07	51.74	50.53	54.21	48.98	52.20	49.16	51.43	49.04	50.29
Al_2O_3	2.19	2.04	3.56	3.03	3.12	1.16	1.19	0.80	1.91	3.69	1.52	4.42	1.13	5.36	2.04	3.56	3.99
FeO	7.09	5.77	3.90	4.85	4.24	5.89	6.81	5.77	8.64	7.10	9.67	3.20	8.28	5.45	5.77	3.90	5.48
Fe_2O_3*	3.12	2.54	4.85	4.35	4.79	3.04	2.09	1.89	1.32	1.98	0.00	4.22	1.96	2.69	2.54	4.85	2.96
MgO	14.28	16.26	15.67	15.72	14.85	14.98	14.51	15.32	13.64	14.68	13.28	15.74	14.19	14.02	16.26	15.67	15.23
MnO	0.34	0.26	0.19	0.24	0.31	0.31	0.46	0.53	0.38	0.17	0.40	0.09	0.48	0.11	0.26	0.19	0.10
TiO_2	0.49	0.85	1.44	1.67	0.90	0.25	0.22	0.21	0.38	0.84	0.57	1.87	0.31	1.37	0.85	1.44	0.78
Cr_2O_3	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.18	0.03	0.06	0.14
CaO	20.53	19.93	20.24	19.57	20.73	21.62	21.68	21.88	20.86	20.17	20.12	21.04	20.70	21.52	19.93	20.24	20.38
Na_2O	0.60	0.36	0.43	0.48	0.55	0.44	0.43	0.43	0.47	0.41	0.32	0.42	0.46	0.40	0.36	0.43	0.41
Sum	100.10	99.47	99.38	99.19	99.14	99.97	99.97	99.90	99.34	99.57	100.09	99.99	99.73	100.26	99.47	99.38	99.76
Wo	42.4	40.7	41.6	40.4	42.9	43.7	44.2	44.2	43.6	42.3	43.3	43.4	42.6	45.5	40.7	41.6	42.5
En	41.0	46.1	44.8	45.1	42.8	42.2	41.2	43.1	39.7	42.9	39.8	45.2	40.6	41.2	46.1	44.8	44.1
Fs	16.6	13.2	13.6	14.5	14.3	14.1	14.6	12.7	16.7	14.8	17.0	11.4	16.9	13.2	13.2	13.6	13.4
mg-no	78.2	83.4	87.7	85.2	86.2	81.9	79.1	82.5	73.7	78.7	71.0	89.7	75.4	82.1	83.4	87.7	83.2

Orthopyroxene

Sample Nb	Ubinas Ia					Ubinas IIa		Ubinas IIe (Holocene)			
	Ubi-79		Ubi-82			Ubi-33		Ubi-5a		Ubi-14	
	10	13	41	47	51	48	49	4	5	71	73
	incl	c	c	c	incl	c	r	c	r	c	c
SiO_2	51.89	53.29	52.98	53.21	53.36	52.82	53.71	53.60	54.04	53.48	53.47
Al_2O_3	0.96	1.17	0.45	1.67	0.71	0.74	1.44	0.56	0.73	1.05	0.77
FeO	19.59	15.66	17.82	13.26	17.38	19.90	16.07	17.84	17.59	16.24	16.69
Fe_2O_3*	2.32	1.92	1.71	1.92	0.99	0.57	0.30	0.44	0.30	1.59	1.44
MgO	22.58	25.62	24.42	27.21	25.02	23.09	25.88	24.76	25.26	25.62	25.22
MnO	0.81	0.76	0.83	0.54	0.47	0.79	0.51	0.86	0.76	0.75	0.83
TiO_2	0.23	0.34	0.13	0.44	0.16	0.27	0.29	0.12	0.12	0.21	0.09
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.05
CaO	1.00	1.32	0.83	1.11	1.08	1.05	1.18	0.99	1.04	1.08	1.03
Na_2O	0.07	0.04	0.04	0.06	0.02	0.04	0.05	0.01	0.00	0.00	0.01
Sum	99.45	100.12	99.25	99.42	99.25	99.29	99.43	99.19	99.84	100.02	99.60
Wo	2.0	2.6	1.6	2.2	2.2	2.1	2.3	2.0	2.1	2.1	2.0
En	62.9	69.7	67.2	74.1	68.9	64.6	71.5	68.4	69.3	69.7	69.0
Fs	35.1	27.7	31.2	23.7	29.0	33.3	26.1	29.6	28.7	28.1	28.9
mg-no	67.3	74.5	71.0	78.5	72.0	67.4	74.2	71.2	71.9	73.8	72.9

Olivine

Sample Nb	Ubinas IIe (Historical)						
	Ubi-38	Ubi-39			Ubi-77		
	54	94	97	98	28	34	36
	c	c	c	r	c	m	m
SiO_2	37.03	38.81	39.15	38.45	38.50	37.97	36.76
MgO	36.16	41.96	42.24	40.89	40.88	39.73	38.47
FeO	25.15	18.39	17.72	20.32	20.06	21.00	23.50
MnO	0.37	0.25	0.34	0.31	0.30	0.43	0.59
NiO	0.04	0.11	0.15	0.10	0.09	0.02	0.03
CaO	0.27	0.19	0.11	0.13	0.22	0.21	0.16
Sum	99.0	99.7	99.7	100.2	100.2	99.5	100.0
Fo	71.6	80.1	80.7	77.9	78.2	76.8	74.0
Ni (ppm)	314	864	1179	786	707	157	236

Amphiboles

Sample Nb	Ubinas I		Ubinas Iia			Ubinas IIb		Ubinas IId		Ubinas IIe (Holocene)					Ubinas IIe (Historical)		
	Ubi-10		Ubi-22a	Ubi-33		Ubi-46		Ubi-8		Ubi-5a			Ubi-14		Ubi-39	Ubi-17	
	5	25	62	35	39	92	103	94	98	8	13	14	77	78	93	41	48
	r	c	C	C	c	c	c	c	c	c	c	r	c	r	c	c	c
SiO_2	40.86	41.35	43.04	41.15	41.38	42.50	41.81	44.42	41.31	42.16	42.34	42.28	41.60	43.58	42.74	40.60	41.21
Al_2O_3	12.82	12.69	10.37	12.66	12.52	11.55	11.65	9.28	11.88	10.55	10.55	10.37	11.54	10.25	10.28	12.77	12.77
FeO	5.01	7.74	8.44	4.39	5.04	3.86	6.73	7.51	8.61	8.00	6.86	5.44	5.52	7.59	7.65	5.58	5.34
Fe_2O_3*	6.16	4.59	3.93	7.11	6.04	7.49	5.69	5.71	6.77	4.18	5.94	7.34	6.02	4.56	4.49	5.66	5.47
MgO	14.40	13.16	13.85	14.45	14.40	14.87	13.85	13.75	12.01	13.87	14.03	14.49	14.85	14.24	14.02	14.37	14.45
MnO	0.10	0.12	0.12	0.08	0.09	0.18	0.15	0.25	0.24	0.22	0.22	0.23	0.09	0.21	0.25	0.11	0.10
TiO_2	2.98	3.64	3.30	3.12	3.41	2.62	2.95	2.05	3.02	3.41	3.22	3.13	3.07	3.25	3.55	3.24	3.13
CaO	11.63	11.30	11.40	11.17	11.23	11.05	11.36	11.07	10.98	11.48	11.36	11.24	11.65	11.29	11.44	11.50	11.59
Na_2O	2.38	2.38	2.26	2.51	2.48	2.37	2.41	1.98	2.24	2.36	2.23	2.33	2.51	2.37	2.16	2.67	2.34
K_2O	0.63	0.82	0.90	0.78	0.77	0.66	0.80	0.78	0.97	0.74	0.82	0.69	0.78	0.80	0.85	0.78	0.80
Cr_2O_3	0.03	0.00	0.00	0.11	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
Sum	97.0	97.8	97.6	97.5	97.4	97.2	97.4	96.8	98.0	97.0	97.6	97.6	97.6	98.2	97.4	97.3	97.2
mg-no	83.7	75.2	74.4	85.3	83.5	75.1	78.5	76.5	71.4	75.6	78.5	82.6	82.7	77.1	76.6	82.0	82.9
Name	mght	mght	mght	Mght	mght	mght	mght	mght	mght	mght	mght	mght	mght	mght	mght	mght	mght

Biotite												
Sample Nb	Ubinas I			Ubinas IIb				Ubinas IIc	Ubinas IId		Ubinas IIe	
	Ubi-82		Ubi-10	Ubi-46		Ubi-69		Ubi-48	Ubi-8		Ubi-38	
	45	59	34	87	91	15	9	84	86	93	30	31
	c	c	C	c	c	c	r	c	c	c	c	r
SiO_2	36.58	36.66	36.96	37.11	37.00	36.91	36.91	36.49	36.93	37.16	36.50	36.93
Al_2O_3	13.87	13.46	14.11	13.74	13.63	13.79	13.79	13.97	14.05	14.49	13.52	13.65
FeO	11.87	14.19	12.95	13.89	13.75	13.46	13.45	14.69	12.74	13.08	14.19	13.93
MgO	16.78	15.61	16.20	14.52	15.11	15.74	15.72	14.74	15.66	15.29	14.95	15.35
MnO	0.05	0.09	0.09	0.19	0.20	0.18	0.15	0.21	0.16	0.14	0.23	0.11
TiO_2	6.10	5.74	4.95	4.98	4.83	4.92	4.80	4.51	4.85	5.12	6.02	5.92
K_2O	8.58	8.66	8.92	8.95	8.82	8.47	8.70	8.75	8.80	8.78	9.24	9.04
Na_2O	0.81	0.76	0.66	0.94	0.87	0.89	0.77	0.69	0.87	0.81	0.67	0.78
CaO	0.23	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.06	0.04	0.03	0.02	0.04
Cr_2O3	0.01	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	94.9	95.2	94.9	94.4	94.2	94.3	94.3	94.2	94.1	94.9	95.3	95.8

References

Allègre CJ, Provost A, Jaupart C (1981) Oscillatory zoning: a pathological case of crystal growth. Nature 294:223–228

Bullard FM (1962) Volcanoes of southern Peru. Bull Volcanol 24:443–453

Barazangi M, Isacks B (1976) Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology 4:686–692

Bourdon B, Wörner G, Zindler A (2000) U-series evidence for crustal involvement and magma residence times in the petrogenesis of Parinacota Volcano, Chile. Contrib Mineral Petrol 139(4):458–469

Davidson JP, de Silva S (2000) Composite volcanoes. In: Sigurdsson H et al (eds) Encyclopedia of volcanoes. Academic Press, San Diego, pp 663–681

Davidson JP, McMillan NJ, Moorbath S, Wörner G, Harmon RS, Lopez Escobar L (1990) The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. Contrib Mineral Petrol 105:412–432

de Silva SL, Francis PW (1991) Volcanoes of the Central Andes. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 216

de Silva SL, Davidson JP, Croudace IW, Escobar A (1993) Volcanological and petrological evolution of volcan Tata Sabaya, SW Bolivia. J Volcanol Geotherm Res 55:305–335

Feeley TC, Hacker MD (1995) Intracrustal derivation of Na-rich andesitic and dacitic magmas: an example from volcan Ollagüe, Andean central volcanic zone. J Geol 103:213–225

Finizola A, Sortino F, Lénat JF, Macedo O, Gonzales K, Ramos D (1998) SP studies of hydrothermal systems and structure on Misti and Ubinas volcanoes, south Peru. In: Second International Workshop on Magnetic and EM Methods in Seismology and Volcanology, Chania, Greece (Abstract)

Finizola A, Sortino F, Lénat JF, Valenza M (2002) Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and CO_2 surveys. J Volcanol Geotherm Res 116(1–2):1–18

Finizola A, Sortino F, Lénat JF, Aubert M, Ripepe M, Valenza M (2003) The summit hydrothermal system of Stromboli: new insights from self-potential, temperature, CO_2 and fumarolic fluids measurements with structural and monitoring implications. Bull Volcanol 65:486–504

Gerbe MC, Thouret JC (2004) Role of magma mixing in the petrogenesis of lavas erupted through the 1990–1998 explosive activity of the Nevado Sabancaya in southern Peru. Bull Volcanol 66:541–561

Ginibre C, Kronz A, Wörner G (2002) Minor and trace element zoning patterns in volcanic plagioclase: examples for crystal-chemical, compositional and kinetic control and implications for magma chamber processes. Contrib Mineral Petrol 143: 300–315

Green TH (1972) Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions. Contrib Mineral Petrol 34:150–166

Hantke G, Parodi I (1966) The active volcanoes of Peru. Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields, Part XIX, Colombia, Ecuador and Peru. Internat Assoc, Volcanol, Rom 65–73

James ED (1982) A combined O, Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas, I. Local geochemical variations. Earth Planet Sci Lett 57:47–62

Juvigné E, Thouret JC, Gilot E, Gourgaud A, Legros F, Uribe M, Graf K (1997) Etude téphrostratigraphique et bioclimatique du Tardiglaciaire et de l'Holocène de la Laguna Salinas, Pérou méridional. Géogr phys Quat 51(2):219–231

Lipman PW (1997) Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. Bull Volcanol 59:198–218

Mahlburg-Kay S, Mpodozis C, Coira B (1999) Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the central Andes (22° to 33° S latitude). In: Skinner BJ (ed) Geology and ore deposits of the central Andes. Soc Econ Geol Spec Publ 7:27–59

Marocco R, del Pino M (1966) Geología del Cuadrángulo de Ichuña. Comisión carta geológica nacional, Bol 14: pp. 57 and 1 colour map (1/100,000 scale)

Morimoto N, Fabries J, Fergusson AK, Ginzburg IV, Ross M, Seifert FA, Zussman J, Aoki K, Gottardi G (1988) Nomenclature of pyroxenes. Bull Mineral 111:535–550

Nakamura M, Shimakita S (1998) Dissolution origin and syn-entrapment compositional changes of melt inclusions in plagioclase. Earth Planet Sci Lett 161:119–133

NCEP—NCAR (1998) National Center for Environmental Prediction—National Center for Atmospheric Research, Climate Data Assimilation System, Reanalysis Project, monthly mean data from the period 1979–1995. http://www.gfdl.gov/~jjp/ncap_-data.html

Papike JJ, Cameron KL, Baldwin K (1974) Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data (Abstract). Geol Soc Am Abstracts with Programs 6:1053–1054

Renne PR, Swisher CC, Deino AL, Karner BD, Owens T, DePaolo DJ (1998) Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating. Chem Geol, Isotope Geosci Sect 145(1–2):117–152

Rivera M, Thouret JC, Gourgaud A (1998) Ubinas, el volcán más activo del sur del Perú desde 1550: Geología y evaluación de las amenazas volcánicas. Bol Soc Geol Perú 88:53–71

Sébrier M, Soler P (1991) Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from Late Oligocene time to the Present. Geol Soc Am Spec Pap 265:259–277

Seltzer G (1990) Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes. Quat Sci Rev 9:137–152

Simkin T, Siebert L (1994) Volcanoes of the world—a regional directory, gazeteer and chronology of volcanism during the last 10,000 years, 2nd edn. Global Volcanism Program. Smithsonian Institution, Washington, DC pp 348

Singer B, Dungan MA, Layne GD (1995) Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. Am Mineral 80:776–798

Steiger RH, Jaeger E (1977) IUGS Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth Planet Sci Lett 36:359–362

Sun S, McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanics basalts: Implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basin. Geol Soc Spec Publ 42:313–345

Thouret JC, Le Pennec JL, Woodman RS Macedo O (1996) Ubinas (Perú), Increased fumarolic activity prompts seismic and other monitoring. Global Volc Network Bull, Smithsonian Institution, Washington, DC 7

Thouret JC, Finizola A, Fornari M, Suni J, Legeley-Padovani A, Frechen M (2001) Geology of El Misti volcano nearby the city of Arequipa, Peru. Geol Soc Am Bull 113(12):1593–1610

Thouret JC, Juvigné E, Gourgaud A, Boivin P, Dávila J (2002) Reconstruction of the A.D. 1600 eruption at Huaynaputina volcano, Peru, based on the correlation of geologic evidence with early Spanish chronicles. J Volcanol Geotherm Res 115(3–4):529–570

Tindle AG, Webb PC (1994) Probe-Amph - a spreadsheet program to classify microprobe-derived amphibole analyses. Comp Geosci 20:1201–1228

Valdivia J (1995) Breve reseña histórica del distrito de Ubinas. Bol consejo de Ubinas, Ubinas, Perú, pp 40

Wörner G, Harmon RS, Davidson J, Moorbath S, Turner D, McMillan N, Nye C, Lopez-Escobar L, Moreno H (1988) The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile): I. Geological, geochemical and isotopic observations. Bull Volcanol 50:287–303

ANNEXE 2. Méthodes analytiques

2.1 Eléments majeurs et en trace sur roches totales

Les teneurs en éléments majeurs et en traces de 150 échantillons des produits appartenant aux volcans Misti et Ubinas (Annexes 4 et 6) ont été dosés dans trois laboratoires : 105 échantillons à l'Université de Bretagne Occidentale (Brest), 28 échantillons à l'institut de Géochimie de l'Université de Göttingen (Allemagne), et 17 échantillons au Laboratoire Acmelabs (Canada). Les échantillons ont d'abord été sciés et broyés en poudre fine dans un mortier en agate au Laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand, avant d'être envoyés pour leurs analyses respectives.

A l'Université de Bretagne Occidentale (Brest), les éléments ont été dosés par ICP-AES (Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry), sauf le Rb qui a été dosé par spectroscopie d'absorption. La méthode ainsi que le protocole analytique sont détaillés par Cotten *et al.* (1995). Au laboratoire Acmelabs (Canada) tous les éléments ont été dosés par fluorescence X (X-Ray Fluorescence Spectroscopy) et par ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). La méthode, ainsi que le protocole analytique, sont détaillés à l'adresse internet suivante : http://acmelab.com/services. Finalement, à l'institut de Géochimie de l'Université de Göttingen (Allemagne), les échantillons ont été analysés par fluorescence X (X-Ray Fluorescence Spectroscopy) et par l'ICP-MS en suivant le protocole décrit ci-dessous.

Les éléments analysés par fluorescence X sont les suivants : SiO_2, TiO_2, $A1_2O_3$, FeO, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5, ainsi que les éléments en trace : Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Ga, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, V, Ba et Sc. Tous d'abord, on procède à la fusion des poudres fines, qui a pour objet d'éliminer 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 au 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 de fer sont exprimées sous forme de fer total (Fe_2O_3). Environ 50 échantillons de référence ont été utilisés pour le calibrage de l'appareil.

Les analyses des éléments en trace ont été réalisées avec l'ICP-MS Perkin Elmer SCIEX (Elan DRC II) de l'institut de Géochimie de l'Université de Göttingen. 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.

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 solides 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.

Des duplicats d'un même dépôt volcanique ont été analysés afin de comparer les diverses méthodes d'analyse effectuées par les differents laboratoires et on ne distingue pas de différences significatives (Tableau 2.1).

Laboratoire	Université de Gottingen	Université de Bretagne Occidentale	Laboratoire	ACME au Canada	Université de Gottingen
Type	Bloc de dépôt de coulée pyroclastique	Bloc de dépôt de coulée pyroclastique	**Type**	Bloc de retombée	Bloc de retombée
Etape éruptive	Misti 2	Misti 2	**Etape éruptive**	Ubinas: Activité 2006	Ubinas: Activité 2007
Ech.	**MIS-02-05b**	**JMI97-132**	**Ech.**	**UBI-0613**	**Ubi06-04**
SiO_2	61.60	61.75	**SiO_2**	56.5	56.8
Al_2O_3	17.10	17.30	**Al_2O_3**	17.52	17.20
Fe_2O_3	4.93	5.07	**Fe_2O_3**	7.73	7.68
MgO	1.62	1.55	**MgO**	3.26	3.22
CaO	4.24	4.00	**CaO**	6.58	6.49
Na_2O	4.16	4.65	**Na_2O**	3.99	4.03
K_2O	3.43	3.29	**K_2O**	2.34	2.31
TiO_2	0.67	0.67	**TiO_2**	1.12	1.12
P_2O_5	0.35	0.33	**P_2O_5**	0.50	0.48
MnO	0.09	0.09	**MnO**	0.12	0.12
LOI		0.94	**LOI**	0.0	0.1
Total	98.19	99.64	**Total**	99.66	99.45
Rb	63	62	**Rb**	55	61
Sr	685	685	**Sr**	907	912
Ba	1126	1130	**Ba**	934	947
Sc	9	5	**Sc**	10	9
V	69	65	**V**	137	144
Cr	3	3	**Co**	17.2	23
Co	10	10	**Ni**	5	5
Ni	4	4	**Y**	17	20
Y	17	15.4	**Nb**	10.2	12
Zr	252	250	**La**	33.2	39.4
Nb	8	8	**Ce**	73	76
La	40	42	**Nd**	35	40
Ce	77	86	**Sm**	7.1	7.1
Nd	33	34	**Eu**	1.71	1.84
Sm	5.7	6.3	**Gd**	5.21	5.7
Eu	1.7	1.5	**Dy**	3.54	3.96
Gd	4.9	4.4	**Er**	1.56	1.67
Dy	2.6	2.9	**Yb**	1.35	1.47
Er	1.4	1.5	**Th**	7.2	7.8
Yb	1.3	1.4	**Pr**	9.5	10.1
Th	4.0	4.0	**Tm**	0.20	0.24
			Ta	0.70	0.71

Tableau 2.1 Comparaison des duplicats d'analyses chimiques.

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

Les rapports isotopiques du $^{87}Sr/^{86}Sr$ et du $^{143}Nd/^{144}Nd$, ont été mesurés au Laboratoire Magmas et Volcans, où la séparation du Sr et Nd a été réalisée au moyen de colonnes chromatographiques selon la méthode décrite par Pin et Bassin (1992), Pin *et al.* (1994), ainsi que Pin et Santos Zaldegui (1997). Les rapports isotopiques ont été mesurés par TIMS (Thermal Ion Mass Spectrometer). Les mesures ont été effectuées avec le spectromètre VG 54^E. Pour les données de

$^{87}Sr/^{86}Sr$, l'interférence du Rb est déterminée simultanément et corrigée en utilisant le rapport $^{87}Rb/^{85}Rb$ = 0,386. De même, le fractionnement isotopique est corrigé via normalisation aux rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,1194 et $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,7219.

Les rapports isotopiques du $^{87}Sr/^{86}Sr$ et du $^{143}Nd/^{144}Nd$ ont été mesurés à l'institut de Géochimie de l'Université de Gottingen. Ces analyses ont été effectuées 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 HNO_3 (1:1) pendant 16 heures à 200°C, puis complètement évaporé 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 HC1, stocké dans des flacons et centrifugé. Les différents ions sont ensuite séparés à travers des colonnes contenant une résine échangeuse d'ions. Les élutions 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 HC1 et montés sur des filaments en Re.

Les rapports isotopiques sont corrigés pour le fractionnement de masse ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,1194 and $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 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.

2.3 Les isotopes de l'oxygène (spectromètre de masse à source gazeuse)

Les isotopes de l'oxygène ont été analysés pour 30 échantillons de roche totale des produits des volcans Misti et Ubinas. Les analyses ont été réalisées au Laboratoire des Isotopes Stables du Laboratoire Magmas et Volcans (Equipe Transferts Lithosphériques - ETL) de l'Université Jean Monnet à Saint-Étienne). Les échantillons sélectionnés correspondent à des laves et ponces qui ne montrent pas d'altération à l'œil nu et dont les LOI sont faibles (*cf.* Annexes 4 et 6). On a utilisé 7 mg des mêmes poudres employées pour les analyses des éléments majeurs et en traces.

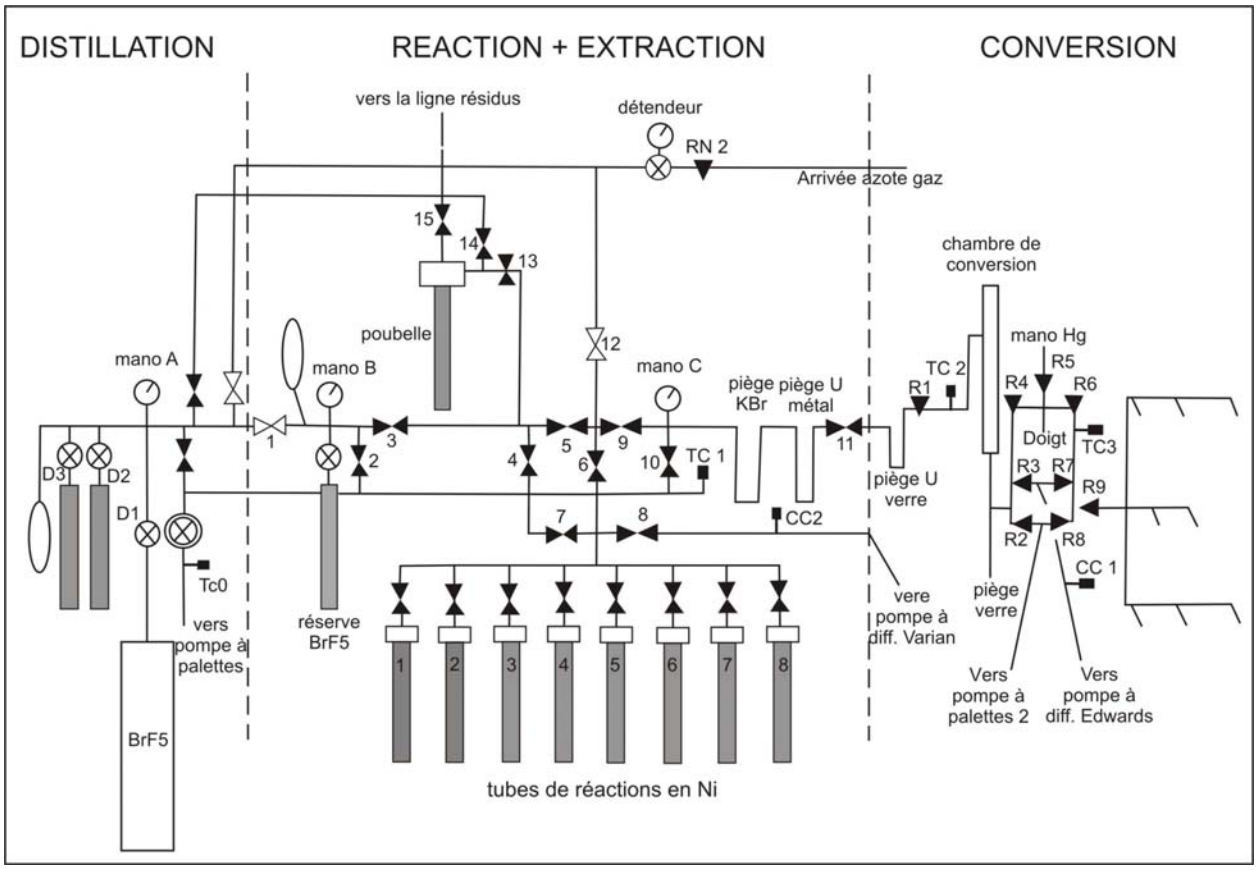


Figure 2.1. Plan de la ligne d'extraction et conversion d'oxygène du Laboratoire Transferts Lithosphériques de l'Université Jean Monnet à Saint-Étienne.

Les rapports isotopiques de l'oxygène ont été déterminés après dégazage sous vide à 250ºC pendant 3h dans une ligne d'extraction de type conventionnelle (Fig. 2.1). Les échantillons sont attaqués à 550ºC pendant 8h avec du BrF_5 pour libérer l'oxygène, qui est ensuite converti en CO_2 en utilisant un barreau de graphite platinisé chauffé à 600ºC (Clayton et Mayeda, 1963). Le rendement de chaque analyse a été calculé grâce à la mesure systématique du volume de CO_2 obtenu lors de la réaction de conversion. Toutes nos analyses atteignent un rendement supérieur à 95%. Deux duplicata d'un standard interne MQ (quartz de Murchinson Line, fourni par l'Université de Cape Town, Afrique du Sud) ont été systématiquement ajoutés à chaque série d'analyses. La valeur de $\delta^{18}O$ du standard MQ a été précisément déterminée à 10,1 ‰ VSMOW à l'Université de Cape Town (Vennemann et Smith, 1990) par calibration avec le standard international NBS-28 de 9,64‰ VSMOW (Coplen, 1993). La moyenne des 22 aliquots de MQ analysés au cours de notre étude est de 10,15 ± 0,13, équivalente à la valeur recommandée. La précision des analyses obtenues sur la ligne d'extraction de l'oxygène des silicates du LTL est estimée à 0,15‰ (1σ).

Les rapports isotopiques ont été mesurés avec le spectromètre de masse à source gazeuse de type VG-Prism, appartenant au laboratoire des Isotopes Stables de l'ENS Lyon (S.M.F. Sheppard).

Les échantillons de gaz sont analysés par rapport à un gaz de référence, et les résultats sont reportées selon la notation classique δ‰ avec $\delta^{18}O = (R_{échantillon} / R_{standard} - 1) \times 10^3$ et $R={}^{18}O/{}^{16}O$. Des duplicata ont été effectués pour six échantillons afin de déterminer la reproductibilité moyenne des analyses de nos échantillons. Celle-ci est de ± 0,3 ‰ (2σ).

2.4 Datations $^{40}Ar/^{39}Ar$

Les analyses des échantillons irradiés ont été realisées sous la direction de S. Scaillet au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement – Unité mixte de recherche CEA – CNRS, à Gif Sur Yvette. Les principes de cette méthode de datation sont résumés ci-dessous (se référer à Scaillet, 1996, 2000 et Scaillet *et al.*, 2008, pour la méthodologie détaillée).

2.4.1 Principe

La datation de matériel géologique par les isotopes de l'argon découle de la méthode de datation isotopique $^{40}Ar/^{39}Ar$, dont les principes ont été établis par Aldrich et Nier (1948). Cette méthode est basée sur la présence de ^{40}K dans la nature, un isotope radioactif qui possède une demi-vie de 1250 ans et se désintègre naturellement en ^{40}Ca et ^{40}Ar. La détermination du rapport isotopique $^{40}K/^{40}Ar$ permet d'estimer la quantité d'^{40}Ar accumulé au cours des temps géologiques et donc de dater les roches ou les minéraux. Alors que la concentration en ^{40}K père est calculée à partir de la quantité de potassium total contenue dans l'échantillon et du rapport $^{40}K/K$ (=0,0117%) existant dans la nature, l'$^{40}Ar^*$ (argon radiogénique fils) est mesuré par dilution isotopique et spectrométrie de masse. La mesure de la quantité de ^{40}K et d'$^{40}Ar^*$ se fait ainsi dans deux fractions différentes de l'échantillon.

Au contraire, la méthode de datation ^{40}Ar-^{39}Ar permet de réaliser directement la mesure de rapport isotopique père/fils dans la même portion de l'échantillon. L'échantillon à dater doit préalablement être irradié dans un réacteur nucléaire, afin de transformer les atomes de ^{39}K en $^{39}Ar_k$ par interaction avec des neutrons. L'$^{39}Ar_k$ produit dans le réacteur nucléaire est un isotope radioactif qui présente une décroissance par émission β. Néanmoins, sa décroissance n'entraîne pas d'erreur significative sur la mesure de l'âge, car son temps de demi-vie est de 269 ans et que les analyses se font dans les mois qui suivent l'irradiation. Une fois irradié, l'échantillon est fondu dans un système sous vide très poussé (10^{-10} Torr). Le gaz extrait lors du processus de fusion est purifié pour éliminer/piéger les gaz, autres que l'argon, libérés lors de la fusion (H_2O,

CO_2, etc.). Ensuite, l'argon libéré est analysé dans un spectromètre de masse. Lors de cette analyse, les abondances relatives des isotopes de l'Ar (^{40}Ar, ^{39}Ar, ^{38}Ar, ^{37}Ar et ^{36}Ar) sont mesurées. L'intérêt est d'obtenir le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_k$, qui est proportionnel au rapport $^{40}Ar^*/^{40}K$ et à l'âge de l'échantillon. Dans ce rapport, $^{40}Ar^*$ est l'argon radiogénique et $^{39}Ar_k$ est l'argon produit lors de l'irradiation à partir du ^{39}K. Grâce aux mesures concommitantes des isotopes ^{37}Ar et ^{36}Ar, la présence d'interférences produites par des réactions parasites, et la présence d^{40}Ar non radiogénique peuvent être corrigées.

Pour finalement obtenir un âge absolu à partir du rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_k$, il faut connaître le rendement de la réaction qui a produit l'$^{39}Ar_k$ à partir du potassium et qui dépend du flux de neutrons reçu par l'échantillon. Afin d'éviter cette détermination, assez compliquée, l'échantillon est irradié, dans une position fixée au sein du réacteur, avec un échantillon d'âge connu, qui joue le rôle de « moniteur de flux de neutrons». Le flux de neutrons peut ainsi être dosé en comparant l'échantillon au « moniteur ».

Cette méthode de datation présente des avantages par rapport à la méthode K/Ar :

- Une seule analyse isotopique suffit pour obtenir le rapport isotopique père/fils. Ainsi, les problèmes d'inhomogénéité, introduits du fait de l'utilisation de deux portions différentes de l'échantillon pour la mesure du ^{40}K et ^{40}Ar, sont évités.

- Après l'irradiation, il n'est pas impératif de fondre la totalité de l'échantillon afin de relâcher l'argon. L'échantillon peut être réchauffé par étapes. L'argon relâché lors de chaque étape est analysé dans le spectromètre de masse, ce qui fournit une série d'âges apparents à partir d'un seul échantillon. Si l'échantillon n'a pas été perturbé, ces âges apparents vont être concordants et correspondent à l'âge de l'échantillon.

2.4.2 Etendue d'application de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$

Etant donné que la méthode est basée sur l'accumulation d'argon radiogénique, les mesures deviennent plus simples du point de vue technique, quand les échantillons sont plus anciens. Dans ce contexte, il n'y a pas de limite vers les âges les plus anciens, mais au contraire, des problèmes de détection du $^{40}Ar^*$ existent pour les échantillons d'âge récent, du fait de sa forte teneur en argon atmosphérique. En effet, au fur et à mesure que le $^{40}Ar^*$ diminue, l'erreur dans sa détermination croit de façon exponentielle. De plus, pour des faibles quantités de $^{40}Ar^*$, la

sensibilité du spectromètre de masse joue un rôle très important. Ainsi, des petites erreurs de calibration ou de discrimination du spectromètre peuvent conduire à de grosses erreurs de mesure et en conséquence à des grosses erreurs pour les âges jeunes. Pour les échantillons les plus récents la limite d'application de la méthode est fixée par la quantité d'argon non-radiogénique présent. Cet argon non radiogénique provient de deux sources : l'échantillon lui-même et la ligne d'extraction d'argon utilisée. Dans le cas de l'argon non-radiogénique inhérent à échantillon, il s'avère que les minéraux de type mica, comme la biotite ou la muscovite, possèdent un ordre de magnitude de plus que les minéraux prismatiques comme le feldspath ou la hornblende. Les roches volcaniques non altérées sont aussi des échantillons favorables à l'application de la méthode, notamment si elles sont riches en potassium.

2.4.3 Spectre d'âges : âge isochrone

L'âge isochrone est calculé à partir des diagrammes de corrélation des rapports isotopiques. Une première approche est le diagramme qui met en relation le total de ^{40}Ar mesuré dans chaque étape (le fils produit in situ plus toutes les contributions) versus l'^{39}Ar (mesuré du père radioactif), les deux par rapport à l'^{36}Ar qui est considéré dans sa totalité comme argon atmosphérique (Fig. 2.2a). A la différence des régressions linéaires conventionnelles, où une des deux variables est assumée sans erreur, pour l'isochrone les erreurs des deux variables doivent être prises en compte.

L'utilisation du même dénominateur pour le ^{40}Ar et le ^{39}Ar fait que les erreurs ne sont pas indépendantes et peuvent donner des relations trompeuses. Ces problèmes sont minimisés en utilisant le diagramme qui met en relation ^{36}Ar/^{40}Ar *vs.* ^{39}Ar/^{40}Ar. Etant donné que le ^{40}Ar est l'isotope le plus abondant, sa mesure peut être assez précise et en conséquence limite les erreurs. Dans ce diagramme, les données forment une corrélation négative dans laquelle l'âge est donné par l'intersection avec l'axe X (Fig. 2.2b).

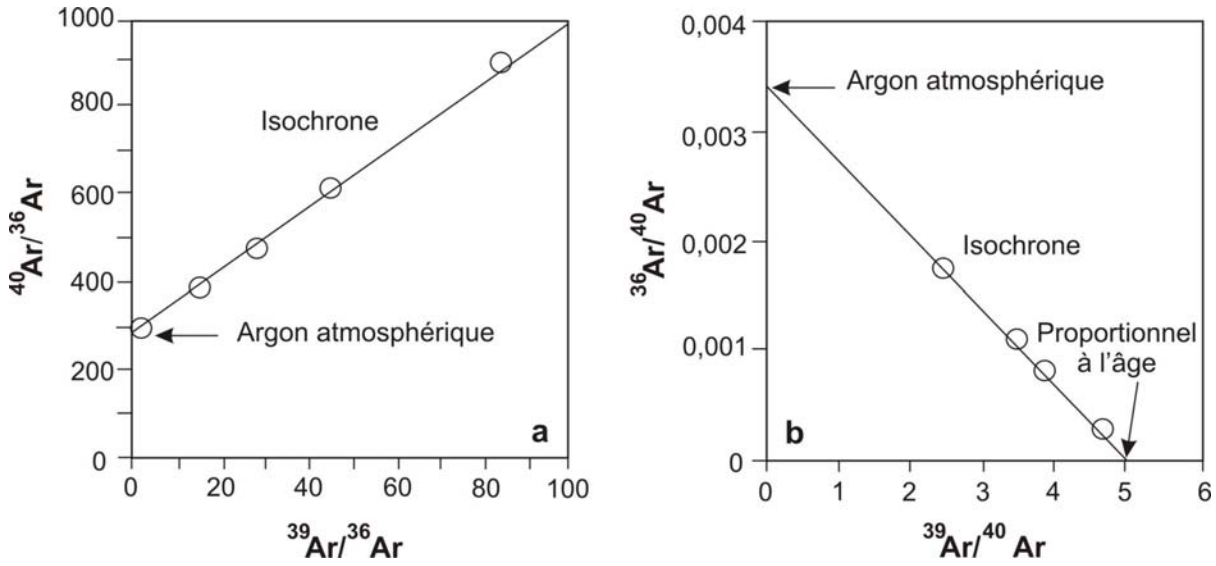


Figure 2.2. **a.** Diagramme $^{40}Ar/^{36}Ar$ *vs.* $^{39}Ar/^{36}Ar$ représentant une isochrone. Sous cette forme l'âge de l'échantillon est proportionnel à la pente de la droite de corrélation. **b.** Diagramme $^{36}Ar/^{40}Ar$ *vs.* $^{39}Ar/^{40}Ar$ représentant une isochrone inverse, les intersections avec les axes correspondent aux composantes d'argon radiogénique et d'argon piégé dans l'échantillon.

2.4.4 Choix des échantillons

Afin de faciliter l'analyse et d'obtenir un âge convenable, plusieurs critères ont été pris en compte lors du choix des échantillons, à commencer par le degré d'altération. Comme les échantillons étudiés dans ce travail de thèse renfermaient peu ou pas de phénocristaux de mica ou sanidine, susceptibles de contenir du potassium en suffisance, les datations ont été réalisées sur des verres de la mésostase et des grains de biotite. Des grains de biotites ont été séparés pour 3 échantillons, essentiellement dans la fraction 300/400 microns. Bien que les biotites soient généralement un bon minéral pour les datations $^{39}Ar/^{40}Ar$, ils ne nous ont pas fourni de bons résultats (*cf.* § 3.2 et 4.2). Par ailleurs, des grains de verre ont été separés de cinq échantillons, essentiellement dans la fraction 200/300 microns. L'analyse de la plupart de ces derniers ont fourni des résultats fiables.

2.4.5 Préparation des échantillons

Une analyse minutieuse des lames minces des échantillons, à l'aide du microscope pétrographique, a permis de sélectionner les échantillons non altérés ayant un fiable contenu de microcristaux dans leur mésostase. Dans le cas des verres et des biotites, des fractions d'environ 200 à 250 mg ont été préparées. Ces poids permettent d'obtenir un signal suffisant en fonction de l'âge supposé des échantillons et de leur teneur en potassium.

Les fractions de verre ont été préparées en suivant le protocole suivant :

- Des fines lamelles de 2-4 mm d'épaisseur sont coupées à l'aide d'une micro-scie dans les parties fraîches des laves.
- Les lamelles sont ensuite fragmentées, et les portions résultantes sont tamisées afin d'atteindre la taille de grain appropriée (entre 200 et 400 microns), puis le matériel est nettoyé à l'eau.
- Une fois sec, la séparation minérale a été realisée en suivant la séquence suivante : passage de l'aimant à main sur la fraction de matériel choisi pour éliminer la phase trop magnétique, puis séparation magnétique à l'aide d'un Frantz, et enfin tri manuel sous une loupe binoculaire pour choisir les verres les plus propres, sans microcristaux.

Pour les fractions de biotite :

- Les échantillons sont finement broyés à la main dans un mortier d'Abrich et tamisés de façon à garder la taille la plus grande de cristaux purs (300 et 500 microns);
- Une première séparation à l'aimant est nécessaire pour éliminer les grains magnétiques ;
- Passage au séparateur magnétique Frantz ;
- Inmersion de la poudre dans une liqueur dense de densité connue (bromoforme) pour concentrer les biotites ;
- Une fois sec, le matériel est trié à la pince sous la loupe binoculaire, en écartant les grains contenant des inclusions.

ANNEXE 3. Composition chimique des phases minérales majeurs du volcan Misti

- Plagioclases
- Amphiboles
- Orthopyroxène
- Clinopyroxène
- Olivine
- Magnétite
- Ilménite
- Biotite
- Verre

ph:c = cœur de phénocristal ; ph:b = bordure de phénocristal ; mph:c = microphénocristal ; m = mésostase ; mi = microlite ; Cc + 00 = cœur de phénocristal et Cc + 150 = distance du ceur vers le bordure (en microns).

Plagioclases

MISTI 2

Ech.	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a
Num.	2	5	6	7	9	10	11	12	13	14	23	24	25	26	31	32	33	37
	ph:c	Ac + 00	Ac +120	Ac + 300:b	Bc + 00	Bc + 100	Bc + 200	Bc + 300	Bc + 400	Bc + 500:b	Cc + 00	Cc + 150	Cc + 250	Cc + 400:b	Ac + 00	Ac + 250	Ac + 450:b	mi
SiO2	54.53	51.60	51.48	53.16	54.62	54.12	52.72	58.73	55.23	53.06	53.21	51.48	54.19	53.01	49.34	48.29	48.14	56.29
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.10	0.08	0.07	0.00	0.01	0.04	0.11	0.06	0.06	0.00	0.08	0.00	0.00	0.01	0.12
Al2O3	27.92	29.54	30.51	29.38	28.24	28.40	29.99	25.71	27.35	28.76	29.05	30.49	28.83	28.91	31.82	32.66	33.13	26.44
FeOt	0.44	0.52	0.48	0.63	0.31	0.31	0.33	0.37	0.40	0.65	0.33	0.33	0.42	0.59	0.46	0.43	0.53	0.79
MgO	0.01	0.03	0.03	0.05	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.10	0.01	0.03	0.02	0.11	0.05	0.04	0.04	0.06
CaO	11.20	13.21	13.74	12.55	11.37	11.85	12.89	8.41	10.95	12.29	12.46	13.63	11.68	12.58	15.49	16.64	16.43	9.27
Na2O	4.76	3.68	3.65	4.42	4.89	4.70	4.16	6.43	4.97	4.43	4.28	3.80	4.61	4.21	2.51	2.25	2.13	5.93
K2O	0.34	0.20	0.24	0.26	0.27	0.29	0.20	0.53	0.31	0.21	0.16	0.15	0.32	0.16	0.16	0.13	0.08	0.52
MnO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00
Total	99.21	98.82	100.13	100.55	99.79	99.77	100.35	100.21	99.27	99.62	99.61	100.00	100.10	99.67	99.84	100.45	100.49	99.42
An%	56.8	67.0	67.8	61.5	56.7	58.6	63.7	42.0	55.3	61.2	62.4	67.2	58.6	63.0	77.6	80.6	81.5	46.3
Ab%	41.1	31.8	30.8	37.0	41.7	39.7	35.1	54.8	42.8	37.6	36.6	31.9	39.5	36.0	21.4	18.6	18.0	50.5
Or%	2.1	1.2	1.4	1.5	1.6	1.7	1.2	3.2	1.9	1.2	1.0	0.9	1.9	1.0	0.9	0.7	0.5	3.1

MISTI 2

Ech.	JMI-55a	JMI-55a	JMI 55a	JMI 55a	JMI 55a	JMI-118	JMI-118	JMI-118	JMI-118	JMI-118	JMI-118	JMI-118	JMI-118	JMI-143	JMI-143	JMI-143	JMI-143	JMI-143
Num.	38	46	68	69	71	43	44	46	47	61	62	64	68	3	5	7	8	9
	mi	mi	mi	ph:c	pe:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	Pl inclus	mi	ph:c	ph:b	Pl inclus	Cc + 00	Cc + 300
SiO2	56.36	56.26	52.52	51.75	52.07	52.46	51.36	51.90	52.96	52.17	51.83	51.72	52.45	47.49	52.53	55.86	50.07	54.08
TiO2	0.10	0.06	0.04	0.06	0.00	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.00	0.05	0.05	0.06	0.04	0.00	0.11	0.07
Al2O3	26.81	27.03	28.27	29.14	29.32	28.99	30.60	29.74	28.87	30.34	29.99	30.36	29.12	31.91	28.53	27.21	30.94	28.46
FeOt	0.84	0.87	0.88	0.43	0.67	0.55	0.52	0.71	0.72	0.51	0.63	0.64	0.66	0.60	0.53	0.70	0.57	0.52
MgO	0.08	0.08	0.09	0.03	0.05	0.07	0.08	0.06	0.08	0.05	0.12	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.03	0.06
CaO	9.67	9.89	11.86	12.85	12.69	12.19	13.64	13.16	12.13	13.23	13.02	13.47	12.55	16.45	12.42	10.13	13.93	11.56
Na2O	5.75	5.64	4.45	4.04	4.06	4.61	3.79	3.61	4.64	3.98	3.93	3.74	4.38	2.12	4.48	5.82	3.24	4.94
K2O	0.49	0.46	0.28	0.26	0.22	0.23	0.14	0.38	0.31	0.19	0.17	0.18	0.30	0.07	0.19	0.30	0.14	0.20
MnO	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.83	0.00	0.00	0.11	0.05
Total	100.12	100.29	98.39	98.62	99.10	99.10	100.15	99.62	99.75	100.51	99.67	100.27	99.63	99.56	98.78	100.06	99.13	99.94
An%	48.2	49.3	60.0	64.1	63.9	60.0	67.3	66.6	59.2	65.4	65.4	67.1	61.6	81.7	61.2	49.6	71.0	57.1
Ab%	48.9	48.0	38.4	34.3	34.8	38.7	31.9	31.2	38.8	33.5	33.6	31.8	36.7	17.9	37.7	48.6	28.1	41.7
Or%	2.9	2.7	1.7	1.5	1.3	1.3	0.8	2.3	1.8	1.1	1.0	1.1	1.7	0.4	1.1	1.8	0.8	1.2

MISTI 2

Ech.	JMI-143	JMI-143	JMI-143	JMI-143	JMI-143	JMI-143	JMI-143	JMI-143	JMI-143	JMI-143	JMI-143	JMI-143	JMI-143	JMI-143	JMI-143	JMI-52	JMI-52	JMI-52
Num.	10	18	21	22	37	38	39	40	41	42	43	44	50	51	59	98	99	105
	Cc + 500:b	ph:c	ph:b	mi	mi	Cc + 00	Cc + 180	Cc + 300	Cc + 450	Cc + 650:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:b	Cc + 00
SiO2	53.21	49.71	53.15	55.17	50.29	52.55	50.69	50.31	50.38	54.03	53.06	54.48	49.90	54.80	53.26	56.42	53.99	54.43
TiO2	0.07	0.02	0.04	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
Al2O3	28.60	31.22	28.40	26.99	30.48	28.99	30.24	29.79	30.19	28.17	29.83	28.22	30.35	27.21	28.19	26.59	28.33	28.33
FeOt	0.47	0.51	0.54	0.80	0.47	0.39	0.49	0.63	0.43	0.51	0.53	0.46	0.44	0.59	0.35	0.43	0.43	0.25
MgO	0.02	0.07	0.05	0.05	0.06	0.05	0.02	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.04	0.04	0.05
CaO	11.89	14.53	11.57	10.30	13.71	11.98	13.89	13.64	13.82	11.41	11.69	11.01	14.17	10.16	11.51	9.08	11.26	10.93
Na2O	4.71	3.11	4.66	5.70	3.76	4.68	3.59	3.77	3.44	5.27	4.54	5.25	3.41	5.65	4.91	6.11	4.91	5.27
K2O	0.21	0.08	0.27	0.35	0.12	0.17	0.14	0.12	0.10	0.21	0.27	0.27	0.24	0.33	0.20	0.37	0.27	0.30
MnO	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.09	0.03	0.00	0.10	0.00	0.39	0.07	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00
Cr2O3	0.03	0.13	0.00	0.02	0.00	0.04	0.03	0.07	0.01	0.03	0.08	0.14	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.23	99.41	98.67	99.41	98.92	98.94	99.13	98.40	98.51	99.69	100.45	99.97	98.61	98.83	98.54	99.05	99.28	99.59
An%	58.9	72.9	58.3	50.4	67.7	59.4	68.8	67.5	69.8	55.3	59.2	54.3	69.9	50.3	57.2	45.5	56.4	53.9
Ab%	39.9	26.6	40.1	47.6	31.6	39.6	30.4	31.8	29.6	43.6	39.2	44.2	28.7	47.7	41.6	52.2	42.0	44.3
Or%	1.2	0.5	1.6	2.0	0.7	1.0	0.8	0.7	0.6	1.2	1.6	1.6	1.4	1.9	1.2	2.2	1.6	1.8

Plagioclases

MISTI 2

Ech.	JMI-52	JMI-52	JMI-52	JMI-52	JMI-52	JMI-52	JMI-52	JMI-48	JMI-48	JMI-48	JMI-48	JMI-48	JMI-48	JMI-48	JMI-48	JMI-48	JMI-48	JMI-48
Num.	106	107	110	111	112	113	114	162	167	169	89	90	91	96	108	109	111	112
	Cc + 280	Cc + 480:b	mi	Cc + 00	Cc + 180	Cc + 300	Cc + 450:b	mi	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	mi	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b
SiO2	51.96	53.18	55.11	55.42	52.36	54.32	52.04	53.02	55.91	55.22	55.42	56.51	57.08	53.20	53.18	57.25	53.24	57.69
TiO2	0.01	0.02	0.04	0.03	0.03	0.00	0.02	0.06	0.01	0.00	0.03	0.01	0.03	0.08	0.00	0.03	0.01	0.03
Al2O3	29.99	29.30	27.26	27.41	29.61	28.33	29.73	28.65	27.38	27.90	27.72	27.03	26.83	29.48	28.90	26.77	29.42	26.69
FeOt	0.32	0.31	0.61	0.33	0.51	0.41	0.69	0.46	0.19	0.40	0.32	0.36	0.29	0.62	0.35	0.42	0.37	0.32
MgO	0.03	0.03	0.06	0.02	0.07	0.07	0.05	0.07	0.05	0.02	0.01	0.01	0.03	0.08	0.03	0.06	0.03	0.03
CaO	12.87	12.36	10.14	10.13	12.62	10.97	12.62	12.47	10.04	10.83	10.34	9.43	9.20	12.66	12.15	9.39	12.24	9.00
Na2O	4.26	4.55	5.18	5.67	4.24	5.29	4.31	4.32	5.54	5.30	5.40	5.82	5.98	4.23	4.63	5.88	4.46	5.99
K2O	0.20	0.21	0.31	0.33	0.21	0.35	0.19	0.26	0.40	0.39	0.35	0.44	0.43	0.26	0.26	0.49	0.23	0.38
MnO	0.00	0.00	0.04	0.01	0.05	0.07	0.00	0.04	0.00	0.08	0.03	0.05	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.05	0.00	0.01	0.01	0.05	0.06	0.03	0.00
Total	99.64	100.00	98.75	99.34	99.70	99.80	99.64	99.36	99.51	100.14	99.67	99.66	99.87	100.65	99.58	100.34	100.03	100.14
An%	63.2	60.7	52.4	50.2	62.8	53.8	62.5	61.9	50.3	53.3	51.8	47.4	46.2	62.7	59.7	47.0	60.8	45.8
Ab%	35.7	38.1	45.7	47.9	35.9	44.2	36.4	36.6	47.3	44.5	46.2	49.9	51.2	35.7	38.8	50.1	37.8	51.9
Or%	1.2	1.2	1.9	2.0	1.3	2.0	1.1	1.5	2.4	2.3	2.1	2.6	2.6	1.5	1.5	2.9	1.4	2.3

MISTI 2

Ech.	JMI-48	JMI-48	JMI-50	JMI-50	JMI-50	JMI-50	JMI-50	JMI 153	JMI 153	JMI 153	JMI 153	JMI 153	JMI 153	JMI 153	JMI 153	JMI 153	JMI 153	JMI 153
Num.	113	114	164	166	167	168	189	72	73	74	84	85	86	87	89	79	80	81
	mi	mi	phe:c	Cc + 00	Cc + 300	Cc + 500:b	mi	Ac	Ac + 100	Ac + 300:b	Bc	Bc + 100	Bc + 300:b	ph:c	ph:c	Cc	Cc + 100	Cc + 200:b
SiO2	54.41	55.66	57.06	53.89	54.39	54.47	53.08	51.98	52.50	52.93	52.70	53.31	53.99	51.69	54.35	53.00	52.21	52.45
TiO2	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.04	0.06	0.01	0.02	0.03	0.03	0.07	0.00	0.02	0.06
Al2O3	28.19	27.45	26.00	28.84	28.25	27.97	28.61	29.68	29.22	29.81	28.73	28.82	29.02	29.87	27.69	29.40	29.41	29.36
FeOt	0.57	0.57	0.40	0.53	0.35	0.59	0.63	0.57	0.60	0.61	0.55	0.70	0.57	0.66	0.86	0.60	0.64	0.57
MgO	0.08	0.06	0.03	0.07	0.09	0.06	0.04	0.10	0.07	0.05	0.07	0.09	0.06	0.08	0.09	0.06	0.07	0.08
CaO	11.39	10.10	9.05	12.31	11.62	11.23	12.06	13.09	12.71	12.96	11.90	12.20	12.02	13.51	10.91	12.60	12.55	12.60
Na2O	4.76	5.50	6.04	4.64	5.03	5.06	4.86	3.93	3.99	3.80	5.42	4.22	4.43	3.70	4.91	4.25	4.07	4.31
K2O	0.27	0.35	0.56	0.36	0.28	0.33	0.31	0.19	0.20	0.19	0.29	0.26	0.24	0.23	0.38	0.24	0.21	0.28
MnO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03
Total	99.66	99.76	99.14	100.64	100.01	99.71	99.58	99.61	99.35	100.48	99.66	99.62	100.40	99.79	99.27	100.16	99.18	99.74
An%	57.4	50.8	45.2	59.6	56.6	55.4	58.2	65.4	64.4	65.9	55.4	61.9	60.6	67.2	55.3	62.6	63.6	62.1
Ab%	40.9	47.1	51.5	38.3	41.8	42.6	40.0	33.5	34.4	33.0	43.0	36.5	38.0	31.4	42.4	36.0	35.2	36.2
Or%	1.6	2.1	3.3	2.1	1.6	1.9	1.8	1.1	1.2	1.2	1.6	1.6	1.4	1.4	2.3	1.4	1.3	1.7

MISTI 2

Ech.	JMI 153	JMI 153	JMI 153	JMI 153	JMI 153	JMI 153	JMI 153	JMI 153	JMI 153
Num.	86	87	88	103	104	105	106	19	20
	Dc + 00	Dc + 100	Dc + 200:b	mi	mi	ph:c	ph:b	mi	mi
SiO2	50.92	53.20	51.64	53.35	54.65	54.11	52.86	59.07	58.21
TiO2	0.01	0.03	0.00	0.01	0.09	0.02	0.05	0.13	0.02
Al2O3	30.21	28.49	30.01	29.11	27.75	28.67	29.43	24.49	24.38
FeOt	0.63	0.65	0.75	0.63	0.92	0.66	0.61	1.20	1.24
MgO	0.05	0.06	0.07	0.06	0.10	0.06	0.05	0.01	0.29
CaO	13.97	12.29	13.19	12.60	10.92	11.64	12.65	7.05	7.33
Na2O	3.49	4.42	3.99	4.31	4.93	5.00	4.30	5.95	6.42
K2O	0.20	0.28	0.23	0.24	0.41	0.34	0.22	1.14	1.04
MnO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.05	0.00
Total	99.49	99.43	99.92	100.31	99.84	100.53	100.18	99.10	98.92
An%	69.3	61.0	65.1	62.2	55.1	56.6	62.5	38.0	37.6
Ab%	29.5	37.4	33.6	36.3	42.4	41.4	36.2	54.7	56.1
Or%	1.2	1.7	1.3	1.4	2.5	2.0	1.3	7.3	6.3

Plagioclases

MISTI 3

Ech.	JMI-71-1	JMI-71-1	JMI-71-1	JMI-71-1	JMI-71-1	JMI-71-1	JMI-71-1	JMI-71-1	JMI 66	JMI 66	JMI 66	JMI 66	JMI 66	JMI 66	JMI 66	JMI 66	JMI 66	JMI 66
Num.	177	178	179	182	183	189	191	194	13	15	26	30	35	40	42	44	50	52
	mi	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	mi	ph:c	ph:b	mi	mi	ph:c	mi	Cc + 00
SiO_2	54.10	52.84	52.96	53.17	60.03	54.35	52.98	49.13	55.32	52.87	52.53	57.77	55.11	52.52	52.82	54.88	52.66	53.75
TiO_2	0.03	0.05	0.04	0.05	0.04	0.07	0.00	0.01	0.03	0.04	0.09	0.00	0.02	0.05	0.05	0.07	0.00	0.01
Al_2O_3	28.50	29.23	28.53	28.41	24.91	28.37	29.32	31.50	27.27	28.76	28.95	26.89	27.27	28.57	29.22	26.89	28.83	28.05
FeOt	0.67	0.54	0.56	0.45	0.47	0.62	0.47	0.41	0.50	0.62	0.81	0.24	0.49	0.88	0.50	0.94	0.63	0.45
MgO	0.05	0.09	0.06	0.01	0.03	0.07	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.05	0.05	0.02	0.05	0.04	0.03
CaO	11.51	12.21	11.65	11.30	6.77	11.26	12.12	14.81	10.23	11.98	12.66	9.04	10.13	12.22	12.07	10.16	12.37	11.33
Na_2O	4.92	4.44	4.85	4.95	6.87	5.15	4.50	3.02	5.27	4.33	4.28	5.75	5.33	4.32	4.28	4.93	4.42	4.88
K_2O	0.23	0.23	0.27	0.36	1.10	0.26	0.22	0.10	0.41	0.30	0.25	0.53	0.36	0.30	0.24	0.40	0.27	0.32
MnO	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.05	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00	0.04
Cr_2O_3	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.05	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
Total	100.02	99.61	98.93	98.70	100.22	100.14	99.65	99.01	99.08	98.99	99.69	100.27	98.81	98.90	99.22	98.36	99.26	98.86
An%	57.0	60.9	57.5	56.0	34.2	55.3	60.4	73.7	51.9	60.8	62.5	46.4	51.6	61.3	61.4	53.3	61.2	56.5
Ab%	41.6	37.8	40.9	41.9	59.2	43.2	38.3	25.7	45.6	37.4	36.0	50.3	46.2	37.0	37.1	44.1	37.3	41.6
Or%	1.4	1.3	1.6	2.1	6.6	1.5	1.3	0.6	2.5	1.8	1.5	3.3	2.2	1.8	1.4	2.5	1.6	1.9

MISTI 3

Ech.	JMI 66	JMI 66	JMI 66	JMI 66	JMI-159	JMI-159	JMI-159	JMI-159	JMI-159	JMI-159	JMI-159	JMI 171	JMI 171	JMI 171	JMI 171	JMI 171	JMI 171	JMI 171
Num.	53	54	56	57	37	21	39	41	46	66	65	50	51	52	53	54	55	56
	Cc + 150	Cc + 300	Cc + 480	Cc + 640:b	mi	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	Cc + 00	Cc + 200	Cc + 400	Cc + 600: b	Bc + 00	Bc + 150	Bc + 300:b
SiO_2	54.28	55.14	57.09	51.74	54.44	55.41	57.13	57.00	52.08	53.69	50.72	54.65	53.56	59.89	52.71	50.94	52.11	51.88
TiO_2	0.04	0.02	0.08	0.05	0.12	0.12	0.00	0.04	0.05	0.03	0.07	0.03	0.03	0.13	0.00	0.06	0.07	0.04
Al_2O_3	28.47	28.48	26.16	29.24	27.10	26.84	25.93	25.92	28.69	28.14	29.90	27.55	28.89	23.97	29.94	30.19	29.56	29.97
FeOt	0.48	0.42	0.60	0.87	0.74	0.68	0.29	0.46	0.77	0.73	1.04	0.54	0.58	0.79	0.67	0.58	0.64	0.76
MgO	0.04	0.03	0.04	0.06	0.03	0.05	0.03	0.05	0.06	0.08	0.09	0.02	0.05	0.03	0.01	0.05	0.02	0.04
CaO	11.23	10.92	8.89	13.07	10.50	9.64	8.82	8.52	12.35	11.30	13.13	11.24	11.91	6.82	12.86	14.06	13.15	13.10
Na_2O	4.71	4.77	5.76	3.87	5.22	5.39	5.95	6.09	4.45	4.58	3.43	4.88	4.68	6.67	4.02	3.51	3.86	3.91
K_2O	0.33	0.38	0.54	0.23	0.49	0.50	0.50	0.62	0.27	0.30	0.19	0.24	0.24	1.53	0.20	0.24	0.24	0.25
MnO	0.01	0.01	0.04	0.03								0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.01	0.02	0.02	0.00								0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Total	99.60	100.18	99.21	99.16	98.63	98.64	98.63	98.70	98.71	98.84	98.58	99.15	99.94	99.84	100.41	99.65	99.67	99.95
An%	57.1	56.0	45.9	65.5	52.5	49.6	45.1	43.4	60.9	58.1	68.4	56.6	59.0	34.1	64.4	69.2	65.7	65.3
Ab%	40.9	41.7	50.8	33.1	44.5	47.3	51.9	52.9	37.5	40.1	30.5	42.0	39.6	56.8	34.4	29.4	32.9	33.3
Or%	2.0	2.3	3.3	1.4	2.9	3.1	3.0	3.8	1.6	1.8	1.2	1.4	1.4	9.1	1.2	1.4	1.4	1.5

MISTI 3

Ech.	JMI 171	JMI 171	JMI 171	JMI 171	JMI 171	JMI 171	JMI 171	JMI 171	JMI 171	JMI 171	JMI-67	JMI-67	JMI-67	JMI-67	JMI-67	JMI-67	JMI-67	JMI-67
Num.	57	58	59	60	73	74	75	76	79	85	226	227	228	230	231	232	238	239
	Ac + 00	Ac + 120	Ac + 240	Ac + 320:b	Cc + 00	Cc + 150	Cc + 280:b	mi	mi	mi	Cc + 00	Cc + 240	Cc + 440:b	Cc + 00	Cc + 280	Cc + 580:b	Cc + 00	Cc + 180
SiO_2	51.39	52.37	53.14	55.16	52.03	55.51	53.10	57.22	55.86	52.82	57.66	52.37	57.88	57.97	61.90	55.53	50.33	52.37
TiO_2	0.00	0.02	0.07	0.11	0.04	0.05	0.07	0.07	0.08	0.09	0.01	0.00	0.06	0.11	0.10	0.00	0.06	0.12
Al_2O_3	29.71	29.55	29.12	27.65	29.19	27.14	28.92	25.75	26.95	29.50	25.60	29.50	26.14	25.73	23.10	27.01	31.33	29.73
FeOt	0.64	0.58	0.79	0.92	0.76	0.67	0.78	0.81	0.82	0.87	0.40	0.35	0.36	0.57	0.71	0.49	0.42	0.38
MgO	0.05	0.03	0.04	0.02	0.07	0.06	0.02	0.01	0.00	0.04	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.05	0.06	0.04
CaO	13.49	13.13	12.71	10.43	13.28	10.15	12.34	8.62	9.91	12.49	9.01	13.36	8.58	8.30	5.56	10.01	15.01	13.10
Na_2O	3.63	3.79	4.12	5.23	4.02	5.64	4.44	6.39	5.62	4.38	6.10	4.05	6.40	6.19	7.93	5.66	3.41	4.06
K_2O	0.25	0.27	0.38	0.33	0.25	0.45	0.20	0.50	0.34	0.22	0.69	0.21	0.55	1.15	1.29	0.41	0.16	0.27
MnO	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.08	0.00	0.11	0.04	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.10	0.00	0.06	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00
Total	99.17	99.77	100.37	99.86	99.64	99.71	99.87	99.40	99.58	100.47	99.58	99.86	100.11	100.09	100.73	99.19	100.82	100.07
An%	67.5	65.9	62.9	52.8	65.0	50.0	61.3	42.8	49.8	61.8	44.5	65.1	42.6	41.0	26.9	49.7	71.4	64.4
Ab%	31.0	32.4	34.8	45.2	33.6	47.4	37.6	54.2	48.2	36.9	51.4	33.7	54.2	52.2	65.6	47.9	27.7	34.0
Or%	1.5	1.6	2.3	2.0	1.4	2.7	1.2	3.0	2.0	1.3	4.1	1.2	3.3	6.8	7.5	2.4	0.9	1.6

Plagioclases

MISTI 3

Ech.	JMI-67	JMI 67	JMI 67	JMI 67	JMI 67	JMI 67	JMI 67	JMI 67	JMI 67	MI 0508	MI 0508	MI 0508	MI 0508	MI 0508	MI 0508	MI 0508	JMI-45	JMI-45
Num.	240	94	95	96	97	98	120	122	123	128	129	134	135	136	137	144	92	93
	Cc + 360:b	Cc + 00	Cc + 120	Cc + 250	Cc +350	Cc + 500:b	ph:c	mi	mi	ph:b	ph:c	Cc + 00	Cc + 120	Cc + 240	Cc + 400:b	ph:c	ph:c	ph:b
SiO_2	55.69	55.78	55.46	53.22	54.74	55.68	52.35	51.13	51.56	60.51	60.12	58.43	60.67	61.90	61.32	58.89	55.39	54.26
TiO_2	0.02	0.09	0.01	0.02	0.01	0.02	0.09	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.03	0.06	0.00
Al_2O_3	27.54	26.80	26.32	29.14	27.18	26.85	29.49	29.65	29.74	24.38	24.77	25.39	24.97	24.01	24.35	25.87	27.82	28.11
FeOt	0.50	0.74	0.63	0.56	0.77	0.80	1.05	0.79	0.79	0.11	0.13	0.18	0.07	0.12	0.09	0.13	0.55	0.57
MgO	0.05	0.05	0.07	0.06	0.04	0.08	0.09	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.05
CaO	10.92	10.13	9.92	12.42	10.02	9.60	12.82	12.58	13.01	6.15	6.25	7.40	6.53	5.48	5.64	7.64	10.37	11.34
Na_2O	5.16	5.44	5.61	4.44	5.37	5.83	4.01	4.14	4.00	7.57	7.55	6.98	7.51	8.21	7.97	6.98	5.72	5.07
K_2O	0.33	0.45	0.46	0.28	0.46	0.47	0.42	0.24	0.25	0.40	0.44	0.34	0.42	0.49	0.48	0.31	0.32	0.30
MnO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.01	0.00	0.04	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00
Total	100.21	99.48	98.57	100.13	98.62	99.34	100.33	98.60	99.46	99.24	99.27	98.76	100.24	100.23	99.91	99.88	100.31	99.70
An%	54.2	50.8	49.5	61.1	50.8	47.7	63.6	63.1	64.6	31.5	31.8	37.5	32.9	27.3	28.5	38.4	50.6	55.7
Ab%	43.8	46.5	47.8	37.3	46.4	49.5	33.9	35.5	33.9	66.1	65.6	60.4	64.6	69.8	68.6	59.7	47.6	42.5
Or%	2.0	2.7	2.7	1.6	2.8	2.8	2.5	1.4	1.5	2.5	2.6	2.0	2.5	2.9	2.9	1.9	1.9	1.7

MISTI 3

Ech.	JMI-45	JMI-45	JMI-45	JMI-45	JMI-45	JMI-45	JMI-45	JMI-45	JMI-45	JMI-45	JMI-45	JMI-45	JMI-45	JMI-45	JMI-45	MI-0408	MI-0408	MI-0408
Num.	98	112	113	58	59	60	61	62	65	66	67	68	75	76	78	144	148	149
	ph:c	ph:c	mi	Cc + 00	Cc + 100	Cc + 200	Cc + 400:b	mi	Cc + 00	Cc + 120	Cc + 240	Cd + 340:b	mi	ph:c	ph:c	ph:c	Cc + 00	Cc + 180
SiO_2	59.46	54.35	56.23	46.70	54.64	54.04	53.53	54.49	54.06	48.29	55.00	57.67	50.05	50.07	53.93	58.92	60.72	62.64
TiO_2	0.08	0.08	0.00	0.00	0.00	0.03	0.06	0.05	0.00	0.07	0.05	0.05	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01
Al_2O_3	24.97	27.99	26.95	33.81	28.56	29.32	29.32	28.53	28.71	32.17	28.24	26.48	31.76	31.88	29.16	25.59	24.57	22.80
FeOt	0.44	0.45	0.47	0.44	0.42	0.37	0.60	0.57	0.54	0.56	0.43	0.41	0.55	0.62	0.46	0.17	0.15	0.16
MgO	0.05	0.05	0.08	0.02	0.06	0.07	0.05	0.05	0.00	0.05	0.04	0.02	0.04	0.06	0.07	0.05	0.02	0.01
CaO	7.25	11.12	10.32	17.42	11.31	12.17	12.41	11.45	11.87	16.09	11.09	8.93	14.86	15.25	12.15	8.03	6.19	4.93
Na_2O	7.11	5.00	5.77	1.55	4.94	4.69	4.20	5.00	4.79	2.35	5.12	6.24	3.05	2.95	4.60	7.00	7.82	8.37
K_2O	0.79	0.21	0.43	0.03	0.24	0.22	0.22	0.25	0.31	0.12	0.25	0.50	0.13	0.12	0.22	0.29	0.47	0.59
MnO	0.09	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.08	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.05	0.05	0.00
Cr_2O_3	0.16	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00
Total	100.39	99.24	100.28	99.97	100.20	100.92	100.41	100.40	100.36	99.76	100.21	100.31	100.48	101.00	100.60	100.14	100.10	99.62
An%	35.7	55.9	49.9	86.7	56.5	59.5	62.6	56.4	58.2	79.5	55.1	44.3	73.5	74.7	60.0	39.5	30.8	24.8
Ab%	59.7	42.9	47.6	13.1	42.1	39.2	36.1	42.1	40.0	19.8	43.4	52.8	25.7	24.7	38.7	58.8	66.4	71.7
Or%	4.6	1.2	2.5	0.2	1.4	1.3	1.3	1.5	1.8	0.7	1.5	3.0	0.8	0.7	1.3	1.7	2.8	3.5

MISTI 3

Ech.	MI-0408	MI-0408	MI-0408	MI-0408	MI-0408	MI-0408	MI-0408	MI-0408	JMI-117A	JMI-117A	JMI-117A	JMI-117A	JMI-117A	JMI-117A	JMI-117A	JMI-117A	JMI-117A	JMI-54
Num.	150	152	153	154	157	158	159	160	119	120	121	122	123	128	129	132	133	192
	Cc + 420	phe:c	phe:c	phe:c	ph:c	ph:b	phe:c	phe:c	ph:c	ph:b	Cc + 00	Cc + 180	Cc + 380:b	mi	ph:c	ph:c	ph:b	Cc + 00
SiO_2	61.61	70.20	78.99	74.60	58.60	55.52	62.10	57.81	53.86	53.71	55.02	54.18	53.27	52.14	52.20	55.22	53.43	58.65
TiO_2	0.00	0.12	0.14	0.06	0.04	0.05	0.00	0.04	0.00	0.09	0.00	0.05	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	23.64	16.75	11.85	14.49	25.87	27.42	23.52	26.49	28.93	28.68	27.97	28.42	28.55	28.86	29.58	27.41	28.23	25.80
FeOt	0.09	0.84	0.36	0.55	0.39	0.29	0.15	0.31	0.29	0.46	0.33	0.33	0.39	0.67	0.34	0.21	0.33	0.14
MgO	0.01	0.16	0.08	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00	0.02	0.02	0.03	0.05	0.00	0.05	0.02	0.00
CaO	5.45	0.82	0.54	0.76	8.14	10.38	5.49	8.53	12.14	12.07	10.68	11.67	12.11	12.70	12.95	10.47	11.67	8.10
Na_2O	8.13	6.86	4.72	5.88	7.01	5.59	8.29	6.74	4.61	4.56	5.24	4.79	4.46	4.44	4.32	5.36	4.80	6.52
K_2O	0.44	4.60	3.48	3.34	0.29	0.17	0.56	0.28	0.35	0.28	0.33	0.26	0.25	0.24	0.15	0.44	0.40	0.38
MnO	0.00	0.11	0.09	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.06	
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.06	0.00	0.00	0.06	0.00	0.05	0.05	0.00	0.04	
Total	99.39	100.56	100.49	99.80	100.43	99.53	100.22	100.32	100.26	99.85	99.60	99.77	99.05	99.27	99.57	99.15	98.98	99.58
An%	27.5	4.5	4.2	5.2	39.8	51.6	27.0	41.9	59.5	59.8	53.4	57.9	60.5	61.8	63.2	52.0	57.4	41.2
Ab%	69.9	65.0	63.2	67.9	58.5	47.4	69.7	56.5	38.5	38.5	44.7	40.5	38.0	36.8	35.9	45.4	40.2	56.5
Or%	2.6	30.4	32.6	26.9	1.7	1.0	3.3	1.6	2.0	1.7	2.0	1.6	1.5	1.4	0.8	2.6	2.4	2.3

Plagioclases

MISTI 3

Ech.	JMI-54	JMI-54	JMI-54	JMI-54	JMI-54	JMI 200B	JMI 200B	JMI 200B	JMI 200B	JMI 200B	JMI 200B	JMI 200B	JMI 200B	JMI 232	JMI 232	JMI 232	JMI 232	JMI 232
Num.	193	194	195	196	198	78	80	81	82	84	85	86	87	105	106	107	1	3
	Cc + 80	Cc + 160	Cc + 260	Cc + 320	Cc + 480:	Cc + 00	Cc + 200	Cc + 400	Cc + 600:b	Cc + 00	Cc + 300	Cc + 600:00	mph:c	Cc + 00	Cc +100	Cc + 350:b	mi	Cc + 00
SiO_2	57.84	58.18	57.58	58.76	58.28	57.83	57.65	57.82	55.34	56.56	58.38	55.86	58.80	57.33	54.60	54.59	58.73	49.11
TiO_2	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.04	0.01	0.00	0.06	0.05	0.01	0.05	0.00	0.04	0.03	0.04	0.04	0.00
Al_2O_3	25.94	26.23	26.06	25.37	25.43	25.73	26.08	25.38	27.17	26.47	24.76	27.21	25.22	29.75	27.94	28.11	25.49	31.78
FeOt	0.25	0.24	0.38	0.04	0.41	0.44	0.35	0.38	0.43	0.27	0.19	0.30	0.24	0.59	0.50	0.59	0.50	0.58
MgO	0.00	0.00	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	0.01	0.06	0.02	0.03	0.09	0.05	0.06	0.02	0.06
CaO	8.41	8.17	8.05	7.82	8.03	8.36	8.73	8.16	10.14	9.22	7.50	10.05	7.77	11.12	10.94	11.24	8.12	15.32
Na_2O	6.26	6.77	6.45	6.56	6.79	6.27	6.06	6.33	5.49	5.72	6.54	5.32	6.31	4.73	4.83	4.92	6.32	2.70
K_2O	0.33	0.35	0.34	0.38	0.37	0.57	0.55	0.67	0.36	0.52	0.74	0.43	0.67	0.24	0.26	0.28	0.62	0.08
MnO						0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr_2O_3						0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Total	99.04	99.94	98.91	98.98	99.34	99.26	99.45	98.81	99.02	98.86	98.22	99.34	99.08	103.89	99.13	99.84	99.86	99.64
An%	43.2	40.6	41.3	40.2	40.1	42.3	44.3	41.3	50.9	47.1	38.4	51.2	40.2	57.1	56.2	56.3	41.3	76.5
Ab%	54.8	57.3	56.6	57.5	57.7	54.2	52.4	54.6	47.0	49.8	57.1	46.2	55.7	41.4	42.3	42.0	54.9	23.0
Or%	2.0	2.1	2.1	2.3	2.2	3.5	3.3	4.1	2.2	3.2	4.5	2.6	4.1	1.5	1.6	1.7	3.8	0.5

MISTI 3 / MISTI 4

Ech.	JMI 232	JMI 232	JMI 232	JMI 232	JMi 134	JMI 169	JMI 169	MIS0017	MIS0017	MIS0017	MIS0017	MIS0017	MIS0017	MIS0017	MIS0017	MIS0017	MIS0017	MIS0017
Num.	4	5	6	8	97	52	53	1	2	3	5	7	8	9	26	28	21	23
	Cc + 150	Cc + 300	Cc + 450	Cc + 650	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	mi	mi	ph:c	ph:c	ph:b
SiO_2	49.49	50.42	49.53	52.93	55.28	50.37	53.95	48.36	53.61	57.37	59.36	53.84	53.55	47.30	52.67	54.49	56.37	53.95
TiO_2	0.01	0.03	0.04	0.01	0.02	0.01	0.04	0.06	0.05	0.02	0.04	0.11	0.05	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02
Al_2O_3	32.03	30.72	31.80	29.23	28.36	30.10	27.53	32.08	27.97	25.97	25.70	28.68	28.24	32.87	29.48	28.53	27.23	28.20
FeOt	0.66	0.50	0.50	0.50	0.28	0.47	0.46	0.62	0.66	0.37	0.37	0.63	0.57	0.57	0.51	0.59	0.50	0.56
MgO	0.06	0.05	0.05	0.07	0.00	0.05	0.06	0.04	0.09	0.02	0.00	0.08	0.08	0.05	0.02	0.05	0.01	0.08
CaO	15.47	14.44	15.13	12.87	10.70	13.60	10.49	15.90	11.26	8.86	7.89	12.04	11.59	16.89	12.52	11.27	10.07	11.88
Na_2O	2.79	3.10	2.62	4.03	5.05	3.64	5.21	2.57	4.95	6.01	6.70	4.47	4.55	1.82	4.11	4.82	5.27	4.62
K_2O	0.09	0.15	0.13	0.23	0.22	0.19	0.40	0.09	0.30	0.56	0.71	0.19	0.25	0.05	0.20	0.21	0.48	0.25
MnO	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00								0.00	0.00	0.01	0.01
Total	100.64	99.41	99.80	99.87	99.91	98.45	98.15	99.74	98.89	99.22	100.77	100.05	98.90	99.56	99.52	99.99	99.94	99.57
An%	76.0	72.6	76.6	64.3	54.7	67.9	52.8	78.0	56.1	44.8	39.1	60.5	59.0	84.2	63.4	57.1	51.3	59.2
Ab%	23.4	26.5	22.6	34.3	44.0	31.0	44.8	21.5	42.1	51.8	56.7	38.4	39.5	15.5	35.4	41.6	45.8	39.3
Or%	0.5	0.9	0.8	1.4	1.3	1.2	2.4	0.5	1.8	3.4	4.2	1.1	1.5	0.3	1.2	1.3	2.9	1.5

MISTI 4

Ech.	MIS0017	MIS0017	MIS0016	MIS0016	MIS0016	MIS0016	MIS0016	MIS0016	MIS0016	MIS0016	MIS0015	MI 1508	MI 1508	MI 1508	MI 1508	MI 1508	MI 1508	MI 1508
Num.	28	32	47	50	55	58	63	65	66	22	4	14	21	23	24	26	30	33
	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	mi	mi	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b
SiO_2	56.16	54.33	54.49	56.31	54.75	53.71	49.31	52.70	59.78	58.27	55.11	51.02	52.77	51.73	50.39	60.13	54.69	52.10
TiO_2	0.06	0.05	0.03	0.01	0.05	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.00	0.03	0.05	0.02	0.02	0.01	0.08	0.07
Al_2O_3	26.89	28.73	28.53	26.60	28.28	28.11	31.60	29.05	25.63	26.19	27.33	30.34	29.93	30.56	31.31	24.75	28.17	30.26
FeOt	0.33	0.48	0.33	0.36	0.41	0.36	0.55	0.61	0.31	0.37	0.93	0.56	0.59	0.51	0.50	0.43	0.49	0.57
MgO	0.03	0.08	0.03	0.03	0.03	0.02	0.08	0.10	0.03	0.02	0.14	0.05	0.06	0.03	0.06	0.01	0.04	0.09
CaO	9.58	11.58	11.82	9.63	10.98	11.65	15.79	12.31	7.93	8.60	10.74	14.02	13.25	13.91	14.37	6.72	11.13	13.72
Na_2O	5.51	4.55	4.61	5.77	4.81	4.48	2.57	4.16	6.32	6.13	5.34	3.54	3.99	3.61	3.14	7.19	4.86	3.69
K_2O	0.53	0.29	0.36	0.50	0.32	0.35	0.10	0.19	0.60	0.64	0.26	0.17	0.13	0.14	0.19	1.18	0.22	0.15
MnO	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.08	0.10	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
Total	99.14	100.09	100.22	99.23	99.62	98.67	100.08	99.19	100.62	100.33	99.95	99.77	100.82	100.53	99.99	100.43	99.72	100.65
An%	48.9	58.9	58.8	48.0	56.1	59.1	77.8	62.7	40.8	43.4	53.3	69.2	65.5	68.7	72.0	33.0	56.6	67.9
Ab%	48.0	39.4	39.1	49.1	41.9	38.8	21.6	36.1	55.5	52.8	45.2	29.8	33.7	30.4	26.8	60.2	42.1	31.2
Or%	3.2	1.7	2.1	3.0	2.0	2.1	0.6	1.1	3.7	3.8	1.6	1.0	0.7	0.8	1.2	6.9	1.3	0.9

Plagioclases

MISTI 4

Ech.	MI 1508	MI 1508	MI 1508	JMI-168B	JMI-168B	JMI-168B	JMI-168B	JMI-168B	JMI-168B	JMI-168B	JMI-168B	JMI64bis	JMI64bis	JMI64bis	JMI64bis	JMI64bis	JMI64bis	JMI64bis
Num.	47	48	53	97	98	111	114	118	119	125	128	82	83	118	120	122	126	128
	mi	ph:c	mi	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	mi	mi	ph:c	ph:b	mi
SiO_2	50.71	53.13	50.08	52.55	53.52	52.60	53.72	54.13	52.55	55.30	53.37	56.67	52.84	54.13	55.54	52.69	54.49	55.38
TiO_2	0.06	0.05	0.04	0.05	0.01	0.05	0.01	0.04	0.06	0.03	0.00	0.05	0.00	0.08	0.05	0.05	0.04	0.05
Al_2O_3	31.17	29.20	31.64	29.12	29.07	30.18	29.36	29.08	29.15	28.16	29.10	26.30	29.50	28.35	26.89	29.68	27.84	28.34
FeOt	0.54	0.48	0.59	0.56	0.72	0.50	0.65	0.50	0.67	0.73	0.30	0.46	0.69	0.81	0.94	0.57	0.77	0.79
MgO	0.05	0.05	0.06	0.09	0.19	0.01	0.09	0.03	0.09	0.06	0.05	0.04	0.03	0.08	0.11	0.04	0.08	0.07
CaO	14.55	12.75	14.83	13.05	12.25	13.27	12.59	11.99	12.41	11.70	12.28	9.27	12.55	11.66	10.18	13.09	11.25	11.09
Na_2O	3.22	4.18	2.84	4.00	4.25	3.92	4.10	4.52	4.28	4.53	4.16	5.81	4.15	4.69	5.33	3.90	4.73	4.93
K_2O	0.12	0.20	0.09	0.22	0.21	0.32	0.22	0.31	0.28	0.41	0.46	0.55	0.24	0.29	0.43	0.24	0.34	0.38
MnO	0.00	0.03	0.04	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00	0.05	0.00	0.01	0.04	0.05	0.00	0.02	0.02	0.06	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.02
Total	100.42	100.07	100.21	99.67	100.22	100.89	100.79	100.58	99.60	100.93	99.73	99.17	100.07	100.13	99.48	100.30	99.62	101.04
An%	72.1	63.4	75.0	64.8	62.0	65.2	63.5	59.8	61.9	58.8	61.6	46.7	63.0	58.3	51.5	65.3	57.0	55.6
Ab%	27.2	35.4	24.5	33.9	36.7	32.9	35.2	38.4	36.4	38.8	35.6	50.0	35.5	40.0	46.0	33.2	40.9	42.1
Or%	0.7	1.2	0.6	1.3	1.3	1.9	1.3	1.8	1.7	2.4	2.8	3.3	1.5	1.7	2.6	1.4	2.1	2.3

MISTI 4

Ech.	JMI64bis	JMI64bis	JMI64bis	JMI-61	JMI-61	JMI-61	JMI-61	JMI-61	JMI-61	JMI-61	JMI-61	JMI-61
Num.	130	133	147	132	144	148	149	152	153	158	162	165
	ph:c	ph:b	mi	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	mi	ph:c
SiO_2	53.93	53.58	54.68	51.56	54.51	75.82	77.61	60.19	64.74	52.04	51.01	52.52
TiO_2	0.08	0.06	0.03	0.04	0.04	0.11	0.19	0.32	0.43	0.05	0.03	0.02
Al_2O_3	28.91	28.69	27.90	29.23	27.42	10.54	10.79	23.25	21.00	29.27	29.86	29.05
FeOt	0.36	0.85	0.58	0.74	0.88	1.16	1.09	1.54	1.65	0.79	0.72	0.80
MgO	0.07	0.05	0.07	0.08	0.04	0.06	0.08	0.21	0.21	0.08	0.07	0.10
CaO	11.56	11.81	10.98	13.06	10.70	0.78	0.79	7.73	5.44	12.97	13.38	12.47
Na_2O	4.73	4.52	4.83	4.19	5.19	3.09	2.79	5.10	5.72	4.08	3.78	4.46
K_2O	0.34	0.34	0.34	0.23	0.45	5.09	5.27	1.62	2.21	0.22	0.19	0.27
MnO	0.00	0.00	0.04	0.63	0.00	0.06	0.03	0.04	0.04	0.00	0.04	0.05
Cr_2O_3	0.04	0.07	0.02	0.00	0.02	0.03	0.01	0.04	0.00	0.00	0.06	0.00
Total	100.02	99.97	99.48	99.78	99.24	96.74	98.63	100.03	101.46	99.51	99.13	99.73
An%	57.7	59.3	55.9	63.7	53.3	6.4	6.7	42.1	30.5	64.2	66.7	61.1
Ab%	40.3	38.7	42.0	34.9	44.1	43.5	40.2	47.4	54.7	34.5	32.1	37.3
Or%	2.0	2.1	2.1	1.4	2.7	50.1	53.1	10.5	14.7	1.3	1.1	1.6

Amphibole

	MISTI 2																						
Ech.	**JMI-50**	**JMI-50**	**JMI-50**	**JMI-50**	**JMI-50**	**JMI-50**	**JMI-55a**	**JMI-55a**	**JMI-55a**	**JMI-55a**	**JMI-55a**	**JMI-55a**	**JMI-118**	**JMI-118**	**JMI-118**	**JMI-118**	**JMI-118**	**JMI-118**	**JMI-118**	**JMI-118**	**JMI-52**	**JMI-52**	**JMI-52**
Num.	165	169	174	185	186	188	3	4	34	35	36	42	41	42	45	49	50	59	60	63	97	100	101
	mph:c	ph:c	mph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:b	Amp inclus	mph:c	ph:c	ph:b
SiO_2	43.82	42.85	41.82	43.87	43.71	43.32	42.13	42.85	44.01	43.56	43.49	42.82	42.56	41.90	42.06	42.19	43.26	42.19	42.52	42.17	43.68	44.11	44.22
TiO_2	2.83	3.09	2.14	2.62	2.58	3.06	2.71	2.78	2.95	3.00	2.59	2.86	3.36	3.22	3.20	3.03	3.53	3.49	3.57	3.35	2.82	1.85	2.17
Al_2O_3	10.49	12.04	12.97	10.87	10.70	10.82	12.18	11.93	9.88	10.26	11.35	12.05	11.54	11.67	11.66	11.91	11.50	11.89	11.41	11.64	9.53	10.73	10.16
FeOt	12.91	10.99	12.38	11.72	12.56	13.13	10.84	10.73	12.02	12.70	10.36	10.46	10.93	11.88	11.57	11.36	10.95	10.72	10.63	11.40	12.28	13.85	14.92
MnO	0.29	0.16	0.12	0.17	0.31	0.20	0.06	0.12	0.22	0.25	0.14	0.12	0.10	0.15	0.15	0.06	0.14	0.19	0.13	0.04	0.23	0.19	0.30
MgO	14.47	14.13	14.05	14.34	13.92	14.18	14.78	14.85	14.55	14.44	15.36	15.04	15.26	14.68	14.70	14.74	14.86	14.92	15.05	14.67	14.87	14.94	14.03
CaO	11.43	11.42	11.24	11.43	11.38	11.39	11.64	11.41	11.52	11.59	11.50	11.51	11.62	11.42	11.37	11.70	11.42	11.54	11.49	11.41	11.14	10.11	10.95
Na_2O	2.27	2.78	2.37	2.38	2.34	2.38	2.52	2.43	2.37	2.44	2.49	2.42	2.57	2.56	2.47	2.34	2.54	2.42	2.58	2.43	2.23	1.88	1.85
K_2O	0.74	0.86	0.77	0.49	0.66	0.60	0.50	0.56	0.65	0.75	0.59	0.51	0.75	0.72	0.73	0.73	0.62	0.66	0.62	0.81	0.72	0.72	0.49
Cr_2O_3	0.05	0.04	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.10	0.05	0.05	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.07	0.00
P_2O_5	0.01	0.00	0.00	0.05	0.06	0.07							0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.03	0.01
Cl	0.06	0.01	0.01	0.02	0.04	0.03							0.02	0.04	0.02	0.00	0.05	0.02	0.03	0.02	0.03	0.05	0.05
F													0.20	0.02	0.10	0.20	0.18	0.18	0.26	0.12	0.05	0.00	0.14
Total	99.37	98.36	97.94	97.96	98.27	99.17	97.36	97.65	98.18	98.98	97.99	97.79	99.02	98.35	98.08	98.28	99.06	98.24	98.33	98.09	97.60	98.54	99.30
Mg#	81.24	76.22	85.77	79.27	77.39	80.08	83.70	84.77	77.99	78.26	85.57	85.62	84.30	83.94	84.36	83.03	81.97	84.44	83.13	82.56	83.89	99.00	87.03

	MISTI 2																						
Ech.	**JMI-52**	**JMI-52**	**JMI-52**	**JMI-52**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**
Num.	104	109	117	118	11	12	13	14	15	16	23	24	25	27	31	33	35	36	45	46	47	48	49
	ph:c	mph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	mph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b
SiO_2	43.40	42.61	41.47	41.77	43.81	43.16	43.23	43.20	42.46	41.51	42.21	42.52	41.82	42.33	43.12	43.36	44.58	42.89	42.02	41.95	42.55	42.98	43.24
TiO_2	2.45	2.67	2.14	3.23	2.00	2.51	2.18	2.45	2.43	2.72	2.71	2.39	2.42	3.18	2.38	2.36	2.87	2.46	2.79	2.53	2.60	3.03	2.45
Al_2O_3	10.68	11.13	13.55	10.75	10.30	10.54	10.52	10.71	10.84	11.65	12.19	11.34	10.98	11.30	10.67	10.65	9.10	10.65	11.12	11.71	12.05	10.56	10.48
FeOt	13.15	11.77	12.69	11.68	12.23	12.29	11.95	12.23	12.76	11.43	12.41	12.36	12.44	11.58	12.24	12.32	11.67	12.39	12.91	12.78	10.79	12.48	12.06
MnO	0.31	0.16	0.19	0.13	0.20	0.16	0.32	0.30	0.18	0.16	0.11	0.14	0.29	0.15	0.18	0.11	0.33	0.33	0.20	0.05	0.27	0.18	0.31
MgO	14.43	14.70	13.70	14.44	15.07	14.70	15.12	14.52	14.48	14.20	14.28	14.44	14.48	14.54	14.92	14.53	15.27	14.60	14.59	14.22	14.68	14.18	14.74
CaO	11.13	11.29	11.18	11.52	11.04	11.02	11.14	11.11	11.11	11.45	11.17	11.36	11.52	11.19	11.12	11.07	11.55	11.28	11.04	11.41	11.21	11.06	11.11
Na_2O	2.20	2.26	2.41	2.38	2.32	2.35	2.33	2.40	2.57	2.42	2.50	2.31	2.60	2.66	2.38	2.40	2.19	2.38	2.36	2.47	2.48	2.35	2.18
K_2O	0.63	0.62	0.63	0.67	0.54	0.57	0.48	0.59	0.57	0.61	0.57	0.60	0.55	0.70	0.56	0.57	0.74	0.54	0.58	0.57	0.62	0.79	0.54
Cr_2O_3	0.08	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.04	0.06	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.08
P_2O_5	0.00	0.03	0.00	0.05	0.08	0.09	0.04	0.00	0.10	0.10	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.06	0.00	0.02	0.00
Cl	0.04	0.03	0.01	0.03	0.06	0.06	0.05	0.02	0.00	0.03	0.01	0.03	0.02	0.05	0.06	0.01	0.06	0.02	0.02	0.03	0.02	0.06	0.02
F	0.01	0.23	0.08	0.09	0.13	0.00	0.19	0.63	0.29	0.99	1.20	0.55	0.46	0.00	0.00	0.52	0.37	0.09	0.34	0.03	0.18	0.00	0.50
Total	98.52	97.53	98.11	96.73	97.78	97.43	97.56	98.15	97.79	97.33	99.37	98.10	97.66	97.68	97.65	97.91	98.72	97.63	98.01	97.83	97.46	97.69	97.70
Mg#	85.71	85.61	85.94	80.60	88.60	86.11	89.86	84.43	84.78	81.54	85.20	84.39	83.08	82.04	87.65	83.85	81.86	84.92	88.81	82.95	85.68	80.63	87.22

	MISTI 2																		MISTI 3				
Ech.	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI-45**	**JMI-45**	**JMI-45**	**JMI-45**	**JMI-45**
Num.	53	54	62	85	86	87	94	95	102	165	166	69	76	83	92	93	96	97	100	102	105	107	106
	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c
SiO_2	41.66	41.53	42.85	42.61	44.27	43.13	43.63	43.48	43.80	42.71	43.75	42.46	42.90	42.81	42.46	43.07	42.40	42.65	42.94	42.50	44.42	43.06	43.53
TiO_2	2.61	2.92	3.35	3.38	2.84	2.79	2.76	2.73	2.52	2.95	2.80	3.29	3.12	3.16	2.60	2.60	3.23	3.21	2.51	2.61	2.65	2.74	3.06
Al_2O_3	11.94	12.13	10.70	11.28	9.72	11.38	10.25	10.38	10.35	9.67	9.66	11.53	11.88	11.49	12.55	11.98	12.00	11.73	12.22	12.47	10.73	10.85	10.35
FeOt	13.02	10.48	12.86	11.54	12.47	11.67	12.64	12.33	12.74	13.09	11.91	10.36	10.32	10.39	9.49	9.07	10.32	10.67	9.48	11.91	12.88	12.02	11.82
MnO	0.16	0.15	0.13	0.16	0.25	0.16	0.32	0.22	0.25	0.22	0.19	0.13	0.14	0.15	0.14	0.05	0.07	0.16	0.25	0.00	0.17	0.19	0.11
MgO	14.30	15.41	13.44	14.16	14.14	14.39	13.71	13.82	13.91	13.67	13.69	14.97	14.65	15.03	15.25	15.74	14.99	14.83	15.62	14.58	14.74	14.90	14.67
CaO	11.37	11.37	11.50	11.47	10.96	11.47	11.20	11.12	11.22	11.79	11.49	11.62	11.59	11.26	11.45	11.62	11.52	11.39	11.42	11.75	11.29	11.60	11.78
Na_2O	2.33	2.68	2.34	2.40	2.18	2.32	2.44	2.21	2.19	2.34	2.11	2.39	2.40	2.43	2.40	2.36	2.47	2.55	2.33	2.31	2.36	2.37	2.32
K_2O	0.59	0.60	0.83	0.72	0.82	0.57	0.70	0.66	0.59	1.00	0.91	0.76	0.72	0.68	0.72	0.84	0.69	0.78	0.78	0.64	0.62	0.70	0.60
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05	0.10	0.00	0.00	0.24	0.00	0.02	0.00	0.00
P_2O_5	0.02	0.00	0.03							0.00	0.00								0.02	0.00	0.11	0.00	0.00
Cl	0.00	0.01	0.05							0.07	0.12								0.00	0.03	0.04	0.02	0.06
F	0.00	0.00	0.00																				
Total	98.00	97.28	98.08	97.76	97.68	97.89	97.65	97.03	97.55	97.50	96.61	97.56	97.71	97.40	97.11	97.42	97.68	97.96	97.80	98.78	100.02	98.44	98.30
Mg#	86.48	89.93	72.45	78.00	78.96	81.13	75.47	77.99	78.75	71.47	72.08	82.49	80.43	85.10	87.66	87.31	83.75	82.52	90.74	83.51	83.59	83.39	78.53

Amphibole

MISTI 3

Ech.	JMI-45	JMI-45	JMI-45	JMI-45	JMI-117A	JMI-117A	JMI-117A	JMI-117A	JMI-71-1	JMI-71-1	JMI-71-1	JMI-71-1	JMI-71-1	JMI 200B	JMI 200B	JMI 200B	JMI 232	JMI 232	JMI 232	JMI 232	JMI 232	JMI 232	JMI 66
Num.	109	69	70	77	127	134	135	137	184	185	192	195	166	62	63	65	96	97	99	101	102	104	41
	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c
SiO_2	42.63	42.90	42.91	43.07	43.34	43.25	42.45	40.73	43.05	42.60	42.46	43.03	42.56	44.19	43.98	43.98	42.91	42.71	44.45	43.75	43.31	42.57	41.88
TiO_2	2.75	2.70	2.96	2.89	2.63	2.92	2.85	2.44	2.20	3.53	3.52	2.99	2.91	2.65	2.61	2.56	2.83	2.80	2.33	2.68	2.47	2.69	2.55
Al_2O_3	11.74	12.23	10.89	10.94	10.76	10.91	11.51	12.26	11.42	10.74	10.50	11.23	11.52	9.61	9.28	9.40	10.88	12.22	10.79	11.03	10.92	11.58	12.29
FeOt	11.64	10.50	11.81	12.20	12.65	12.42	12.88	12.07	10.85	11.57	11.57	11.43	11.07	12.72	12.95	12.83	12.40	10.68	12.11	11.99	12.20	11.99	11.54
MnO	0.09	0.11	0.19	0.25	0.07	0.10	0.40	0.11	0.18	0.19	0.19	0.20	0.14	0.15	0.22	0.18	0.18	0.10	0.21	0.19	0.25	0.16	0.11
MgO	14.32	15.14	14.05	14.33	14.22	14.04	13.98	14.14	15.49	14.46	14.63	14.94	15.49	13.59	13.47	13.56	14.17	14.66	14.55	14.16	14.08	14.01	13.95
CaO	11.40	11.43	11.56	11.82	11.51	11.64	11.44	11.32	11.39	11.55	11.61	11.35	10.87	11.07	11.24	11.06	11.19	11.35	11.21	11.48	11.11	11.37	11.52
Na_2O	2.65	2.36	2.20	2.40	2.71	2.58	2.74	2.59	2.28	2.41	2.54	2.31	2.37	2.04	1.89	2.02	2.24	2.44	2.25	2.25	2.27	2.30	2.43
K_2O	0.61	0.65	0.66	0.62	0.70	0.65	0.53	0.49	0.61	0.68	0.64	0.62	0.53	0.85	0.90	0.98	0.66	0.58	0.58	0.63	0.60	0.61	0.61
Cr_2O_3	0.02	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
P_2O_5	0.05				0.00	0.04	0.07	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01	0.07										
Cl	0.01				0.06	0.03	0.01	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.02										
F									0.15	0.28	0.11	0.08	0.074										
Total	97.91	98.11	97.22	98.53	98.65	98.58	98.84	96.22	97.64	98.10	97.83	98.22	97.60	96.87	96.54	96.60	97.47	97.58	98.50	98.18	97.20	97.27	96.90
Mg#	80.07	87.46	77.65	78.04	76.59	75.22	79.47	84.94	90.78	78.90	79.03	85.79	95.00	74.69	73.67	74.36	81.75	83.99	82.80	78.55	81.49	80.34	79.76

MISTI 4

Ech.	JMI 66	JMI 66	JMI 171	JMI 171	JMI 171	JMI 67	JMI 67	JMI 67	JMI 67	JMI 67	JMI 67	JMI 67	JMI 67	JMI-159	JMI-159	JMI 61	JMI 61	MIS0017	MIS0017	MIS0017	MIS0017	MIS0017	MIS0017
Num.	48	49	72	83	84	116	118	119	233	234	235	241	242	14	15	135	136	6	10	11	18	19	36
	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c
SiO_2	42.48	42.89	43.03	41.82	42.37	41.55	41.94	42.12	42.74	43.39	46.71	42.17	42.57	42.46	42.08	42.66	42.79	43.40	43.06	42.88	42.72	42.64	42.72
TiO_2	2.88	3.04	2.60	2.83	2.76	2.67	2.83	2.80	2.21	2.23	1.40	2.96	2.72	2.53	2.74	2.79	2.88	2.75	2.56	2.57	3.02	2.78	2.89
Al_2O_3	11.71	12.15	11.72	12.10	11.77	12.49	12.39	12.21	12.89	13.15	13.57	12.42	12.00	11.61	11.79	12.01	12.34	11.32	11.85	12.13	11.64	12.34	11.82
FeOt	10.23	9.85	10.28	10.75	10.67	12.28	11.06	10.91	9.70	9.76	9.10	12.28	9.54	8.99	8.48	10.51	10.20	10.18	12.27	12.01	9.82	11.70	10.05
MnO	0.10	0.05	0.13	0.08	0.09	0.14	0.10	0.14	0.14	0.06	0.15	0.15	0.15	0.17	0.19	0.10	0.07	0.01	0.19	0.13	0.08	0.12	0.09
MgO	14.89	14.96	15.41	14.86	14.83	14.09	14.39	14.77	14.62	14.23	16.48	14.13	15.22	15.75	16.31	15.22	15.11	15.52	12.79	13.54	14.89	13.42	15.08
CaO	11.76	11.40	11.49	11.43	11.68	11.65	11.72	11.75	11.70	11.28	11.10	11.76	11.72	11.29	11.53	11.42	11.53	10.86	11.59	11.67	11.30	11.36	11.42
Na_2O	2.51	2.41	2.55	2.57	2.64	2.62	2.54	2.42	2.45	2.48	2.61	2.63	2.82	2.53	2.35	2.36	2.41	2.26	2.18	2.31	2.40	2.25	2.32
K_2O	0.54	0.56	0.61	0.72	0.67	0.54	0.55	0.57	0.76	0.72	0.45	0.69	0.60	0.88	0.94	0.70	0.65	0.56	0.65	0.60	0.60	0.55	0.71
Cr_2O_3	0.21	0.43	0.08	0.33	0.26	0.00	0.07	0.00	0.26	0.26	0.17	0.10	0.33	0.37	0.72	0.30	0.41				0.02	0.00	0.11
P_2O_5									0.00	0.10	0.07	0.08	0.03			0.03	0.00						
Cl									0.00	0.01	0.00	0.01	0.00			0.01	0.02						
F																0.01	0.10						
Total	97.31	97.74	97.91	97.50	97.75	98.01	97.60	97.69	97.45	97.67	101.80	99.38	97.71	96.58	97.12	98.11	98.52	96.85	97.16	97.84	96.50	97.17	97.21
Mg#	81.82	84.86	86.82	85.22	81.54	81.18	80.83	83.71	81.63	80.51	97.33	79.04	82.60	89.38	93.84	88.08	86.12	92.48	70.39	75.34	83.70	76.90	85.44

Ech.	MIS0017	MIS0016	MIS0016	MIS0016	MIS0015	MIS0015	MI 1508	MI 1508	MI 1508	MI 1508	MI 1508	MI 1508	JMI-168B	JMI-168B	JMI-168B	JMI-168B	JMI-168B	JMI-64bis	JMI-64bis	JMI-64bis	JMI-64bis	JMI-64bis	JMI-64bis	JMI-64bis	JMI-64bis
Num.	38	59	60	17	1	2	19	20	34	35	49	50	87	89	108	117	120	116	117	121	139	143	145	149	151
	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c
SiO_2	42.71	42.29	42.01	42.66	42.72	42.19	42.85	43.12	42.78	42.93	43.54	42.56	43.30	42.05	42.31	42.94	42.51	42.55	42.23	42.64	42.72	42.41	42.84	42.85	42.73
TiO_2	2.67	3.00	2.91	2.44	2.73	2.94	3.13	2.98	3.31	3.03	2.96	3.26	2.90	2.76	3.03	3.03	2.67	2.92	2.88	2.72	2.93	2.97	2.90	2.88	2.93
Al_2O_3	11.25	11.80	11.82	12.14	11.57	12.02	11.50	11.20	11.00	11.19	10.86	11.40	11.68	11.39	11.55	11.67	11.84	11.81	11.82	11.48	11.66	11.63	11.57	11.58	11.98
FeOt	9.79	11.23	11.45	12.66	10.81	11.52	11.82	11.89	12.44	12.12	11.71	12.04	10.11	10.35	10.22	10.01	11.48	10.61	10.98	10.06	10.71	10.99	10.37	10.43	11.22
MnO	0.10	0.13	0.11	0.14	0.08	0.12	0.17	0.15	0.24	0.19	0.20	0.20	0.07	0.13	0.06	0.12	0.12	0.10	0.16	0.12	0.09	0.08	0.07	0.06	0.11
MgO	15.23	14.32	13.97	13.83	15.03	14.14	14.14	14.32	13.62	14.13	14.81	13.93	15.01	15.16	15.26	15.00	14.16	14.57	14.62	14.99	14.33	14.54	14.70	14.89	14.28
CaO	11.93	11.58	11.45	10.84	11.64	11.62	11.52	11.51	11.29	11.21	11.37	11.21	11.43	11.39	11.49	11.56	11.31	11.44	11.52	11.49	11.29	11.41	11.26	11.55	11.31
Na_2O	2.40	2.47	2.38	2.17	2.27	2.41	2.33	2.30	2.31	2.35	2.29	2.38	2.34	2.72	2.47	2.32	2.40	2.28	2.27	2.38	2.32	2.29	2.16	2.31	2.34
K_2O	0.63	0.57	0.64	0.53	0.56	0.63	0.61	0.62	0.88	0.72	0.60	0.69	0.82	0.85	0.79	0.82	0.70	0.77	0.76	0.84	0.78	0.81	0.73	0.76	0.72
Cr_2O_3	0.17	0.02	0.00	0.02	0.20	0.00	0.00	0.07	0.03	0.02	0.04	0.03	0.41	0.26	0.46	0.34	0.11	0.12	0.18	0.44	0.14	0.18	0.22	0.40	0.05
P_2O_5																									
Cl																									
F																									
Total	96.88	97.41	96.73	97.45	97.62	97.59	98.07	98.16	97.90	97.88	98.38	97.70	98.07	97.07	97.65	97.80	97.30	97.16	97.43	97.17	96.97	97.30	96.83	97.71	97.67
Mg#	81.94	80.10	79.00	86.02	85.35	79.43	79.07	80.05	75.57	80.45	83.76	79.26	83.53	84.39	85.65	83.02	80.96	82.13	83.54	83.60	80.53	82.27	84.14	83.04	81.37

Orthopyroxène

	MISTI 2																						
Ech.	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-143**	**JMI-52**	**JMI-52**	**JMI-52**	**JMI-50**	**JMI-50**	**JMI-50**	**JMI-50**	**JMI-50**	**JMI-50**	**JMI-50**	**JMI-50**	**JMI-50**	**JMI-50**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**
Num.	29	30	63	64	102	108	122	170	172	175	176	179	181	182	184	190	191	92	93	102	103	105	115
	mph:c	mph:c	ph:c	ph:b	Opx inclus	mph:c	ph:c	ph:c	ph:c	mph:c	mph:c	mph:c	ph:c	ph:c	Opx inclus	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c
SiO_2	53.20	53.62	52.93	53.86	52.71	53.83	54.74	54.54	54.52	53.74	53.88	53.66	53.69	53.81	53.93	53.97	54.44	53.37	53.55	53.61	53.72	53.51	53.98
TiO_2	0.40	0.14	0.16	0.17	0.17	0.08	0.16	0.23	0.14	0.17	0.19	0.23	0.10	0.15	0.22	0.26	0.28	0.19	0.13	0.16	0.21	0.23	0.05
Al_2O_3	0.90	1.53	1.02	1.67	1.43	0.43	1.13	2.68	0.65	1.01	1.07	1.80	0.82	0.74	1.18	1.27	1.01	0.93	1.30	0.94	1.45	1.13	0.31
Cr_2O_3	0.08	0.00	0.06	0.00	0.05	0.03	0.00	0.53	0.00	0.04	0.02	0.16	0.02	0.05	0.08	0.04	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
FeOt	16.78	16.70	19.27	17.90	20.64	19.43	17.94	12.62	18.71	18.82	18.70	16.11	19.11	19.28	17.93	17.15	17.25	19.90	18.24	20.46	18.45	20.02	20.74
MnO	0.94	0.74	0.94	0.70	0.62	0.92	0.74	0.21	0.68	0.94	0.98	0.51	0.56	1.26	0.90	0.64	0.60	0.57	0.86	0.66	0.72	0.54	0.81
MgO	25.82	26.65	24.54	26.17	23.76	25.01	26.29	28.31	24.68	25.06	24.43	26.54	24.14	24.99	24.74	25.68	26.00	23.97	25.13	23.57	24.64	23.40	23.16
CaO	1.29	1.05	1.20	1.02	1.04	0.88	0.99	1.32	0.80	0.80	1.09	1.47	1.04	0.74	1.13	1.25	1.19	1.08	0.87	1.01	1.10	1.36	1.01
Na_2O	0.00	0.02	0.01	0.01	0.07	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.03	0.07	0.06	0.03	0.02	0.02	0.05	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.05
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02
Total	99.60	100.71	100.37	101.73	100.50	100.62	102.00	100.46	100.20	100.59	100.39	100.54	99.55	101.05	100.12	100.27	100.87	100.05	100.18	100.43	100.31	100.24	100.13
Mg#	75.0	76.6	71.8	74.6	69.6	71.5	73.8	80.0	70.1	71.6	70.2	76.8	69.3	71.7	71.1	73.4	73.7	69.1	72.2	67.5	70.6	67.6	66.6
Wo%	2.62	2.13	2.46	2.05	2.13	1.78	1.95	2.60	1.61	1.62	2.20	2.96	2.11	1.51	2.27	2.51	2.38	2.2	1.7	2.0	2.2	2.7	2.0
En%	73.03	74.95	70.06	73.07	68.07	70.23	72.38	77.91	69.02	70.44	68.66	74.49	67.82	70.64	69.48	71.55	71.98	66.9	69.9	65.4	68.3	65.1	64.4
Fs%	24.35	22.92	27.49	24.88	29.80	27.99	25.68	19.49	29.37	27.94	29.14	22.54	30.07	27.86	28.25	25.94	25.65	30.9	28.3	32.6	29.5	32.1	33.6

	MISTI 2																	MISTI 3					
Ech.	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI-71-1**	**JMI-71-1**	**JMI 171**	**JMI 171**	**JMI 171**	**JMI 171**
Num.	77	88	85	99	100	101	61	62	64	66	74	1	15	16	18	44	45	181	187	65	66	77	78
	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	mph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b
SiO_2	54.42	53.98	54.21	54.47	54.59	55.37	53.31	53.77	53.78	53.18	53.78	54.64	55.13	55.02	53.56	54.23	53.51	54.27	53.45	53.54	53.21	55.21	53.61
TiO_2	0.22	0.24	0.25	0.24	0.21	0.23	0.27	0.37	0.29	0.15	0.38	0.36	0.15	0.26	0.48	0.12	0.21	0.25	0.39	0.29	0.24	0.16	0.24
Al_2O_3	1.66	1.30	2.09	2.36	2.21	1.88	0.33	1.61	0.77	0.57	1.24	1.33	0.39	1.05	1.99	0.55	0.79	1.02	1.10	2.33	2.76	1.27	2.29
Cr_2O_3	0.01	0.00	0.01	0.06	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.04	0.00	0.01	0.11	0.00	0.00	0.00	0.22	0.08
FeOt	13.60	15.71	14.19	13.99	13.95	13.41	18.57	14.75	16.21	18.57	16.32	15.98	17.41	14.55	15.75	17.86	20.11	16.10	16.70	16.35	15.11	12.73	14.44
MnO	0.41	0.55	0.35	0.31	0.46	0.35	0.96	0.40	0.45	0.83	0.42	0.31	0.70	0.30	0.38	0.90	0.94	0.47	0.55	0.24	0.28	0.27	0.27
MgO	27.79	26.07	28.08	28.08	27.81	28.49	24.25	27.28	25.57	24.46	25.64	25.85	25.55	27.65	26.17	25.20	23.55	27.17	26.55	26.55	27.19	29.79	27.63
CaO	1.66	1.26	1.27	1.28	1.27	1.24	1.23	1.66	2.34	1.18	2.32	1.89	1.06	1.77	1.75	1.23	1.30	1.23	1.79	1.34	1.12	1.31	1.19
Na_2O	0.03	0.02	0.00	0.05	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.07	0.04	0.04	0.05	0.01	0.04	0.01
K_2O	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
Total	99.80	99.13	100.51	100.85	100.51	101.02	98.96	99.92	99.44	98.97	100.17	100.42	100.48	100.69	100.15	100.11	100.49	100.67	100.57	100.69	99.92	101.01	99.78
Mg#	79.1	74.7	79.5	79.3	78.3	79.1	70.4	78.6	74.7	71.3	74.9	74.3	72.3	78.0	75.6	72.0	68.6	77.0	77.3	76.2	78.1	83.0	78.9
Wo%	3.3	2.5	2.5	2.5	2.5	2.4	2.5	3.3	4.7	2.4	4.6	3.7	2.1	3.5	3.5	2.4	2.6	2.4	3.6	2.7	2.2	2.5	2.4
En%	76.0	72.2	77.1	76.9	75.8	76.8	67.6	75.5	70.7	68.6	71.0	71.1	70.1	74.9	72.5	69.3	65.8	74.6	73.8	73.8	76.0	80.6	76.7
Fs%	20.7	25.3	20.4	20.6	21.8	20.8	29.9	21.2	24.6	29.0	24.4	25.2	27.9	21.6	24.0	28.3	31.6	23.0	22.6	23.5	21.8	16.9	20.9

	MISTI 3																						
Ech.	**JMI 171**	**JMI 171**	**JMI 67**	**JMI 67**	**JMI 66**	**JMI 66**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI 200B**	**JMI 200B**	**JMI 200B**	**JMI 200B**	**JMI 200B**	**JMI 232**	**JMI 232**	**JMI 232**	**JMI 232**	**JMI 45**	**JMI 45**	**JMI 45**	**JMI 45**	**JMI 45**
Num.	81	89	101	102	17	18	12	55	56	66	67	71	73	76	93	94	9	10	55	56	63	64	71
	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c
SiO_2	54.22	54.30	53.88	54.11	53.61	54.00	54.25	54.41	54.38	54.18	53.90	53.60	53.43	53.45	54.67	53.91	53.54	53.28	53.47	55.08	54.14	53.82	54.48
TiO_2	0.24	0.36	0.15	0.29	0.16	0.16	0.24	0.26	0.19	0.09	0.15	0.11	0.11	0.16	0.17	0.15	0.23	0.19	0.34	0.19	0.22	0.17	0.27
Al_2O_3	0.90	0.71	0.68	1.19	0.45	0.44	0.87	0.68	1.32	0.79	0.80	0.54	0.73	0.68	0.30	0.64	1.71	1.50	1.03	0.51	1.18	1.58	0.65
Cr_2O_3	0.00	0.05	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
FeOt	18.82	16.50	19.36	16.75	19.63	18.69	14.98	13.62	12.80	19.59	18.54	21.02	20.13	19.13	19.23	19.69	17.26	16.84	19.50	17.53	18.01	17.50	17.85
MnO	0.72	0.53	0.73	0.51	1.05	0.94	0.37	0.44	0.46	0.67	0.72	1.16	0.92	0.75	0.70	0.91	0.68	0.64	0.98	0.88	0.81	0.62	0.59
MgO	25.24	26.15	24.40	25.83	23.74	24.55	27.50	28.51	28.52	24.17	24.83	23.04	23.17	24.83	24.30	23.45	25.30	25.29	23.74	25.27	25.00	25.48	24.98
CaO	1.16	1.43	1.18	1.63	1.23	1.30	1.78	1.62	1.44	0.95	0.93	0.53	0.85	0.60	1.03	1.11	1.10	1.28	1.61	1.68	1.14	1.06	1.73
Na_2O	0.06	0.05	0.03	0.04	0.02	0.06	0.03	0.07	0.03	0.05	0.04	0.08	0.06	0.10	0.03	0.04	0.05	0.07	0.03	0.03	0.02	0.05	0.05
K_2O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.03	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.36	100.09	100.42	100.40	99.91	100.17	100.02	99.62	99.14	100.49	99.96	100.08	99.40	99.73	100.45	99.93	99.89	99.15	100.71	101.19	100.52	100.28	100.61
Mg#	71.9	74.4	70.0	74.1	68.9	70.9	78.7	81.4	81.0	68.7	70.9	66.3	67.2	71.4	69.3	68.0	72.9	73.7	69.3	72.0	71.2	72.9	71.4
Wo%	2.3	2.8	2.3	3.2	2.5	2.6	3.5	3.2	2.9	1.9	1.8	1.1	1.7	1.2	2.0	2.2	2.2	2.6	3.2	3.3	2.2	2.1	3.4
En%	69.5	71.7	67.5	71.1	66.0	68.0	75.93	78.76	78.66	66.7	68.8	64.4	65.1	69.7	67.1	65.4	70.5	71.1	66.1	68.6	68.7	70.7	68.4
Fs%	28.2	25.5	30.1	25.7	31.5	29.4	20.53	18.02	18.49	31.4	29.4	34.6	33.2	29.1	30.9	32.3	27.3	26.3	30.7	28.1	29.1	27.2	28.2

Orthopyroxène

	MISTI 3											MISTI 4											
Ech.	**JMI 45**	**JMI 45**	**JMI 45**	**JMI 45**	**JMI 45**	**JMI 117A**	**JMI 117A**	**JMI 117A**	**JMI 117A**	**JMI 117A**	**JMI 117A**	**MIS0017**	**MIS0017**	**MIS0017**	**MIS0017**	**MIS0017**	**MIS0017**	**MIS0017**	**MIS0017**	**MIS0016**	**MIS0016**	**MIS0016**	**MIS0016**
Num.	73	91	94	95	108	117	124	131	138	139	140	34	35	36	30	38	39	24	25	16	20	52	53
	ph:c	mph:c	ph:c	ph:c	Opx inclus	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	mph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	mi	ph:c	ph:b
SiO_2	53.58	55.33	52.82	53.90	54.12	53.68	53.59	54.38	53.34	54.04	53.60	53.02	53.82	53.96	53.55	53.50	52.95	54.78	54.29	54.55	54.45	53.73	54.75
TiO_2	0.24	0.18	0.13	0.13	0.26	0.25	0.28	0.09	0.20	0.18	0.77	0.28	0.18	0.13	0.08	0.38	0.22	0.36	0.16	0.19	0.18	0.18	0.13
Al_2O_3	1.49	0.54	0.83	0.64	0.75	1.37	1.53	0.56	1.81	1.19	2.94	0.99	0.79	0.48	0.55	1.87	1.93	0.84	1.02	0.51	1.49	1.05	0.43
Cr_2O_3	0.00	0.07	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.05	0.07	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.03	0.04	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06
FeOt	18.32	16.98	17.48	16.81	17.32	17.54	18.11	18.21	17.55	17.36	9.83	20.83	19.56	18.92	20.20	17.98	19.20	17.81	18.08	19.04	15.23	19.27	18.85
MnO	0.85	1.02	1.06	0.81	0.93	0.62	0.72	0.99	0.46	0.66	0.41	0.99	0.73	0.66	1.05	0.46	0.97	0.65	0.66	0.82	0.53	0.67	0.73
MgO	24.66	26.63	25.60	26.01	26.16	25.47	25.43	25.92	25.81	25.56	29.72	23.23	23.89	24.55	23.45	25.13	24.20	25.00	24.95	24.45	26.39	23.63	24.15
CaO	1.21	1.03	1.10	1.11	1.29	0.84	1.15	1.04	1.30	0.97	1.78	1.12	0.99	1.29	0.99	1.06	0.66	1.19	1.04	0.88	1.84	1.07	1.08
Na_2O	0.02	0.03	0.00	0.04	0.05	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00	0.15	0.00	0.05	0.00	0.05	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.04	0.04
K_2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.03	0.05	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.02	0.04	0.04	0.02	0.04
Total	100.37	101.81	99.10	99.51	100.87	99.77	100.85	101.23	100.62	100.02	99.23	100.48	100.06	100.04	99.94	100.49	100.20	100.66	100.22	100.49	100.15	99.66	100.27
Mg#	71.1	74.4	75.0	74.6	75.1	72.4	73.1	73.6	74.6	72.6	86.4	67.7	68.5	70.3	68.0	71.9	70.1	71.4	71.1	69.6	75.6	68.6	69.6
Wo%	2.4	2.0	2.2	2.2	2.6	1.7	2.3	2.0	2.6	1.9	3.6	2.24	1.97	2.57	1.98	2.11	1.34	2.4	2.1	1.73	3.61	2.1	2.1
En%	68.5	71.7	72.1	72.0	72.1	70.5	70.6	71.0	72.1	70.5	82.8	65.09	66.38	67.76	65.52	69.94	68.07	69.0	68.9	67.53	72.21	66.4	67.2
Fs%	29.1	26.3	25.7	25.8	25.4	27.8	27.1	27.0	25.3	27.6	13.6	32.67	31.65	29.67	32.51	27.95	30.59	28.6	29.0	30.75	24.17	31.4	30.6

	MISTI 4																						
Ech.	**MIS0016**	**MI 1508**	**MI 1508**	**MI 1508**	**MI 1508**	**MI 1508**	**JMI-61**	**JMI-61**	**JMI-61**	**JMI-61**	**JMI-61**	**JMI-61**	**JMI-61**	**JMI-61**	**JMI-61**	**JMI-61**	**JMI-168B**	**JMI-168B**	**JMI-168B**	**JMI-168B**	**JMI-168B**	**JMI-168B**	**JMI-168B**
Num.	62	15	38	39	45	46	133	134	137	138	139	141	142	160	161	163	100	101	105	106	107	109	123
	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	mph:c	ph:c
SiO_2	53.60	54.76	54.27	54.02	54.39	54.46	52.84	53.78	53.88	53.15	54.08	54.65	53.22	52.22	53.52	53.01	51.91	55.79	54.34	54.68	54.90	54.12	53.95
TiO_2	0.19	0.25	0.26	0.18	0.21	0.28	0.06	0.27	0.25	0.31	0.20	0.15	0.28	0.10	0.22	0.15	0.21	0.22	0.26	0.21	0.30	0.24	0.27
Al_2O_3	0.99	0.82	1.50	1.56	1.33	0.97	3.96	2.35	2.10	2.37	2.25	1.58	2.08	1.80	2.40	3.69	4.22	1.18	2.07	1.92	2.23	2.03	0.51
Cr_2O_3	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.16	0.05	0.15	0.10	0.05	0.00	0.18	0.06	0.06	0.00	0.18	0.13	0.25	0.00	0.00
FeOt	18.03	16.28	16.45	16.94	16.28	17.20	13.44	14.46	13.85	14.19	13.77	13.80	13.84	19.99	14.54	14.94	18.41	13.80	14.25	14.21	12.87	14.57	19.52
MnO	0.61	0.52	0.48	0.51	0.46	0.67	0.39	0.24	0.29	0.32	0.26	0.20	0.31	1.45	0.30	0.30	0.42	0.32	0.20	0.27	0.30	0.37	0.57
MgO	24.57	26.27	25.80	25.80	26.64	25.68	28.45	28.91	28.92	28.76	28.77	28.73	28.97	24.49	28.67	28.08	24.92	28.02	27.92	28.28	28.36	27.34	23.97
CaO	1.13	1.35	1.32	1.24	1.24	1.12	1.24	1.14	1.22	1.42	1.25	1.21	1.19	0.57	1.18	0.47	0.53	1.31	1.08	1.12	1.29	1.52	1.58
Na_2O	0.05	0.02	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.05	0.02	0.02	0.03	0.01	0.04
K_2O	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00
Total	99.22	100.29	100.13	100.30	100.58	100.44	100.42	101.35	100.69	100.57	100.74	100.42	99.96	100.68	101.00	100.72	100.71	100.71	100.35	100.83	100.54	100.23	100.42
Mg#	70.8	74.2	73.7	73.7	75.3	72.7	83.0	82.2	82.3	83.2	81.5	80.4	83.3	72.6	82.0	80.0	72.8	78.3	78.4	79.0	79.7	78.0	68.9
Wo%	2.3	2.6	2.6	2.5	2.5	2.2	2.53	2.27	2.43	2.87	2.49	2.37	2.41	1.20	2.37	0.95	1.1	2.6	2.1	2.2	2.5	3.0	3.1
En%	68.5	71.6	71.2	71.3	72.9	70.3	80.91	80.37	80.28	80.76	79.48	78.47	81.32	71.75	80.00	79.27	71.5	75.9	76.5	77.0	77.3	75.3	66.2
Fs%	29.2	25.7	26.2	26.3	24.6	27.5	16.56	17.36	17.29	16.37	18.03	19.16	16.27	27.06	17.63	19.78	27.4	21.5	21.4	20.9	20.2	21.8	30.7

Ech.	**JMI-168B**	**JMI64bis**	**JMI64bis**	**JMI64bis**	**JMI64bis**	**JMI64bis**	**JMI64bis**
Num.	130	134	135	136	142	153	154
	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c
SiO_2	54.42	55.92	55.31	54.30	55.35	53.66	54.44
TiO_2	0.19	0.20	0.23	0.28	0.18	0.23	0.26
Al_2O_3	2.32	1.07	1.31	2.68	0.73	2.70	2.26
Cr_2O_3	0.47	0.17	0.10	0.30	0.03	0.03	0.21
FeOt	12.07	11.77	13.28	12.95	13.83	15.15	13.71
MnO	0.25	0.18	0.25	0.31	0.40	0.34	0.17
MgO	28.88	29.82	27.87	28.40	28.38	26.91	28.02
CaO	1.32	1.39	1.36	1.42	1.46	0.97	1.13
Na_2O	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04	0.05
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	99.94	100.57	99.74	100.67	100.41	100.03	100.26
Mg#	81.5	82.0	78.9	80.5	79.2	76.6	78.8
Wo%	2.6	2.6	2.7	2.8	2.8	1.9	2.2
En%	79.1	79.6	76.5	77.8	76.4	74.8	76.8
Fs%	18.3	17.8	20.8	19.4	20.7	23.3	20.9

Clinopyroxène

	MISTI 2																						
Ech.	**JMI-118**	**JMI-118**	**JMI-118**	**JMI-118**	**JMI-118**	**JMI-118**	**JMI-50**	**JMI-50**	**JMI-52**	**JMI-52**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**
Num.	52	53	54	55	56	57	178	180	115	116	97	98	99	106	110	67	71	78	80	81	82	82	89
	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	mph:c	mph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c
SiO_2	51.60	52.87	52.37	51.98	51.61	52.30	50.49	52.31	51.60	51.13	51.11	51.70	51.48	53.08	52.74	51.77	51.35	51.62	52.59	52.00	51.89	51.73	52.70
TiO_2	0.63	0.29	0.40	0.33	0.51	0.47	0.31	0.53	0.47	0.55	0.72	0.46	0.60	0.22	0.50	0.55	0.45	0.60	0.53	0.53	0.51	0.38	0.52
Al_2O_3	2.21	1.95	1.51	1.48	2.67	2.21	1.55	1.46	3.03	2.94	2.85	2.28	2.67	1.36	2.77	3.38	3.52	3.49	2.33	3.21	2.49	1.98	2.18
FeOt	9.06	6.70	9.07	8.99	8.15	7.42	9.14	8.21	7.44	8.35	8.63	8.81	9.09	8.26	7.13	6.24	6.26	7.74	6.97	7.41	6.99	9.85	7.22
Cr_2O_3	0.00	0.41	0.00	0.05	0.02	0.00	0.02	0.00	0.53	0.14	0.01	0.00	0.00	0.02	0.54	0.61	0.44	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03
MnO	0.37	0.17	0.46	0.47	0.27	0.21	0.27	0.41	0.17	0.22	0.34	0.31	0.36	0.35	0.14	0.17	0.16	0.22	0.21	0.25	0.21	0.50	0.20
MgO	15.14	18.26	15.27	15.23	15.12	16.55	13.82	16.05	16.68	15.53	14.39	14.54	14.40	15.11	16.83	15.71	15.76	15.10	15.96	15.17	15.82	14.29	16.30
CaO	21.19	19.03	21.28	21.15	21.88	21.33	22.63	21.17	19.77	21.13	21.16	21.04	21.20	21.13	19.12	21.14	20.97	20.60	21.12	21.54	22.02	20.52	21.20
Na_2O	0.65	0.31	0.46	0.46	0.40	0.31	0.60	0.29	0.59	0.46	0.42	0.32	0.41	0.39	0.56	0.38	0.46	0.44	0.36	0.36	0.30	0.46	0.26
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.83	99.98	100.83	100.14	100.62	100.79	98.84	100.43	100.26	100.46	99.63	99.48	100.22	99.92	100.35	99.95	99.37	99.80	100.09	100.48	100.22	99.71	100.61
mg*	85.0	86.9	82.2	82.9	84.1	86.8	86.4	83.8	87.7	86.0	79.2	77.5	78.6	78.2	82.8	83.8	86.1	80.0	82.8	81.6	86.2	76.6	83.1
Wo	46.1	39.4	45.2	45.3	46.7	44.6	50.4	44.3	42.8	45.7	44.8	44.1	44.7	43.3	39.5	44.6	45.0	43.8	43.9	45.2	46.1	43.8	43.6
En	45.8	52.6	45.1	45.4	44.9	48.1	42.8	46.7	50.2	46.7	42.5	42.4	42.2	43.2	48.4	46.2	47.1	44.7	46.1	44.3	46.1	42.4	46.6
Fs	8.1	8.0	9.8	9.4	8.5	7.3	6.7	9.0	7.0	7.6	12.7	13.5	13.0	13.5	12.1	9.2	7.9	11.5	10.0	10.4	7.8	13.8	9.8

	MISTI 2																		MISTI 3				
Ech.	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 66**	**JMI 66**	**JMI 66**	**JMI 66**	**JMI 66**
Num.	90	94	95	98	102	56	57	58	59	72	73	77	20	21	28	29	30	43	2	4	5	21	22
	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b
SiO_2	51.86	52.40	52.57	52.66	52.03	53.27	50.65	53.73	49.39	52.06	51.18	51.26	52.11	50.83	51.15	52.21	49.59	49.33	52.55	48.23	49.43	52.85	51.12
TiO_2	0.67	0.45	0.50	0.45	0.42	0.28	0.80	0.16	1.09	0.35	0.51	0.67	0.57	0.84	0.87	0.57	1.12	1.14	0.42	1.36	1.13	0.20	0.67
Al_2O_3	2.95	2.29	1.97	2.09	2.47	0.47	2.31	0.34	3.76	1.11	2.83	1.74	1.65	2.92	2.96	1.68	4.65	4.79	1.60	5.31	3.85	1.26	3.51
FeOt	7.21	7.16	7.03	6.70	7.26	19.17	9.28	17.35	9.64	9.15	6.20	9.01	9.72	9.45	8.62	9.14	7.74	9.81	8.36	10.16	9.21	9.36	6.50
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.26	0.09	0.03	0.09	0.00	0.00	0.51
MnO	0.23	0.25	0.21	0.17	0.20	0.89	0.31	0.85	0.27	0.43	0.10	0.22	0.27	0.23	0.21	0.26	0.12	0.27	0.26	0.24	0.21	0.38	0.08
MgO	15.61	15.76	16.34	16.30	15.82	24.24	15.38	25.48	15.37	14.58	15.82	15.29	14.77	15.18	14.90	16.80	14.67	14.93	14.66	14.04	14.76	14.04	15.51
CaO	21.17	21.33	21.35	21.83	21.53	1.49	19.76	1.20	19.26	21.21	21.63	19.93	20.81	20.65	21.08	18.94	21.35	19.45	21.08	19.58	20.13	21.06	21.56
Na_2O	0.39	0.35	0.29	0.35	0.34	0.03	0.29	0.05	0.33	0.44	0.40	0.34	0.53	0.43	0.37	0.24	0.32	0.36	0.49	0.35	0.37	0.47	0.40
K_2O	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.02	0.03
Total	100.12	100.00	100.27	100.58	100.14	99.85	98.78	99.16	99.16	99.37	99.05	98.44	100.42	100.52	100.20	99.90	99.82	100.18	99.45	99.39	99.08	99.64	99.88
mg*	83.4	83.1	84.7	86.4	84.8	70.8	79.9	73.5	82.0	78.9	88.1	78.8	78.7	82.3	80.7	80.6	83.5	80.3	77.5	78.5	81.1	74.1	86.2
Wo	44.6	44.5	44.1	45.3	45.2	3.0	42.2	2.4	42.3	44.8	46.3	42.3	44.2	44.4	44.9	39.3	46.5	42.7	44.3	43.9	44.2	44.2	46.2
En	45.8	45.8	47.0	47.1	46.2	67.7	45.7	70.8	47.0	42.9	47.1	45.2	43.6	45.4	44.2	48.5	44.5	45.6	42.9	43.8	45.0	40.9	46.3
Fs	9.5	9.7	8.9	7.6	8.6	29.3	12.0	26.9	10.8	12.2	6.5	12.5	12.2	10.1	10.9	12.1	9.1	11.6	12.8	12.3	10.8	14.9	7.5

	MISTI 3																						
Ech.	**JMI 66**	**JMI 66**	**JMI 66**	**JMI 66**	**JMI 66**	**JMI 169**	**JMI 169**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**
Num.	23	24	43	45	46	54	55	6	7	10	11	17	19	22	23	27	28	29	30	32	43	49	57
	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c
SiO_2	53.14	51.79	53.10	49.98	49.90	50.25	51.24	51.18	50.18	50.73	51.64	51.13	51.39	51.75	52.11	51.07	50.40	51.99	52.26	51.58	50.31	51.96	51.60
TiO_2	0.50	0.56	0.26	1.54	1.58	0.67	0.49	0.53	0.83	0.74	0.67	0.59	0.92	0.49	0.56	0.67	0.84	0.59	0.57	0.77	0.79	0.48	0.63
Al_2O_3	1.53	3.03	0.69	3.21	3.26	3.75	1.72	2.22	3.04	2.66	1.70	2.42	2.30	1.73	1.78	2.44	2.96	2.26	1.71	2.25	3.40	1.78	2.15
FeOt	8.71	6.58	8.51	8.10	8.19	6.95	9.10	8.05	7.83	8.75	7.34	6.97	8.39	8.07	7.18	8.74	7.19	7.35	7.44	8.08	7.75	7.63	7.61
Cr_2O_3	0.05	0.12	0.00	0.22	0.27	0.28	0.02	0.08	0.02	0.00	0.04	0.07	0.00	0.03	0.02	0.00	0.07	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.13
MnO	0.25	0.19	0.53	0.14	0.20	0.12	0.39	0.33	0.30	0.16	0.32	0.10	0.39	0.32	0.37	0.28	0.25	0.17	0.30	0.35	0.17	0.26	0.22
MgO	16.99	15.54	14.70	15.03	15.35	15.15	16.79	15.90	15.63	15.40	17.50	16.02	15.72	16.43	16.81	15.56	15.70	16.30	17.21	15.75	15.46	16.54	16.29
CaO	18.65	21.23	21.34	19.75	19.72	21.12	18.51	19.80	20.84	20.31	19.45	21.05	20.17	20.32	20.24	19.96	20.83	20.17	19.89	20.84	20.66	19.73	19.69
Na_2O	0.31	0.33	0.50	0.48	0.44	0.42	0.37	0.36	0.30	0.41	0.38	0.45	0.52	0.33	0.26	0.37	0.32	0.41	0.31	0.40	0.50	0.32	0.31
K_2O	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.05	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Total	100.17	99.39	99.64	98.45	98.92	98.72	98.67	98.45	98.97	99.15	99.04	98.80	99.81	99.46	99.35	99.08	98.56	99.24	99.76	100.03	99.05	98.71	98.63
mg*	79.1	82.7	78.3	80.0	81.6	85.6	83.7	82.5	86.1	82.6	88.4	87.8	83.3	85.1	85.1	81.3	85.9	83.6	85.8	84.0	86.4	83.0	82.1
Wo	38.3	44.7	44.6	42.9	42.8	46.1	39.6	42.5	45.2	43.9	41.4	45.3	43.5	43.1	42.4	42.8	45.0	42.6	41.6	44.4	45.3	41.6	41.6
En	48.5	45.5	42.7	45.5	46.4	46.0	50.0	47.4	47.2	46.3	51.8	48.0	47.1	48.4	49.0	46.5	47.2	47.9	50.1	46.7	47.2	48.5	47.9
Fs	13.2	9.8	12.7	11.6	10.8	7.9	10.4	10.1	7.6	9.8	6.8	6.7	9.4	8.5	8.6	10.7	7.8	9.4	8.3	8.9	7.5	9.9	10.5

Clinopyroxène

	MISTI 3																						
Ech.	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-71-1**	**JMI-71-1**	**JMI-71-1**	**JMI-71-1**	**JMI-71-1**	**JMI 171**	**JMI 171**	**JMI 171**	**JMI 171**	**JMI 171**	**JMI 171**	**JMI 171**	**JMI 67**	**JMI 67**	**JMI 67**	**JMI 67**	**JMI 67**	**JMI 67**	**JMI 67**	**JMI 67**
Num.	58	59	61	167	168	171	172	174	61	62	68	69	70	71	90	229	236	91	92	99	100	103	104
	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	mph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b
SiO_2	51.93	51.81	50.49	51.71	50.30	52.18	52.04	51.54	50.95	52.67	51.02	52.22	52.83	52.55	52.91	50.84	49.39	53.49	52.56	49.86	51.66	52.76	50.87
TiO_2	0.51	0.19	0.79	0.69	0.66	0.48	0.51	0.60	0.64	0.54	0.80	0.65	0.44	0.44	0.41	0.77	1.15	0.15	0.44	0.99	0.61	0.35	0.77
Al_2O_3	1.64	1.18	2.99	2.35	2.86	2.01	1.88	2.46	3.31	1.37	3.19	1.55	0.97	1.45	1.42	3.02	4.80	0.65	1.98	4.77	3.20	1.87	3.78
FeOt	7.35	9.73	7.48	7.90	8.48	8.57	7.67	8.13	8.31	9.29	8.58	9.34	9.56	8.63	9.24	9.08	7.41	7.50	6.79	7.98	6.54	9.23	7.26
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.06	0.01	0.02	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.01	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.39	0.00	0.22	0.34	0.46	0.00	0.34
MnO	0.36	0.23	0.18	0.30	0.28	0.25	0.27	0.27	0.19	0.32	0.31	0.29	0.36	0.29	0.28	0.33	0.23	0.29	0.12	0.18	0.14	0.35	0.17
MgO	16.85	14.17	15.44	15.38	15.23	16.60	15.86	15.39	15.57	16.28	15.98	15.54	14.76	16.88	18.00	14.85	14.64	15.15	16.93	15.25	15.57	14.57	15.52
CaO	19.66	20.98	20.89	21.55	21.48	20.26	21.53	21.36	20.57	19.44	19.78	20.12	20.93	19.18	17.48	20.97	21.69	22.34	20.73	20.42	22.09	21.59	21.29
Na_2O	0.33	0.47	0.49	0.44	0.45	0.41	0.31	0.46	0.30	0.29	0.32	0.33	0.48	0.24	0.18	0.36	0.44	0.29	0.24	0.42	0.33	0.51	0.37
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01
Total	98.62	98.75	98.81	100.32	99.75	100.75	100.06	100.27	99.84	100.25	99.98	100.10	100.32	99.71	99.92	100.26	100.14	99.87	100.01	100.22	100.60	101.23	100.37
mg*	84.6	77.0	86.4	84.2	88.1	85.1	84.6	84.7	82.6	78.9	82.3	78.2	77.0	81.0	80.0	81.5	87.0	79.8	85.1	84.5	85.7	78.6	85.6
Wo	41.5	45.0	45.7	45.9	47.2	42.8	45.2	45.8	43.8	40.2	42.0	41.9	43.7	39.6	35.7	45.3	48.1	45.6	42.7	44.7	46.6	45.3	45.6
En	49.5	42.3	47.0	45.6	46.5	48.7	46.3	45.9	46.2	46.8	47.3	45.0	42.9	48.5	51.1	44.6	45.2	43.1	48.6	46.4	45.6	42.6	46.3
Fs	9.0	12.7	7.4	8.5	6.3	8.5	8.4	8.3	10.0	13.0	10.7	13.0	13.4	11.9	13.2	10.1	6.8	11.3	8.7	8.8	7.8	12.2	8.1

	MISTI 3							MISTI 4															
Ech.	**JMI 67**	**JMI 67**	**JMI 67**	**JMI 45**	**JMI 45**	**JMI 45**	**JMI 45**	**JMI96-61**	**MI 1508**	**MI 1508**	**MI 1508**	**MI 1508**	**MI 1508**	**MI 1508**	**MI 1508**	**JMI-168B**	**JMI-168B**	**JMI-168B**	**JMI-168B**	**JMI64bis**	**JMI64bis**	**JMI64bis**	**JMI64bis**	**MIS0016**
Num.	105	106	107	72	96	97	101	131	27	28	36	37	41	42	51	121	122	124	129	138	140	141	155	18
	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	Cpx inclus	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c
SiO_2	52.55	49.52	49.34	52.96	52.19	52.76	53.14	50.06	51.71	52.38	51.20	51.57	52.83	51.75	51.92	53.39	52.66	51.49	51.91	52.99	52.57	50.31	50.55	52.77
TiO_2	0.22	1.16	0.76	0.43	0.72	0.35	0.79	0.80	0.67	0.61	0.94	0.59	0.38	0.73	0.70	0.15	0.64	0.36	0.71	0.49	0.66	0.93	0.83	0.42
Al_2O_3	1.09	4.44	4.30	1.17	1.76	1.12	3.86	3.30	3.02	1.85	3.37	2.81	1.49	2.53	2.99	0.57	1.58	2.75	1.40	1.51	1.50	3.80	3.46	1.27
FeOt	9.59	8.41	7.00	9.15	8.67	8.07	8.30	8.67	7.93	8.48	8.35	8.30	8.83	8.36	8.17	8.12	8.73	9.03	9.74	7.67	9.62	7.92	8.02	8.94
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.60	0.00	0.07	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
MnO	0.42	0.17	0.13	0.59	0.35	0.34	0.44	0.25	0.25	0.23	0.19	0.26	0.36	0.25	0.18	0.32	0.35	0.34	0.33	0.29	0.23	0.18	0.19	0.42
MgO	14.18	14.74	14.66	14.80	16.37	15.50	14.33	15.72	15.41	16.85	15.00	14.87	15.01	14.93	15.21	15.19	15.83	13.42	15.02	16.60	15.04	14.81	14.84	16.62
CaO	21.63	21.52	21.09	20.76	20.25	21.97	19.45	20.86	21.36	19.54	20.93	20.99	20.93	20.95	21.72	22.41	20.48	21.91	19.97	20.03	19.99	21.24	21.18	19.11
Na_2O	0.42	0.36	0.45	0.41	0.50	0.42	0.93	0.37	0.44	0.32	0.40	0.45	0.48	0.45	0.37	0.36	0.39	0.62	0.44	0.28	0.42	0.36	0.33	0.23
K_2O	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.14	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03
Total	100.12	100.35	98.34	100.26	100.87	100.56	101.41	100.02	100.80	100.26	100.39	99.83	100.29	99.95	101.32	100.53	100.71	99.93	99.53	99.87	100.10	99.59	99.40	99.81
mg*	76.9	85.3	85.9	76.2	84.5	83.9	75.5	87.8	83.8	82.4	80.5	80.4	78.4	79.8	82.3	81.4	80.4	78.2	77.0	81.0	75.4	82.9	81.9	79.2
Wo	45.4	47.1	46.9	43.0	42.7	45.8	42.1	45.6	45.3	40.5	44.5	44.7	43.7	44.4	45.6	45.7	42.2	46.7	41.7	40.8	41.2	45.4	45.1	39.3
En	41.4	44.9	45.4	42.6	48.0	45.0	43.1	47.8	45.5	48.7	44.4	44.1	43.7	44.0	44.5	43.1	45.3	39.8	43.6	47.1	43.1	44.1	43.9	47.6
Fs	13.1	8.0	7.7	14.3	9.4	9.2	14.8	6.6	9.2	10.8	11.1	11.2	12.6	11.5	9.9	11.2	12.5	13.5	14.7	12.1	15.7	10.5	11.0	13.1

Olivine

	MISTI 2							MISTI 3													
Ech.	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 66**	**JMI 66**	**JMI 66**	**JMI 66**	**JMI 66**	**JMI 66**	**JMI 66**	**JMI 66**	**JMI 66**	**JMI 171**	**JMI 67**	**JMI 67**	**JMI 67**	**JMI 67**
Num.	75	76	17	19	39	40	41	6	7	8	10	11	12	19	20	27	86	108	109	110	111
	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b	ph:c	ph:c	ph:c	ph:b	ph:c	ph:b
SiO_2	38.67	38.63	39.78	39.29	39.31	38.68	38.90	37.93	37.41	38.02	38.39	38.54	38.19	38.53	38.27	38.94	38.78	38.96	38.53	38.82	38.71
Na_2O	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.03	0.00	0.03	0.07	0.04	0.04	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02
MgO	40.32	40.46	41.74	39.82	42.36	39.43	39.36	34.60	32.88	37.99	38.32	38.18	36.93	39.38	37.98	39.63	40.11	39.71	38.32	40.46	40.21
K_2O	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00
CaO	0.18	0.10	0.13	0.12	0.13	0.14	0.11	0.09	0.12	0.13	0.07	0.13	0.13	0.10	0.13	0.11	0.08	0.13	0.14	0.10	0.11
TiO_2	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.05	0.04	0.12	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00
FeOt	19.51	19.78	19.17	21.76	18.94	21.03	22.15	26.52	28.14	22.80	22.20	22.86	23.74	21.42	23.04	21.56	21.34	21.11	22.64	20.85	20.32
MnO	0.31	0.29	0.24	0.34	0.22	0.30	0.39	0.49	0.47	0.39	0.38	0.35	0.52	0.30	0.34	0.24	0.34	0.32	0.40	0.22	0.27
Cr_2O_3	0.00	0.02	0.00	0.04	0.03	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07	0.02	0.03	0.00	0.00
Al_2O_3	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.01	0.03	0.01	0.00
Total	99.04	99.30	101.10	101.41	101.07	99.68	100.90	99.69	99.13	99.38	99.50	100.15	99.72	99.77	99.86	100.52	100.78	100.27	100.13	100.55	99.64
Fo	78.6	78.5	79.5	76.5	79.9	77.0	76.0	69.9	67.6	74.8	75.5	74.9	73.5	76.6	74.6	76.6	77.0	77.0	75.1	77.6	77.9

Magnetite

	MISTI 2												MISTI 3										
Ech.	**JMI-50**	**JMI-50**	**JMI-118**	**JMI-118**	**JMI-52**	**JMI-52**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-159**	**JMI-45**	**JMI-45**
Num.	173	183	51	58	120	121	170	84	88	100	104	107	26	38	52	53	54	62	63	68	69	99	104
	Mag inclus	mph:c	mph:c	Mag inclus	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c
SiO_2	0.00	0.01	0.08	0.09	1.42	0.02	0.01	0.09	0.10	0.11	0.06	0.11	0.12	0.08	0.01	0.08	0.07	0.09	0.09	0.13	0.00	0.08	0.06
TiO_2	5.45	8.40	8.95	6.40	8.06	8.24	8.44	7.85	8.88	8.48	8.45	8.73	11.39	11.60	10.64	11.49	11.06	10.34	11.78	11.03	11.49	6.62	9.22
Al_2O_3	3.79	3.72	2.71	4.38	2.87	3.02	2.73	2.76	2.62	3.15	3.33	3.08	2.18	2.18	2.45	2.32	2.19	2.31	2.15	2.18	2.14	2.45	1.87
Cr_2O_3	0.16	0.13	0.26	0.24	0.12	0.18	0.08	0.05	0.13	0.13	0.06	0.14	0.16	0.04	0.18	0.00	0.11	0.11	0.22	0.17	0.27	0.03	0.03
FeOt	83.23	79.93	78.80	78.73	78.62	80.92	81.25	80.54	79.75	78.62	79.18	79.29	75.91	76.57	76.34	76.07	76.55	77.31	75.14	75.66	76.41	82.81	80.25
MnO	0.36	0.33	0.48	0.29	0.38	0.28	0.24	0.38	0.51	0.45	0.32	0.41	0.59	0.57	0.38	0.59	0.42	0.52	0.60	0.48	0.50	0.67	0.38
MgO	2.25	2.51	3.35	4.07	2.95	2.30	2.15	2.27	2.00	2.31	2.27	2.54	3.70	3.61	3.79	3.63	3.35	3.85	3.86	3.71	3.76	2.22	2.13
K_2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01
CaO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.89	0.00	0.00	0.11	0.00	0.06	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.201	0.936
Na_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Total	95.26	95.05	94.63	94.20	95.36	94.97	94.91	94.05	94.05	93.34	93.72	94.35	94.04	94.65	93.79	94.18	93.75	94.53	93.85	93.35	94.56	95.13	94.91
TiO_2	5.57	8.64	9.27	6.81	8.43	8.40	8.54	8.06	9.10	8.83	8.78	9.03	11.90	11.99	11.14	11.95	11.49	10.73	12.35	11.60	11.92	6.70	9.38
Fe_2O_3	56.78	51.01	51.38	56.32	49.92	51.49	51.14	52.36	49.94	50.62	50.58	50.54	46.99	46.70	48.50	46.81	47.26	49.42	46.36	47.51	47.14	55.32	49.95
FeO	37.65	40.35	39.34	36.87	41.65	40.12	40.32	39.59	40.96	40.55	40.65	40.43	41.11	41.30	40.36	41.24	41.25	39.85	41.29	40.89	40.94	37.98	40.68

	MISTI 3																						
Ech.	**JMI-45**	**JMI-45**	**JMI-45**	**JMI-45**	**JMI-45**	**JMI-66**	**JMI-66**	**JMI-117A**	**JMI-117A**	**JMI-117A**	**JMI-71-1**	**JMI-71-1**	**JMI 171**	**JMI 171**	**JMI 171**	**JMI 171**	**JMI 171**	**JMI 67**	**JMI 67**	**JMI 67**	**JMI 67**	**JMI 67**	**JMI 67**
Num.	110	111	54	57	74	28	58	116	125	130	173	188	47	48	49	64	67	93	112	113	114	115	121
	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	Mag inclus	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	Mag inclus	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c
SiO_2	0.03	0.12	0.08	0.07	0.06	0.05	0.10	0.09	0.03	0.07	0.03	0.06	0.07	0.07	0.07	0.10	0.06	0.08	0.08	0.11	0.09	0.11	0.11
TiO_2	7.83	8.51	9.41	8.28	9.31	4.50	1.31	8.01	9.13	13.08	9.47	8.38	9.25	9.44	9.63	9.12	7.93	12.99	14.57	14.64	14.00	14.13	12.45
Al_2O_3	1.59	1.85	2.06	2.27	2.02	8.61	1.79	2.62	2.58	1.84	3.79	3.67	2.51	2.47	2.50	1.29	1.28	0.62	1.20	0.98	1.06	1.29	0.95
Cr_2O_3	0.06	0.09	0.05	0.09	0.08	14.77	0.09	0.11	0.06	0.00	0.05	0.13	0.09	0.03	0.04	0.05	0.33	0.03	0.22	0.07	0.58	0.09	0.00
FeOt	83.51	83.33	78.99	80.87	79.93	61.70	87.65	80.75	79.40	76.82	77.59	79.23	80.70	81.51	81.18	82.09	83.19	78.88	77.54	77.36	77.92	76.15	79.67
MnO	0.63	0.54	0.52	0.47	0.58	0.30	0.25	0.53	0.71	1.10	0.40	0.36	0.33	0.34	0.39	0.38	0.33	0.49	0.45	0.50	0.46	0.42	0.43
MgO	2.10	2.12	2.49	2.27	2.27	3.71	1.30	1.62	1.93	1.92	3.22	3.49	1.47	1.36	1.40	0.75	0.62	0.30	1.04	0.85	0.85	1.61	0.77
K_2O	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.06	0.00	0.01	0.02
CaO	0.00	0.02	0.02	0.00	0.05	0.01	0.06	0.00	0.00	0.022	0.087	0.007	0.04	0.01	0.00	0.05	0.07	0.09	0.06	0.06	0.04	0.04	0.06
Na_2O	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	95.75	96.57	93.64	94.43	94.33	93.66	92.57	93.70	93.90	94.86	94.67	95.35	94.48	95.23	95.20	93.84	93.84	93.50	95.17	94.64	95.01	93.85	94.43
TiO_2	7.77	8.41	9.68	8.43	9.50	6.16	1.34	8.19	9.37	13.27	9.91	8.68	9.36	9.42	9.65	9.10	7.91	12.90	14.47	14.54	13.92	14.29	12.31
Fe_2O_3	53.46	51.83	49.84	51.85	50.03	48.05	64.84	51.30	49.62	42.43	49.49	52.22	48.75	48.44	48.08	48.95	51.11	41.24	38.66	38.40	39.43	39.67	42.74
FeO	38.78	39.76	40.47	39.71	40.48	45.79	33.81	40.51	41.01	44.30	40.60	39.10	41.90	42.13	42.27	41.95	40.98	45.86	46.87	47.06	46.66	46.04	44.96

	MISTI 3																						
Ech.	**JMI-67**	**MI 0508**	**MI 0508**	**MI 0508**	**MI 0508**	**MI-0408**	**MI-0408**	**MI-0408**	**JMI-54**	**JMI-54**	**JMI-54**	**JMI-54**	**JMI 200B**	**JMI 200B**	**JMI 200B**	**JMI 200B**	**JMI 232**	**JMI 232**	**JMI 232**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI 153**
Num.		125	138	139	142	141	142	161	175	176	177	180	64	68	74	77	98	103	2	75	79	83	84
	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	Mag inclus	mph:c	Mag inclus	mph:c	mph:c	Mag inclus	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c
SiO_2	0.15	0.06	0.05	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.03	0.00	0.04	0.00	0.03	0.08	0.12	0.08	0.09	0.12	0.07	0.02
TiO_2	13.01	3.29	3.61	26.69	3.44	26.86	27.17	27.29	5.37	5.23	4.53	5.07	29.70	30.25	29.09	30.49	6.76	7.47	9.38	7.47	7.22	5.66	4.30
Al_2O_3	1.76	2.91	2.91	0.56	2.89	0.48	0.49	0.49	2.09	2.06	2.11	2.07	0.34	0.36	0.42	0.32	3.95	3.68	3.06	3.84	3.84	3.64	4.08
Cr_2O_3	0.14	0.14	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.26	0.12	0.17	0.06	0.07	0.11	0.09	0.10	0.05	0.01	0.00	0.28	0.26	0.20	0.20
FeOt	78.82	84.79	85.88	66.29	85.45	67.48	66.49	67.88	83.76	84.27	84.43	84.86	62.46	62.11	63.96	62.84	79.63	80.18	78.14	76.80	78.44	81.21	80.82
MnO	0.44	0.83	0.88	0.42	0.87	0.52	0.65	0.28	0.62	0.73	0.69	0.45	0.21	0.22	0.31	0.22	0.30	0.35	0.42	0.43	0.51	0.35	0.40
MgO	2.18	0.95	0.82	0.67	0.91	0.76	0.67	0.65	1.38	1.39	1.11	1.07	1.44	1.41	1.16	1.49	2.65	2.43	2.39	4.32	2.85	2.59	3.63
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.02	0.05	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01
CaO	0.03	0.06	0.00	0.00	0.04	0.00	0.013	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.13	0.08	0.00	0.00	0.06	0.01
Na_2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00
Total	96.52	93.03	94.22	94.73	93.65	93.11	95.49	96.63	93.48	93.85	93.08	93.61	94.32	94.59	95.04	95.49	93.49	94.42	93.59	93.26	93.25	93.78	93.48
TiO_2	12.95	3.38	3.65	26.59	3.51	26.34	26.87	26.54	5.46	5.28	4.59	5.09	29.94	30.48	29.02	30.39	7.09	7.71	9.74	8.05	7.64	5.90	4.57
Fe_2O_3	42.79	60.18	59.49	14.31	59.97	15.07	14.05	14.33	56.87	57.28	58.27	57.07	8.68	7.52	10.11	7.77	54.07	52.73	49.06	54.62	53.34	56.57	60.59
FeO	44.27	36.44	36.86	59.10	36.52	58.58	59.08	59.13	37.67	37.44	37.15	37.84	61.38	62.00	60.86	61.84	38.84	39.56	41.20	37.33	39.02	37.53	34.84

Magnétite

	MISTI 3								MISTI 4														
Ech.	JMI 153	JMI 55a	JMI 55a	JMI 55a	JMI 55a	JMI-55a	JMI-55a	JMI-55a	MIS0017	MIS0017	MIS0017	MIS0017	MIS0017	MIS0017	MIS0016	MIS0016	MIS0016	JMI-61	JMI-61	MI 1508	MI 1508	MI 1508	MI 1508
Num.	91	60	63	65	67	8	22	27	29	31	32	27	39	40	54	61		140	164	29	40	43	44
	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	Mag inclus	mph:c	mph:c	mph:c	Mag inclus	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c
SiO_2	0.04	0.15	0.12	0.45	0.12	0.13	0.02	0.11	0.10	0.03	0.05	0.17	0.20	0.08	0.05	0.09	0.11	0.03	0.14	0.08	0.13	0.09	0.03
TiO_2	6.80	13.69	14.13	13.88	11.90	11.54	6.53	13.40	7.37	6.25	6.16	9.44	8.96	6.09	7.00	9.68	10.64	12.19	10.32	7.26	6.72	7.16	6.98
Al_2O_3	3.78	1.84	1.66	1.70	2.10	2.37	3.31	1.85	2.91	1.35	2.21	2.09	2.27	1.49	2.26	2.10	2.81	2.17	3.49	4.32	4.28	4.36	4.12
Cr_2O_3	0.23	0.11	0.16	0.04	3.75	0.41	21.06	0.06	0.07	0.04	0.03	0.04	0.02	0.09	0.21	0.00	0.04	0.24	1.47	0.06	0.10	0.06	0.09
FeOt	79.23	75.17	75.88	76.75	74.31	77.20	60.33	77.00	79.89	82.49	82.68	77.82	78.17	83.19	80.25	77.95	75.21	76.43	74.37	79.66	80.01	80.19	80.01
MnO	0.39	0.45	0.42	0.49	0.38	0.41	0.45	0.49	0.40	0.40	0.42	0.51	0.47	0.51	0.39	0.45	0.41	0.40	0.40	0.32	0.30	0.30	0.29
MgO	3.32	1.70	1.83	1.69	1.96	2.36	2.69	2.11	2.47	1.98	1.58	2.05	2.16	1.57	2.04	2.26	3.10	3.16	3.98	2.86	2.83	2.96	2.83
K_2O	0.02	0.10	0.04	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.06	0.05	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02
CaO	0.01	0.12	0.08	0.09	0.14	0.05	0.06	0.05	0.09	0.05	0.05	0.10	0.05	0.04	0.06	0.05	0.24	0.05	0.08	0.03	0.09	0.00	0.04
Na_2O	0.02	0.00	0.04	0.15	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07	0.07	0.04	0.10	0.04	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	93.83	93.33	94.38	95.31	94.67	94.47	94.47	95.11	93.31	92.60	93.21	92.30	92.35	93.16	92.36	92.61	92.65	94.72	94.33	94.59	94.47	95.12	94.40
TiO_2	7.18	14.08	14.35	13.99	12.61	11.86	8.86	13.54	7.67	6.37	6.27	9.82	9.35	6.18	7.29	10.05	11.27	12.55	11.09	7.57	7.05	7.43	7.28
Fe_2O_3	55.03	39.98	39.67	39.69	41.89	44.88	41.88	41.65	53.35	56.14	55.33	48.86	49.76	55.89	53.89	48.75	47.25	44.87	47.69	53.22	54.22	53.56	53.96
FeO	37.79	45.93	45.98	46.32	45.50	43.26	49.26	44.81	38.98	37.49	38.41	41.31	40.89	37.94	38.82	41.20	41.48	42.58	41.23	39.20	38.74	39.01	38.77

	MISTI 4										
Ech.	JMI-168B	JMI-168B	JMI-168B	JMI-168B	JMI-168B	JMI-168B	JMI-64bis	JMI-64bis	JMI-64bis	JMI-64bis	JMI-64bis
Num.	103	104	90	110	115	116	119	127	137	144	146
	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c
SiO_2	0.10	0.04	0.07	0.08	0.05	0.09	0.04	0.09	0.11	0.19	0.07
TiO_2	9.04	9.47	9.22	9.53	9.15	9.51	13.60	9.63	9.27	9.38	10.43
Al_2O_3	2.13	2.16	2.24	2.64	2.24	2.18	2.01	2.06	2.16	1.98	2.04
Cr_2O_3	0.13	0.06	0.10	0.04	0.28	0.17	0.37	0.03	0.21	0.04	0.08
FeOt	77.67	78.14	77.57	77.86	78.13	78.87	73.27	77.60	79.13	76.98	77.49
MnO	0.39	0.50	0.41	0.51	0.46	0.47	0.34	0.48	0.49	0.55	0.51
MgO	3.59	3.55	3.66	3.60	3.45	3.50	4.33	3.43	3.25	3.29	3.33
K_2O	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.03	0.05
CaO	0.05	0.01	0.00	0.07	0.06	0.07	0.03	0.07	0.02	0.58	0.03
Na_2O	0.02	0.03	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	93.13	93.95	93.29	94.37	93.82	94.90	94.03	93.40	94.67	93.03	94.03
TiO_2	9.47	9.82	9.67	9.91	9.54	9.79	14.31	10.05	9.52	9.89	10.80
Fe_2O_3	51.65	51.03	51.33	50.65	51.35	50.89	43.04	50.44	50.99	51.02	48.78
FeO	38.88	39.15	39.00	39.44	39.11	39.32	42.65	39.51	39.49	39.09	40.41

Ilménite

	MISTI 3								
Ech.	JMI-67	JMI-67	JMI-67	JMI-171	JMI-171	JMI-171	JMI-71	JMI-71	JMI-37
Num.	7	9	10	113	115	116	117	119	154
	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c	mph:c
SiO_2	0.19	0.19	0.29	0.16	0.03	0.07	0.55	0.11	0.07
TiO_2	44.16	44.46	47.83	46.52	46.76	46.87	44.49	42.89	42.62
Al_2O_3	0.12	0.17	0.09	0.22	0.00	0.08	0.11	0.21	0.20
Cr_2O_3	0.10	0.07	0.05	0.11	0.00	0.07	0.00	0.02	0.03
FeOt	50.56	50.68	47.83	48.81	49.30	49.37	51.76	53.54	50.98
MnO	0.62	0.70	0.65	0.58	0.74	0.57	0.67	0.87	0.46
MgO	1.43	1.60	1.74	1.34	1.38	1.48	1.53	1.44	2.42
Total	97.17	97.86	98.48	97.73	98.20	98.50	99.12	99.07	96.77
TiO_2	44.00	44.09	47.33	46.15	46.04	46.05	43.59	41.87	42.90
Fe_2O_3	15.61	15.64	9.06	10.81	11.39	11.49	15.86	19.92	19.54
FeO	40.40	40.27	43.61	43.04	42.57	42.46	40.55	38.22	37.55

Biotite

Ech.	MI 0508	MI 0508	MI 0508	MI 0508	MI 0508	MI 0508	MI 0508
Num.	124	126	131	132	133	141	143
	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c
SiO_2	38.35	37.84	37.70	37.61	37.08	38.52	37.17
TiO_2	3.58	3.42	3.53	3.79	3.90	3.32	3.59
Al_2O_3	15.74	15.77	15.71	15.30	16.21	16.18	15.92
Cr_2O_3	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
FeO	14.51	15.09	14.35	14.01	15.30	13.67	15.35
MnO	0.28	0.28	0.23	0.25	0.27	0.28	0.33
MgO	13.44	12.64	12.85	13.84	13.26	12.67	13.21
CaO	0.20	0.19	0.19	0.05	0.15	0.13	0.23
Na_2O	0.07	0.12	0.13	0.11	0.45	0.13	0.18
K_2O	7.24	7.44	8.20	8.78	7.66	7.38	6.91
Mg#	0.009	0.006	0.000	0.000	0.007	0.001	0.000
Fe/(Fe+Mg	0.991	0.994	1.000	1.000	0.993	0.999	1.000

Verre

	MISTI 2												MISTI 3										
Ech.	**JMI 153**	**JMI 153**	**JMI-52**	**JMI-52**	**JMI-52**	**JMI-52**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI-48**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI 55a**	**JMI-71-1**	**JMI-71-1**	**JMI-71-1**	**JMI-71-1**	**JMI-71-1**	**JMI 232**	**JMI 200B**	**JMI 200B**	**Mi 0508**	**Mi 0508**	**Mi 0508**
Num.	92	21	197	198	200	201	5	6	7	23	24	25	149	151	153	154	157	11	90	91	1	2	4
	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase
SiO_2	64.79	67.61	67.13	68.51	69.37	68.42	75.30	76.36	74.95	72.35	73.97	70.83	67.36	67.02	67.25	66.42	67.04	60.32	72.57	72.86	72.54	72.87	73.50
TiO_2	0.19	0.48	0.53	0.51	0.45	0.82	0.77	0.94	0.53	1.02	1.03	1.11	0.62	0.55	0.66	0.64	0.63	0.27	0.28	0.28	0.19	0.09	0.15
Al_2O_3	19.10	18.38	15.36	15.55	15.90	15.16	12.50	12.33	12.93	13.20	12.50	13.41	15.88	16.45	15.79	16.09	16.10	17.62	12.70	12.83	13.21	13.39	13.43
FeOt	0.83	0.76	2.57	1.96	1.53	2.72	1.35	1.21	0.97	2.09	2.08	2.14	2.71	2.95	2.89	3.10	2.94	6.37	1.14	1.19	0.74	0.69	0.69
MnO	0.01	0.01	0.04	0.10	0.04	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.02	0.09	0.07	0.04	0.33	0.09	0.03	0.00	0.05	0.07
MgO	0.00	0.10	1.46	0.71	0.37	0.87	0.05	0.09	0.14	0.09	0.18	0.01	0.98	0.97	1.05	1.13	1.03	4.61	0.19	0.20	0.27	0.18	0.16
CaO	2.68	2.41	3.41	2.51	2.65	2.55	0.32	0.21	0.60	0.33	0.61	0.38	2.84	3.20	2.93	3.02	2.90	5.51	0.86	0.95	0.84	0.84	0.79
Na_2O	5.86	6.91	4.53	4.68	5.01	4.47	2.45	2.39	2.84	4.02	3.77	4.26	4.47	4.71	4.51	4.72	4.67	4.63	2.25	2.64	3.89	4.12	4.09
K_2O	4.65	3.19	3.44	3.78	3.82	3.90	5.68	5.67	5.76	5.80	5.43	5.77	3.59	3.14	3.47	3.30	3.37	0.85	5.16	4.88	3.37	3.54	3.48
Cr_2O_3	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00				0.06	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00
P_2O_5		0.03	0.07	0.13	0.20	0.25	0.23	0.29	0.17	0.31	0.28	0.51	0.22	0.17	0.13	0.15	0.11				0.29	0.09	0.06
Total	98.12	99.93	98.54	98.43	99.34	99.22	98.65	99.53	98.89	99.26	99.85	98.43	98.80	99.19	98.76	98.64	98.83	100.54	95.24	95.87	95.36	95.91	96.44

		MISTI 4																				
Ech.	**Mi 0508**	**MIS0016**	**MIS0017**	**MIS0017**	**MIS0017**	**MI 1508**	**MI 1508**	**MI 1508**	**JMI-61**	**JMI-61**	**JMI-61**	**JMI-61**	**JMI-61**	**JMI-61**	**JMI-61**	**JMI168B**	**JMI168B**	**JMI168B**	**JMI-64bis**	**JMI-64bis**	**JMI-64bis**	**JMI-64bis**
Num.	5	23	41	44	45	17	18	52	190	191	192	193	194	195	196	86	88	99	1	2	3	4
	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase	mésostase
SiO_2	72.77	72.18	74.13	74.47	73.47	62.89	64.56	64.52	75.51	78.03	76.01	70.66	70.89	70.55	71.31	71.60	71.42	70.80	71.23	72.03	72.05	71.80
TiO_2	0.06	0.40	0.27	0.39	0.31	0.73	0.53	0.65	0.17	0.14	0.14	0.97	0.94	0.86	0.62	0.97	0.93	1.14	0.82	0.89	1.03	0.98
Al_2O_3	13.78	13.15	12.64	12.74	12.77	16.04	17.65	17.17	11.90	11.32	11.86	13.65	13.63	14.54	12.74	13.99	13.94	13.12	13.34	13.63	13.46	14.09
FeOt	0.71	1.72	1.38	1.19	1.40	5.79	4.18	4.50	1.21	0.94	0.91	2.88	2.70	2.77	2.37	2.68	2.52	2.88	2.50	2.54	2.60	2.18
MnO	0.02	0.09	0.04	0.00	0.03	0.17	0.17	0.10	0.07	0.08	0.07	0.04	0.00	0.05	0.10	0.07	0.00	0.05	0.00	0.15	0.02	0.08
MgO	0.24	0.31	0.24	0.30	0.27	2.18	1.36	1.66	0.06	0.07	0.07	0.55	0.57	0.55	0.37	0.48	0.42	0.72	0.52	0.42	0.43	0.40
CaO	0.80	1.25	0.98	0.87	1.06	4.18	4.84	3.96	1.01	0.84	0.92	1.48	1.21	1.73	1.18	1.25	1.47	1.39	1.04	1.18	0.98	1.00
Na_2O	3.92	3.57	2.57	3.02	3.16	5.09	5.18	4.73	3.44	2.98	3.17	3.94	4.01	4.11	3.65	2.66	4.53	2.66	4.34	4.45	3.06	4.68
K_2O	3.50	4.76	4.47	4.61	4.84	2.64	1.97	2.87	5.53	5.27	5.52	4.66	4.28	4.40	5.38	4.89	5.15	4.94	5.43	5.06	5.04	5.38
Cr_2O_3	0.04	0.06	0.04	0.00	0.00			0.03	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00				
P_2O_5	0.09					0.34	0.17		0.02	0.00	0.00	0.18	0.12	0.12	0.08		0.14		0.14	0.23	0.23	0.23
Total	95.93	97.48	96.78	97.59	97.32	100.04	100.61	100.19	98.92	99.68	98.71	99.00	98.36	99.70	97.79	98.65	100.52	97.71	99.37	100.59	98.89	100.82

ANNEXE 4. Analyses chimiques des roches du volcan Misti

Type	Lave	Lave	Lave	Lave	Lave	Lave	Coulée de blocs et cendres	Lave	Lave	Lave	Lave	Lave	Lave	Ignimbrite	Lave	Lave	Lave	Lave	Lave	Lave	Lave
Localisation	Flanc SW	Flanc SW	Flanc SSW	Flanc NNE	Flanc NNE	Flanc NNE	Q. Guarangal	Q. Guarangal	Q. Guarangal	Q. Guarangal	Q. Agua Salada	Flanc WNW	Flanc WNW	Flanc WNW	Flanc NW	Flanc NW	Flanc NW	Secteur Pacheco	Flanc SSW	Flanc WNW	Flanc WNW
Etape	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2
Nº Ech.	**MIS-2**	**MIS-6**	**MIS-7**	**MIS-18**	**MIS-19**	**MIS-22**	**MIS-35**	**MIS-36**	**MIS-45**	**MIS-49**	**MIS-53**	**MIS-63**	**JMI-48**	**JMI-49**	**JMI-50**	**JMI-51**	**JMI-52**	**JMI-118**	**JMI-124**	**JMI-143**	**JMI-144**
(% pds.)																					
SiO_2	60,7	60,7	61,3	60.00	60,8	59.00	60,7	61,8	62,15	59,85	60,2	59,5	60,6	59,2	58,8	61,8	60,25	58.00	58,3	63.00	58,5
TiO_2	0,77	0,69	0,69	0,75	0,78	0,88	0,76	0,62	0,72	0,77	0,74	0,75	0,79	0,8	0,86	0,64	0,79	0,9	0,9	0,54	0,85
Al_2O_3	16,8	16,95	17,05	16,82	17,15	17,25	17,35	17,25	16,1	16,8	17.00	17,65	17.00	16,9	17,5	17,55	16,84	16,95	17,6	17,35	17,45
Fe_2O_3	5,82	5,65	5,81	5,92	6.00	6,5	5,8	5,45	5,26	5,93	5,67	6,45	6,05	6,2	6,55	5,54	6,12	6,58	6,95	4,92	6,62
MnO	0,09	0,09	0,09	0,1	0,09	0,09	0,08	0,1	0,09	0,1	0,09	0,1	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,1	0,08	0,1	0,1
MgO	2,62	2,3	2,63	2,45	2,73	3,26	2,65	2,38	2,39	2,75	2,68	3,15	2,67	3.00	3,11	2,12	2,65	3,16	3,18	1,58	3,03
CaO	5,12	5,2	5,25	5,45	5,45	6,1	5,5	5,16	4,95	5,48	5,48	5,86	5,15	5,53	5,98	5,03	5,12	5,8	5,75	4,46	5,54
Na_2O	4,2	4,15	4,22	4,2	4,05	4,1	4,16	4,14	4,02	4,27	4,28	4,03	4,28	4,16	4,33	4,3	4,23	4,34	4,6	4,62	4,41
K_2O	2,54	2,36	2,3	2,5	2,35	2,18	2,29	2,25	2,7	2,57	2,52	1,92	2,55	2,27	2,02	2,33	2,54	2,47	2,26	2,48	2,19
P_2O_5	0,3	0,28	0,25	0,33	0,25	0,29	0,24	0,24	0,25	0,34	0,31	0,26	0,29	0,25	0,27	0,23	0,29	0,35	0,33	0,26	0,29
LOI	0,61	1,08	0,1	0,71	0,25	0,53	0,27	0,46	0,86	0,65	0,48	0,36	0,46	1,38	0,08	0,33	0,72	0,88	0,25	0,19	0,43
Total	99,57	99,45	99,69	99,23	99,9	100,18	99,8	99,85	99,49	99,51	99,45	100,03	99,93	99,78	99,59	99,96	99,64	99,53	100,2	99,5	99,41
(ppm)																					
Rb	49	47	45	50	48	43,5	48	42,5	60	76	52	41,5	50	43	34	46	52	47,5	43	46,5	41
Sr	840	810	767	915	785	875	805	760	732	970	921	770	855	785	840	770	855	972	1000	810	878
Ba	1175	1080	1060	1160	1040	1050	1015	1075	1075	1210	1210	945	1165	1010	925	1055	1180	1200	1000	1110	900
Sc	10.0	9,5	11,6	9,5	11,6	11,5	16,7	10.0	9,3	10,6	10,4	12,4	9,9	11,5	11,2	8,5	9,9	12	12,4	5,2	11,9
V	125	112	130	124	150	156	144	110	125	130	117	132	124	143	157	105	128	143	152	69	139
Cr	46	18	38	24	26	50	25	25	34	20	32	54	48	49	66	15	52	39	37	8	41
Co	16	15	17	16	18	41	18	15	16	17	16	20	17	24	20,5	14,5	18	20	26	9	18
Ni	23	16	23	18	23	30	22	17	21	21	20	28	30	33	37	16	32	34	34	8	28
Y	11,7	12,2	11,8	13,5	12	11,7	11	12	12,5	13,4	12,6	13,5	11,8	13,1	11,8	12	11,8	13,1	12,6	12.0	13,3
Zr	184	172	163	173	174	173	154	155	154	172	170	148	181	160	150	165	182	207	180	185	175
Nb	7,3	6,9	6,5	8.0	5,9	5,9	5,7	5,9	8.0	8,2	7,4	5,3	7,3	6,1	5,7	6,2	7.0	6,4	6.0	6,6	6,5
La	37	34,5	29	40	28	30,5	28,5	28,5	32	44	40	28,5	38	31	25	30	37	45	38	36	31
Ce	70	65	55	77	55	60	55	54	61	82	75	50,5	72	61	51	58	71	87	77	66	62
Nd	32	29,5	25,5	35	26	29	25,5	23,5	27	35	33	28	30,5	28	25	25	29	36	31	29	30
Sm													5,2	5,1	4,8	4,5	5,3	6,1	5,3	4,85	4,8
Eu	1,36	1,26	1,14	1,42	1,18	1,29	1,15	1,09	1,17	1,4	1,35	1,3	1,35	1,34	1,31	1,22	1,38	1,55	1,42	1,26	1,4
Gd													3,6	3,7	3,6	3,2	3,5	4,2	4,15	3,8	4.0
Dy	2,2	2,2	2,2	2,2	2,15	2,1	2,1	2,2	2,25	2,55	2,45	2,4	2,35	2,4	2,35	2,15	2,3	2,6	2,55	2,25	2,35
Er	1,2	1,3	1,3	1,3	1,25	1,2	1,15	1,3	1,4	1,4	1,3	1,45	1,3	1,35	1,25	1,4	1,25	1,2	1,2	1,2	1,2
Yb	0,95	1,03	1,03	1,1	0,97	0,9	0,91	1,05	1,06	1,1	1,08	1,09	0,95	1,05	0,93	1,02	1.00	1,01	1,01	1,06	1,12
Th	3,6	3,4	3.0	3,8	3,45	2,9	3,55	2,2	4,4	3,9	3,5	2.0	3,8	2,65	4.0	3,4	3,45	3,9	3,25	3,8	2,85
Cs																					
Pr																					
Tb																					
Ho																					
Tm																					
Lu																					
Hf																					
Ta																					
Pb																					
U																					

Type	Lave	Lave	Coulée de blocs et cendres	Lave	Lave	Lave	Coulée de ponces	Lave	Coulée de ponces	Scorie	Scorie	Ponce	Ponce	Coulée de scories	Lave	Lave	Scorie	Coulée de blocs et cendres	Dôme de lave	Bombe	Coulée de ponces
Localisation	Flanc NW	Q. San Lazaro	Q. Pastores	Flanc NE	Flanc NE	Flanc NW	Flanc NW: río Chili	Flanc NNE	Q. Guarangal	Flanc NNE	Q. San Lazaro	Q. San Lazaro	Q. San Lazaro	Q. San Lazaro	Q. Guarangal	Q. Guarangal	Q. Guarangal	Q. Agua Salada	Q. Agua Salada	Q. Guarangal	Q. Guarangal
Etape	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 2	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3
Nº Ech.	**JMI-146**	**JMI-208**	**MIS-02-05b**	**JMI-55**	**JMI-55a**	**JMI-153**	**MI-1208**	**MIS-21**	**JMI-196**	**MIS-20**	**MIS-24**	**MIS-26**	**MIS-27**	**MIS-30**	**MIS-31c**	**MIS-31s**	**MIS-40**	**MIS-51**	**MIS-46**	**MIS-56**	**MIS-57**
(% pds.)																					
SiO_2	59,7	61.00	61,6	60,4	58,8	57,5	58,43	61.00	60,2	59,5	58.00	60,3	62.00	58,3	60.00	59.00	59.00	60,2	63.00	58.00	58,8
TiO_2	0,7	0,62	0,669	0,79	0,86	0,87	0,79	0,75	0,75	0,83	0,92	0,65	0,63	0,84	0,62	0,77	0,82	0,73	0,68	0,95	0,76
Al_2O_3	17,6	17,14	17,1	17,5	17,5	17,3	17,5	17,05	16,9	17,25	16,8	17,05	17,25	17,16	17,45	17,35	17,45	16,7	16.00	17,1	17,75
Fe_2O_3	6,55	5,6	4,93	6,08	6,49	6,91	6,59	6,1	5,72	6,25	6,75	5,67	5,63	6,5	5,79	6,4	6,57	5,65	5,05	6,9	6,6
MnO	0,11	0,1	0,09	0,09	0,09	0,1	0,1	0,1	0,08	0,09	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,09	0,09	0,1	0,11
MgO	2,64	2,35	1,62	2,73	3,14	3,63	2,96	2,7	2,56	2,81	3,63	2,51	2,44	3,2	2,55	3,07	3,23	2,63	2,24	3,66	2,99
CaO	5,75	4,93	4,24	5,48	6,04	6,3	5,83	5,52	4,93	5,8	6,45	5,2	5,4	6.00	5,45	5,9	6,28	5,32	4,8	6,28	6,14
Na_2O	4,15	4,43	4,16	4,28	4,4	4,55	4,17	4,01	4,2	4,2	3,98	3,65	4,11	4,12	4,15	4,12	4,02	4,3	4,1	4,19	4,07
K_2O	2,03	2,22	3,43	2,32	2.00	2,4	2,2	2,22	2,28	2,09	2,05	2,15	2,16	2,06	2,14	2,02	2,1	2,55	2,78	2,09	2,07
P_2O_5	0,29	0,24	0,352	0,24	0,26	0,33	0,3	0,27	0,23	0,3	0,34	0,25	0,25	0,3	0,23	0,26	0,29	0,31	0,25	0,32	0,25
LOI	0,18	0,76		0,1	0,37	0,23	0,8	-0,07	1,5	0,64	0,69	2,63	0,02	1,73	0,84	0,9	0,29	0,98	0,58	0,11	0,53
Total	99,7	99,39	98,19	100,01	99,95	100,12	99,67	99,65	99,35	99,76	99,71	100,16	99,99	100,31	99,32	99,89	100,15	99,46	99,57	99,7	100,07
(ppm)																					
Rb	39	43	63	50	34	43,5	39,7	42,5	41	37,5	41,5	42,5	43,5	38	39,5	37	40	51,5	60	40	40,5
Sr	813	780	685	810	850	1035	809,9	760	786	817	932	732	754	874	785	812	835	910	714	937	765
Ba	1035	1055	1126	1035	925	1200	953	1035	980	930	1060	1025	1061	1050	974	952	1020	1155	1080	1065	945
Sc	11	10,2	9	11,4	11,5	15	11	11,2	9,3	10.0	14,4	10,1	10,2	12.0	11.0	13,2	11,4	10,4	9.0	14.0	11,5
V	127	108	69	148	165	165	140	132	127	146	168	116	115	135	124	145	140	122	120	161	141
Cr	21	28	3	26	72	53		30	40	44	72	24	27	55	15	30	45	30	33	64	16
Co	18	15	10	19	21	21	18,5	18	15,5	21	25	19	16	21	16	20	36	16	15	24	21
Ni	18	20	4	28	40	42	21	22	26	23	36	18	19	30	16	28	28	21	20	34	18
Y	13,8	12.0	17	11,8	11,6	15	13,5	12,5	10,7	11,3	13	13	12	12,7	12,6	13,6	13	12,5	12,2	13,2	13,7
Zr	155	165	252	162	148	186	152,9	162	132	150	173	156	145	156	140	146	160	170	152	168	152
Nb	6.0	6,3	8	5,7	5,4	6,4	5,4	6,3	5,9	6,3	7,2	6,1	5,9	5,6	5,5	5,4	5,8	7,2	8,2	7,2	5,4
La	28	28	40	29	25	48	25,6	29	29	24	36	27,5	28	27,5	24	25	32	37	32	37	25
Ce	57	52	76,58	56	50	91	53,2	57	54	49	69	55	54	56	47	50	63	70	62	72	51
Nd	26	24	32,68	24,5	24	39	27,2	27	25	25	33	25	24	28	22	23,5	29,5	31	26,5	33	24
Sm	4,5	4,05	5,65	4,35	4,6	5,8	4,53		4,35												
Eu	1,2	1,09	1,73	1,2	1,27	1,48	1,26	1,22	1,2	1,18	1,42	1,15	1,12	1,32	1,09	1,18	1,34	1,3	1,17	1,45	1,18
Gd	3,4	3,05	4,89	3,25	3,25	4,05	3,59		3,5												
Dy	2,5	2,15	2,59	2,2	2,2	2,6	2,59	2,3	2,1	2,15	2,45	2,2	2,1	2,25	2,1	2,5	2,45	2,25	2,15	2,6	2,4
Er	1,3	1,1	1,38	1,3	1,25	1,3	1,41	1,3	1.0	1,2	1,3	1,4	1,3	1,2	1,3	1,5	1,35	1,3	1,3	1,3	1,4
Yb	1,13	1,06	1,35	0,98	0,9	1,16	1,19	1,1	0,85	0,88	1,08	1,1	1,05	1,02	1,17	1,18	1,07	1,16	1,05	1,1	1,16
Th	2,45	2,6	3,99	3,45	1,75	3,2	2,2	2,9	2,7	2.0	2,9	2,65	2,9	2,3	2.0	2,1	2,4	3,4	4,5	2,5	2,5
Cs			1,06				0,8														
Pr			8,91				6,72														
Tb			0,62				0,42														
Ho			0,51				0,46														
Tm			0,23				0,2														
Lu			0,24				0,18														
Hf			6,25				4,5														
Ta			0,46				0,2														
Pb			16,53																		
U			0,61				0,5														

Type	Coulée de ponces	Coulée de scories	Ignimbrite	Ponce Autopista	Coulée de ponces	Ignimbrite	Bombe	Lave	Lave	Lave	Coulée de ponces	Lave	Lave	Coulée de ponces	bombe noire	Ponces de retombée	Ponces de retombée	Ponces de retombée	Ponces de retombée	Ponces de retombée	Ponces de retombée
Localisation	Barrage Aguada Blanca	Q. Agua Salada	Q. San Lazaro	Route Chachani	Q. Pastores	Sommet	Q. Cangallo	Sector Pacheco	Sector Pacheco	Q. San Lazaro		Flanc NE	Flanc NE	Q. San Lazaro	Q. Agua Salada	Sector Cacayacu	Q. Carabaya	Q. Carabaya	Q. Carabaya	Q. Guarangal	Q. Pastores
Etape	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3
Nº Ech.	**MIS-67**	**JMI-6**	**JMI-43**	**JMI-45**	**JMI-54**	**JMI-62**	**JMI-71**	**JMI-113**	**JMI-117A**	**JMI-125**	**JMI-134**	**JMI-56**	**JMI-57**	**JMI-41a**	**JMI-204**	**JMI-219**	**JMI-231**	**JMI-232**	**JMI-233**	**MIS-99-04**	**MIS-99-10A**
(% pds.)																					
SiO_2	58,2	62,1	60,2	59,7	62,7	58,8	60,6	60,1	61,7	61.00	69,1	59.00	59.00	57,86	58,3	63,5	57,3	60,8	58,85	60,5	58
TiO_2	0,77	0,92	0,69	0,66	0,58	0,82	0,75	0,73	0,65	0,68	0,23	0,81	0,92	0,77	0,86	0,51	0,94	0,55	0,88	0,691	0,888
Al_2O_3	17,3	16,15	17,31	17,25	16,15	17,8	17,2	17,55	17,4	17,15	14,65	17,55	16,72	17,53	17,54	15,9	17,1	17,3	16,9	17,2	17,2
Fe_2O_3	6,78	5,68	5,97	5,46	4,77	6,34	5,72	6,38	5,65	5,8	1,92	6,66	6,3	6,64	6,96	4,15	6,8	5,16	6,36	5,6	6,56
MnO	0,12	0,07	0,11	0,1	0,09	0,09	0,08	0,1	0,09	0,09	0,09	0,1	0,09	0,11	0,1	0,07	0,1	0,1	0,09	0,095	0,102
MgO	3,02	2,41	2,54	2,14	2,04	2,89	2,49	2,82	2,18	2,56	0,54	3,26	2,95	2,95	3,35	1,63	3,43	1,66	3,23	2,68	3,32
CaO	6,05	4,64	5,07	4,89	4,07	5,5	5,03	5,55	4,95	5,24	1,71	5,95	5,67	5,86	6,1	3,64	5,94	4,56	5,6	5,35	5,97
Na_2O	3,9	4,29	4,24	4,09	3,8	4,24	4,23	4,25	4,4	4,4	4.00	4,24	4,24	4,18	4,34	3,2	4,2	4,53	4,3	4,25	4,3
K_2O	2.00	2,96	2,23	2,33	2,53	2,03	2,4	2,11	2,25	2,26	3,13	2,02	2,37	2,1	2,04	3.00	2,08	2,49	2,27	2,3	2,08
P_2O_5	0,27	0,27	0,25	0,25	0,22	0,27	0,22	0,25	0,26	0,26	0,14	0,22	0,3	0,24	0,28	0,17	0,34	0,32	0,29	0,246	0,3
LOI	1,15	0,13	0,98	2,55	3,07	0,78	0,87	-0,02	-0,05	0,02	3,92	0,01	1,09	1,26	0,56	4,53	1,85	2,53	0,86		
Total	99,56	99,62	99,59	99,63	100,02	99,56	99,59	99,82	99,48	99,46	99,43	99,82	99,65	99,5	100,43	100,3	100,08	100.00	99,63	98,91	98,72
(ppm)																					
Rb	39,5	83	42,5	48	52,5	37	53	41	44,5	42,5	66,5	39	46	41	38	71	40	47,5	42	44	35
Sr	755	726	787	774	640	844	788	800	760	790	454	809	928	772	830	590	970	785	837	793	862
Ba	936	975	1050	1112	1045	970	1040	900	1050	1060	1180	925	1105	960	880	1250	1100	1120	990	1009	983
Sc	12,5	8,8	10,6	8,3	7,8	10,5	10,1	11,5	9	10,6	3	12,6	10,9	12,1	13,6	8	13,8	5,8	12,5	12	13
V	148	133	124	104	85	142	134	128	105	124	13	161	149	150	167	87	158	77	148	121	147
Cr	18	42	26	17	25	32	25	38	18	36	4	51	63	17	36	28	84	5	59	32	57
Co	36	17	17	19	20,5	20	20	18	17	17	3	22	20	27	24	12	23	15,5	21	16	20
Ni	20	25	22	16	20	29	26	23	20	25	5,5	37	36	22	31	18	42	8	36	22	31
Y	13,7	13,2	13	12,8	11,7	11	11.0	14	12,6	11,8	10,7	12	12,6	14	13,6	13,5	13,7	13,7	12,4	13	14
Zr	156	120	158	182	63	143	157	170	150	165	71	141	169	155	155	165	185	195	175	156	162
Nb	5,4	7,9	6,1	6,5	6,9	5,9	5,3	6,2	6,6	6,1	8.0	5.0	6,7	5,3	6,1	7,1	7,2	6,7	7.0	6	4
La	25,5	37	29	33	32	24	29	30,5	31	28	34	24	35,5	25,5	24,5	34,5	41	32	29	26,4	25,4
Ce	51,5	75	55	63	60	49	56	63	62	54	61	47	70	50	47	57	73	60	53	53,7	54,3
Nd	24	32	23	27	23	26	26	26	25	23	25	22,5	31,5	23,7	25	30	36	26,5	27	23,5	25,9
Sm		5,8	4,4	4,6	4,35	4,45	4,4	4,8	4,7	4,3	3,85	4,1	5,6	4,4	4,7	4,9	6.0	4,7	5.0	4,01	4,58
Eu	1,2	1,37	1,18	1,21	1,1	1,25	1,17	1,25	1,2	1,18	0,89	1,16	1,44	1,22	1,24	1,12	1,52	1,16	1,34	1,08	1,25
Gd		4,4	3,3	3,3	3,1	3.0	3,4	3,8	3,4	3,35	2,75	3,2	3,8	3,5	3,5	3,85	4,3	3,9	3,95	3,21	3,69
Dy	2,5	2,5	2,4	2,35	2,15	2,2	2,1	2,55	2,25	2,05	2,05	2,25	2,5	2,6	2,4	2,5	2,65	2,5	2,2	2,23	2,48
Er	1,4	1,35	1,45	1,3	1,3	1,2	1,3	1,2	1,1	1,1	1.0	1,2	1,35	1,4	1,2	1,3	1,3	1,35	1,2	1,1	1,23
Yb	1,22	1,02	1,16	1,1	1.00	0,93	0,91	1,1	0,99	1,01	0,96	1,02	1,01	1,2	1,12	1,14	1,11	1,22	1,07	0,99	1,08
Th	2,6	4.0	2,8	3,4	4.0	2,1	3,65	2,65	3,1	2,5	4,9	2,55	3,1	2,75	2,35	6.0	3,25	3.0	2,9	2,8	2,28
Cs																				1,05	0,8
Pr																				6,27	6,59
Tb																				0,4	0,45
Ho																				0,41	0,45
Tm																				0,15	0,16
Lu																				0,15	0,16
Hf																				4,05	4,16
Ta																				0,34	0,27
Pb																				14,35	12,54
U																				0,42	0,36

Type	Ponces de retombée	Ponces de retombée	Ponces rhyolitiques	Ponces rhyolitiques	Ponces rhyolitiques	Ponces rhyolitiques	Ponces sacaroides	Coulée de blocs et cendres	Coulée de scories	Coulée de scories	Retombée de cendres	Coulée de blocs et cendres	Bloc dans coulée	Lave	Lave	Lave	Lave	Lave	Lave	Lave	Lave
Localisation	Q. Pastores	Q. Pastores	Chiguata	Cayma	Cayma	Q. Pastores	Q. Pastores	Q. Grande	Q. Pastores	Q. Pastores	Q. Grande	Q. Honda	Q. Carabaya	Crête nord et sommet	Flanc WNW	Crête nord et sommet	Crête nord et sommet	Sommet et flanc WNW	Sommet et flanc WNW	Sommet du volcan	Cratère historique
Etape	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3	Mis 3
Nº Ech.	**MIS-99-10B**	**MIS-02-02**	**MI-0208A**	**MI-0308**	**MI-0408**	**MI-0508**	**MI-0708**	**MIS-02-03**	**MIS-02-04a**	**MIS-02-04 a+b**	**MIS-02-06**	**MIS-02-08**	**JMI-237**	**JMI-59**	**MIS-62**	**JMI-66**	**JMI-67**	**JMI-155**	**JMI-159**	**JMI-169**	**JMI-171**
(% pds.)																					
SiO_2	59,5	61,6	70,67	70,19	69,35	69,61	62,86	60	59,7	57,7	59,5	59,2	60.00	57,9	58,5	61.00	59,15	59,85	56.00	59,2	60,2
TiO_2	0,733	0,588	0,16	0,16	0,16	0,16	0,62	0,772	0,729	0,891	0,872	0,989	0,85	0,95	0,85	0,79	0,87	0,81	0,89	0,85	0,87
Al_2O_3	17,5	16,7	14,66	14,37	14,53	14,35	14,91	16,9	17,1	17	16,9	16,6	16,9	16,8	17,6	17,2	17,6	17.00	16,9	17,4	16,8
Fe_2O_3	6,1	5,04	1,34	1,18	1,46	1,44	5,39	5,88	6,14	6,62	6,47	6,29	6,35	6,4	6,87	6.00	6,38	6,25	7,03	6,52	6,75
MnO	0,104	0,096	0,09	0,08	0,09	0,09	0,1	0,089	0,103	0,1	0,093	0,09	0,09	0,09	0,1	0,09	0,09	0,09	0,1	0,09	0,09
MgO	2,94	2,16	0,42	0,37	0,45	0,38	2,26	2,85	2,82	3,33	3,44	3,21	3.00	2,97	3,29	2,64	2,97	2,97	3,55	3,12	3,6
CaO	5,75	4,51	1,4	1,3	1,52	1,27	3,61	5,4	5,41	5,95	5,57	5,73	5,6	5,78	6,2	5,17	5,85	5,25	6,33	5,9	5,47
Na_2O	4,18	3,98	3,8	4,07	3,86	3,96	3,6	3,91	3,92	4,07	3,99	4,22	4,24	4,04	4,2	4,39	4,43	4,4	3,98	4,5	4.00
K_2O	2,13	2,3	3,89	3,57	3,63	3,49	2,87	2,21	2,33	2,08	2,19	2,35	2,35	2,4	2,08	2,57	2,05	2,57	2,48	2.00	2,11
P_2O_5	0,252	0,21	0,11	0,09	0,15	0,13	0,24	0,251	0,253	0,296	0,244	0,327	0,26	0,3	0,27	0,29	0,28	0,3	0,35	0,27	0,23
LOI			3,3	4,4	4,6	4,9	3,3						0,09	1,86	-0,08	-0,1	0,1	0,29	1,39	-0,04	0,13
Total	99,19	97,18	99,84	99,78	99,8	99,78	99,76	98,26	98,51	98,04	99,27	99,01	99,73	99,49	99,88	100,04	99,77	99,78	99.00	99,81	100,25
(ppm)																					
Rb	38	46	71,7	71,3	73,6	71	55,5	40	41	34	46	45	49,5	46	39	52	35	54	49,5	33	42,5
Sr	786	715	376,9	343,5	385,8	332,7	517,5	790	775	868	778	886	805	925	805	870	873	918	1055	847	754
Ba	935	921	1199	1129	1205	1151	987	941	934	962	945	1003	1045	1065	970	1170	940	1125	1150	928	960
Sc	16	9	2	2	2	2	9	12	11	16	14	15	12,6	11,4	12,4	10.0	10,7	11,8	15,2	11,5	15,6
V	125	94	8	8	13	18	101	131	128	150	160	149	153	155	163	128	155	145	172	161	164
Cr	25	37	6		5			44	28	67	85	77	34	55	27	49	57	60	42	66	92
Co	18	12	0,5	0,9	0,2	0,9	12,9	16	16	20	18	19	18	20	20	17	19	19	24	18	23
Ni	23	17	2	<20	5,5	<20	20	25	20	34	41	38	32	37	28	29	37	35	36	33	50
Y	13	13	9,5	9,6	11,3	9,4	12,7	10	16	14	14	15	12,4	12,2	14	11,5	11,4	14,6	14,4	11.0	11,8
Zr	146	164	130,5	118,3	120,6	118,8	179	162	157	170	165	184	165	172	154	184	154	165	185	150	160
Nb	6	9	8,5	9,1	8,7	7,7	7,6	8	8	5	7	9	6.0	6,4	5,6	6,8	5,6	5,8	7,1	5,5	5,7
La	28,9	26,7	27	27	26,9	24,5	31,2	29,1	29,4	26,8	29,1	32,3	32	34	26	37,5	26,5	44	47	24	24
Ce	60,9	53,9	51,9	51,2	52,4	48,6	62	53,7	56,8	51,5	55,0	64,1	59	67	53	71	54	81	85	46,5	48
Nd	25,5	20,1	21,4	20,8	20,5	18,2	27,9	23,4	25,8	22,2	24,3	27,8	29	30	26	33	29	38	36	24	24
Sm	4,35	3,74	2,96	3,02	3,43	2,8	4,39	4,31	5.0	4,23	4,58	5,26	5,2	5,2		5,2	5.0	6.0	6,2	4,25	3,7
Eu	1,25	1,33	0,69	0,73	0,78	0,71	0,97	1,45	1,62	1,44	1,51	1,67	1,29	1,41	1,27	1,34	1,35	1,43	1,5	1,23	1,18
Gd	3,1	3,42	2,11	2,19	2,3	2,03	3,31	3,81	4,44	3,83	4,01	4,68	3,8	3,8		3,4	3,85	4,5	4,25	3,2	3,15
Dy	2,34	1,92	1,74	1,53	2,05	1,68	2,25	2,05	2,47	2,31	2,34	2,39	2,45	2,35	2,6	2,25	2,25	2,85	2,75	1,9	2.0
Er	1,24	1,02	0,89	0,99	1,02	0,84	1,2	1,02	1,31	1,24	1,19	1,16	1,2	1,35	1,3	1,25	1,4	1,3	1,3	0,9	1,1
Yb	1,21	0,97	0,87	0,87	0,95	0,86	1,08	0,9	1,21	1,2	1,11	1,05	1,03	0,96	1,15	0,93	0,88	1,15	1,2	0,85	1,05
Th	3,28	3,11	4,6	4,8	4,8	3,8	3,8	2,74	2,27	2,51	2,98	3,13	3,65	3,2	2,5	3,6	2.0	4.0	3,2	1,95	2,8
Cs	1,16	1,04	1,5	1,3	1,4	1,3	0,7	0,91	1.0	1,16	0,92	0,95									
Pr	6,88	5,53	5,78	5,8	5,9	5,62	7,34	6,15	6,75	5,91	6,46	7,31									
Tb	0,43	0,45	0,32	0,34	0,37	0,27	0,36	0,49	0,57	0,51	0,54	0,57									
Ho	0,46	0,38	0,32	0,33	0,37	0,34	0,39	0,39	0,48	0,46	0,45	0,44									
Tm	0,18	0,18	0,15	0,13	0,18	0,13	0,19	0,17	0,22	0,21	0,2	0,19									
Lu	0,19	0,17	0,13	0,13	0,15	0,13	0,19	0,17	0,22	0,21	0,19	0,19									
Hf	5,62	2,18	3,9	3,2	3,3	3,8	5,2	3,55	4,26	4,03	4,14	4,66									
Ta	0,38	0,38	0,4	0,5	0,6	0,4	0,6	0,41	0,4	0,41	0,39	0,51									
Pb	16,67	14,91						12,68	12,88	14,3	13,66	13,89									
U	0,48	0,47	0,7	0,7	0,7	0,6	0,5	0,47	0,47	0,49	0,45	0,57									

Type	Coulée de ponces	Bombe scoriacée	Bloc de retombée	Bloc de retombée	Coulée de scories	Coulée de scories	Coulée de scories	Scorie	Bombe	Ponces de retombée	Coulée de scories	Ponces de retombée	Lave du cratère jeune	Lave du cratère jeune	Bombe	Coulée de ponces 2000	Coulée de ponces 2001	Coulée de ponces 2002	Coulée de ponces 2000	Ponces 2000	Dôme de lave (cratère)
Localisation	Q. Huarangal	Sommet	Sommet	Sommet	Q. Pastores	Sommet et flanc WNW	Flanc NW	Sommet et flanc WNW	Sommet du Misti	Q. Carabaya	Barrage Aguada Blanca	Q. Agua Salada	Cratère	Cratère	Cratère jeune	Q. Agua Salada	Q. Agua Salada	Q. Agua Salada	Q. San Lazaro	Q. San Lazaro	Cratère
Etape	Mis 3	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4	Mis 4
Nº Ech.	**JMI-200B**	**JMI-61**	**JMI-64**	**JMI-64bis**	**JMI-137**	**JMI-160**	**MI-0908**	**JMI-161**	**JMI-168B**	**JMI-230**	**MIS-00-20**	**MIS-02-07**	**MIS-02-11 1**	**MIS-02-12 2**	**MIS-02-13 3**	**MIS-00-15**	**MIS-00-16**	**MIS-02-10 a**	**Flow 2000**	**Fall 2000**	**MIS-02-109 plug**
(% pds.)																					
SiO_2	62,6	59,5	61,15	59,6	58,5	57,3	56,3	59,5	59,8	60.00	58	58,3	58,5	59,2	58	61,8	61,6	61,8	59	60,7	58,1
TiO_2	0,61	0,87	0,75	0,87	0,85	0,83	0,91	0,82	0,87	0,79	0,788	0,964	0,971	0,901	0,998	0,664	0,7	0,665	0,876	0,741	0,885
Al_2O_3	16,2	17.00	17,25	17,05	17,1	17,6	17,79	17.00	17,05	16,9	17,6	16,7	16,7	16,7	16,9	16,6	16,7	16,6	17,2	17	16,7
Fe_2O_3	5,06	6,67	5,95	6,45	6,57	7,2	7.00	6,45	6,43	6.00	6,54	6,84	6,75	6,77	6,83	5,03	5,21	5,06	6,27	5,57	7,44
MnO	0,09	0,09	0,09	0,09	0,1	0,1	0,1	0,09	0,09	0,08	0,104	0,099	0,093	0,098	0,098	0,083	0,084	0,081	0,092	0,088	0,115
MgO	2,32	3,4	2,38	3,12	3,12	3,7	3,7	3.00	3,05	2,63	3,09	3,82	3,69	3,76	3,83	2,12	2,22	2,11	2,99	2,42	3,15
CaO	4,55	5,43	4,68	5,41	5,65	6,4	6,67	5,9	5,12	5,1	6,12	5,85	5,89	5,58	6,03	4,74	4,9	4,7	5,81	5,2	5,88
Na_2O	3,85	4,09	4,12	4,24	4,25	4,14	4,05	4,21	4,38	4,15	4,22	3,99	4,02	3,91	4,09	4,17	4,22	4,03	4,3	4,21	4,28
K_2O	2,58	2,24	2,52	2,55	2,06	1,87	2,04	1,99	2,54	2,34	2,06	2,26	2,36	2,18	2,29	2,6	2,53	2,57	2,09	2,36	1,81
P_2O_5	0,21	0,22	0,25	0,3	0,29	0,23	0,28	0,31	0,3	0,25	0,253	0,288	0,319	0,248	0,334	0,251	0,252	0,239	0,278	0,257	0,288
LOI	1,76	0.00	0,29	0,14	1,2	0,3	0,8	0,44	0,04	1,72	1.18									1.35	
Total	99,83	99,51	99,43	99,82	99,69	99,67	99,64	99,71	99,67	99,96	99,78	99,11	99,29	99,35	99,4	98,06	98,42	97,86	98,91	99,58	98,65
(ppm)																					
Rb	52	44,5	53,5	52,5	36	36	37,5	40,5	52	50	44	44	46	40	45	54	52	56	39	49	28
Sr	697	764	795	925	870	770	870,3	855	927	795	788	850	915	763	932	725	747	720	802	759	834
Ba	1090	960	1100	1140	980	820	856	985	1085	1030	915	967	1043	919	1059	964	959	951	881	929	881
Sc	8,7	14,4	10,1	13,2	12,3	17,3	14	11,3	13	11,2	9	12	11	13	20	10	10	9	10	5	16
V	100	160	115	150	146	187	170	135	150	143	144	172	164	160	164	111	110	108	146	122	152
Cr	34	95	50	73	54	45		31	66	26	19	106	95	110	65	27	27	26	53	30	22
Co	19	40	17	27	20	34	22,2	20	19	37	42	23	23	26	25	14	16	12	26	21	21
Ni	21	48	31	42	35	39	38	28	37	26	17	46	44	48	45	15	15	13	25	15	15
Y	11,3	12,7	12,2	12,6	13	14	13,6	11.0	12,4	11,7	15	14	12	12	16	13	11	11	12	12	13
Zr	110	154	180	185	158	150	148,3	150	195	168	158	182	189	165	188	150	152	158	152	153	168
Nb	6,1	5,5	6,6	6.0	5,4	5,2	5,7	5,9	6,4	5,9	7	8	6	7	9	8	7	8	5	6	5
La	31,5	27	33	39	29	22,5	24,7	25	39	31	33,1	36,2	37,9	26,8	39,8			25,9	22,2	22,0	
Ce	56	53,5	66	75	54	43	52,7	47	73	57	68,2	66,7	71,4	51,9	75,8			51,6	48,7	47,2	
Nd	25	26,5	30,5	35	27	22,5	26,6	25	32	28	30,9	29,3	30,8	22,6	32,3			20,1	21,6	22,7	
Sm	4,55	4,6	4,9	5,9	5.0	4,2	4,69	4,1	5,6	4,7	5,69	5,5	5,38	4,33	5,69			3,94	3,99	4,14	
Eu	1,07	1,2	1,26	1,4	1,33	1,16	1,29	1,22	1,33	1,15	1,33	1,69	1,71	1,48	1,77			1,35	1,1	1,13	
Gd	3,35	3,6	3,2	3,5	3,75	3,7	3,46	3,4	3,75	3,7	4,95	4,78	4,74	3,8	4,98			3,52	3,42	3,33	
Dy	2,1	2,4	2,25	2,4	2,5	2,7	2,84	2,1	2,4	2,2	3,29	2,51	2,44	2,22	2,59			1,96	2,31	2,23	
Er	1.0	1,35	1,25	1,4	1,3	1,4	1,17	1.0	1,1	1,2	1,75	1,26	1,2	1,15	1,26			1,05	1,09	1,03	
Yb	0,97	1,1	1,04	1,06	1,13	1,23	1,17	0,94	1,03	0,97	1,43	1,17	1,12	1,09	1,16			0,99	0,97	0,87	
Th	3,7	3,4	3,75	4,3	2.0	2,3	2,1	2,2	4,15	3,45	3,4	3,71	3,76	3,12	3,9			3,62	3,2	2,19	
Cs							0,6				1,06	0,86	0,79	0,72	0,77			1,51	1,04	0,75	
Pr							6,66				8,01	7,91	8,34	5,96	8,72			5,45	5,55	5,75	
Tb							0,45				0,53	0,59	0,59	0,52	0,63			0,46	0,43	0,41	
Ho							0,51				0,52	0,49	0,46	0,45	0,5			0,39	0,4	0,39	
Tm							0,19				0,19	0,21	0,2	0,2	0,2			0,18	0,15	0,14	
Lu							0,18				0,19	0,21	0,19	0,2	0,2			0,19	0,15	0,13	
Hf							4,1				5,05	4,62	4,8	4,05	4,83			3,89	4,12	3,9	
Ta							0,2				0,34	0,36	0,41	0,38	0,48			0,41	0,35	0,28	
Pb											9,27	13,1	13,23	8,66	11,66			17,36	14,79	12,21	
U							0,4				0,45	0,51	0,51	0,42	0,53			0,63	0,45	0,38	

ANNEXE 5. Composition chimique des phases minérales Majeures du volcan Ubinas

- Plagioclases
- Amphiboles
- Orthopyroxène
- Clinopyroxène
- Olivine
- Magnétite
- Ilménite
- Biotite
- Verre

ph:c = cœur de phénocristal ; ph:bord = bordure de phénocristal ; mph:c = microphénocristal ; m = mésostase ; mi = microlite ; ph:c = cœur de phénocristal et ph:c + 150 = distance du ceur vers la bordure (en microns).

Plagioclases

Ubinas IIa

Ech.	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-22a	Ubi-22a	Ubi-22a	Ubi-22a	Ubi-22a	Ubi-22a	Ubi-22a
Num.	33	37	38	42	43	44	45	47	54	55	56	57	79	80	87	88	75	78	79	80	81	82	83
	ph:c	ph:c	ph:c+100	ph:c	ph:c+120	ph:c+220	ph:c+320	ph:c+440	ph:c	ph:c+120	ph:c+200	ph:c+320	ph:c	ph:c	mi	ph:c	mi	ph:c	ph:c +200	ph:c +340	ph:c	ph:c +80	ph:c +220
SiO_2	52.91	53.71	56.12	53.23	54.18	54.86	55.74	56.07	60.11	56.01	57.25	56.08	57.51	57.43	59.69	58.42	60.53	55.11	54.15	57.33	55.30	56.65	57.63
TiO_2	0.09	0.00	0.00	0.06	0.03	0.03	0.08	0.07	0.06	0.03	0.02	0.04	0.03	0.05	0.03	0.02	0.13	0.05	0.00	0.00	0.01	0.01	0.06
Al_2O_3	28.20	28.22	26.49	28.91	28.40	26.84	26.39	26.48	23.89	26.78	25.99	26.48	25.20	25.91	24.44	25.10	23.08	27.49	28.08	25.64	27.43	26.91	25.67
FeOt	0.67	0.48	0.46	0.54	0.65	0.58	0.45	0.47	0.43	0.51	0.37	0.44	0.48	0.41	0.40	0.45	0.92	0.31	0.32	0.33	0.32	0.38	0.31
MnO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.02	0.03	0.01
MgO	0.07	0.07	0.04	0.05	0.05	0.06	0.07	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.13	0.05	0.00	0.03	0.03	0.10	0.01
CaO	11.89	11.22	9.29	11.94	10.87	10.23	9.42	9.52	6.46	9.38	8.37	9.45	8.33	8.71	6.78	7.91	6.23	10.18	10.51	8.31	10.03	9.50	8.57
Na_2O	4.60	4.84	5.68	4.52	4.89	5.42	5.81	5.60	6.98	5.66	6.28	5.91	6.11	6.09	6.36	6.24	6.73	5.20	4.78	6.50	5.29	5.81	6.10
K_2O	0.38	0.46	0.65	0.35	0.45	0.54	0.64	0.69	1.32	0.68	0.97	0.74	0.96	0.75	1.42	1.05	1.15	0.53	0.41	0.65	0.47	0.48	0.57
Cr_2O_3	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.03	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.06	0.05	0.00	0.02	0.00
NiO	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01					0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01
Total	98.84	99.06	98.73	99.60	99.56	98.59	98.63	98.98	99.27	99.15	99.34	99.20	98.66	99.39	99.17	99.23	98.93	98.94	98.34	98.87	98.91	99.89	98.94
An%	58.9	56.0	47.0	59.5	55.0	50.9	46.9	47.9	32.4	47.3	41.4	46.3	41.9	43.6	35.1	40.0	32.6	51.7	54.8	41.2	51.1	47.6	43.6
Ab%	38.9	41.2	49.0	38.4	42.2	46.0	49.3	48.0	59.7	48.6	52.9	49.4	52.4	52.0	56.2	53.7	60.2	45.1	42.6	54.9	46.0	49.6	52.9
Or%	2.2	2.7	3.9	2.1	2.7	3.2	3.8	4.1	7.9	4.1	5.7	4.3	5.7	4.5	8.7	6.3	7.2	3.2	2.6	3.9	2.9	2.9	3.5

Ubinas IIa / Ubinas IIb

Ech.	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658
Num.	50	51	52	53	54	56	61	62	63	64	65	66	70	71	1	2	3	5	14	20	27	28	29
	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:b+100	ph:b+250	ph:b+400,c	ph:c	ph:c+250	ph:bord	ph:bord	ph:b+200	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c+150	ph:c+350	mi	mi	mi	ph:bord	ph:b+150	ph:c
SiO_2	56.24	58.10	56.25	57.46	59.37	52.92	58.75	56.21	56.47	55.92	56.07	53.85	57.19	59.02	57.20	57.48	56.23	57.11	56.07	61.01	51.98	58.32	58.37
TiO_2	0.03	0.01	0.02	0.05	0.00	0.06	0.06	0.10	0.01	0.07	0.04	0.01	0.02	0.00	0.05	0.00	0.05	0.07	0.07	0.05	0.03	0.09	0.00
Al_2O_3	27.52	25.95	26.66	26.67	25.41	30.10	25.62	26.85	26.53	27.29	26.92	28.41	26.64	25.20	26.78	26.27	27.02	26.67	26.94	24.89	30.17	25.69	25.69
FeOt	0.39	0.42	0.40	0.37	0.35	0.45	0.39	0.42	0.45	0.42	0.31	0.36	0.29	0.29	0.37	0.39	0.40	0.49	0.57	0.49	0.46	0.39	0.35
MnO	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05
MgO	0.04	0.05	0.06	0.05	0.03	0.05	0.05	0.09	0.05	0.08	0.06	0.09	0.04	0.05	0.03	0.07	0.06	0.06	0.02	0.07	0.06	0.09	0.12
CaO	9.76	8.33	9.20	9.02	7.50	12.48	7.94	9.68	9.56	10.31	9.92	11.99	9.55	7.69	9.45	8.98	10.09	9.63	9.78	6.91	13.20	8.16	8.46
Na_2O	5.52	6.17	5.74	5.90	6.50	3.83	6.54	5.49	5.64	5.38	5.59	4.51	5.80	6.42	5.61	5.74	5.54	5.47	5.25	6.72	3.78	6.16	5.97
K_2O	0.52	0.84	0.68	0.65	0.93	0.29	0.80	0.58	0.59	0.45	0.54	0.36	0.51	0.83	0.65	0.76	0.55	0.65	0.66	1.29	0.35	0.96	0.94
Cr_2O_3	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.02	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
NiO																							
Total	100.04	99.88	99.03	100.18	100.08	100.24	100.18	99.43	99.30	99.97	99.49	99.63	100.05	99.53	100.15	99.68	99.94	100.18	99.37	101.45	100.03	99.84	99.95
An%	49.3	42.0	46.5	45.4	38.1	64.5	39.6	49.0	48.1	51.5	49.3	59.6	47.6	39.2	47.7	45.7	50.0	48.8	50.1	34.7	65.8	41.2	42.8
Ab%	47.6	53.0	49.4	50.7	56.3	33.7	55.7	47.5	48.4	45.8	47.4	38.2	49.3	55.8	48.3	49.8	46.7	47.3	45.9	57.6	32.1	53.0	51.5
Or%	3.1	5.0	4.1	3.9	5.6	1.8	4.7	3.5	3.6	2.7	3.2	2.1	3.1	5.0	3.9	4.6	3.3	3.9	4.0	7.7	2.1	5.8	5.6

Ubinas IIb

Ech.	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687
Num.	35	36	37	38	39	40	41	46	21	22	23	24	25	26	27	28	25	26	27	28	29	39	40
	ph:bord	ph:b+100	ph:b+200	ph:b+300	ph:b+500,c	ph:bord	ph:c	mi	ph:c	ph:c+80	ph:c+140	ph:c+240	ph:c+320	ph:c+ 480	ph:c+ 481	ph:c+ 482	ph:bord	ph:b+100	ph:b+200	ph:b+400	ph:c	ph:bord	ph:b+100
SiO_2	58.34	57.52	56.85	58.76	57.23	52.66	57.64	57.32	59.66	59.44	60.87	55.50	58.68	57.60	59.92	55.26	60.93	59.93	59.26	58.01	54.15	59.55	58.57
TiO_2	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.05	0.06	0.04	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
Al_2O_3	25.79	25.89	26.32	25.99	26.17	29.42	26.15	26.58	25.57	25.69	25.00	29.56	25.75	26.61	25.09	28.71	24.87	25.36	25.77	26.21	29.19	26.07	26.24
FeOt	0.45	0.43	0.49	0.35	0.46	0.44	0.32	0.54	0.19	0.19	0.19	0.31	0.26	0.27	0.24	0.29	0.28	0.24	0.29	0.26	0.27	0.30	0.28
MnO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.01	0.05	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.03	0.00	0.01
MgO	0.13	0.09	0.04	0.01	0.09	0.13	0.05	0.05	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00
CaO	8.51	8.76	9.47	8.23	8.51	12.66	8.58	8.85	7.59	7.85	6.88	11.03	7.80	9.04	7.30	10.93	6.59	7.54	7.70	8.68	11.88	7.85	8.32
Na_2O	6.04	6.08	5.64	6.19	6.02	3.98	6.16	5.85	6.85	6.71	7.15	5.03	6.62	6.08	6.79	5.03	7.05	6.88	6.67	6.29	4.62	6.57	6.57
K_2O	0.95	0.83	0.77	0.88	0.91	0.35	0.90	0.66	0.51	0.49	0.68	0.27	0.55	0.47	0.64	0.28	0.68	0.64	0.55	0.47	0.23	0.56	0.56
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO																							
Total	100.23	99.64	99.61	100.44	99.47	99.69	99.87	99.92	100.39	100.43	100.78	101.77	99.71	100.13	100.04	100.50	100.50	100.64	100.28	99.96	100.45	100.92	100.56
An%	42.7	43.5	47.3	41.5	42.9	63.8	42.6	45.1	38.2	39.5	34.6	55.3	39.5	45.2	37.2	55.1	33.9	37.6	39.0	43.4	59.3	39.8	41.2
Ab%	51.7	51.5	48.1	53.2	51.7	34.2	52.1	50.9	58.8	57.6	61.3	43.0	57.2	51.9	58.9	43.2	61.9	58.6	57.7	53.8	39.3	56.8	55.5
Or%	5.7	4.9	4.6	5.3	5.4	2.1	5.3	4.0	3.0	2.9	4.0	1.6	3.3	2.8	3.9	1.7	4.2	3.8	3.3	2.8	1.3	3.4	3.3

Plagioclases

Ubinas IIb

Ech.	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708
Num.	41	43	44	45	46	47	49	53	54	55	57	58	63	64	66	67	68	69	70	75	76	77	78
	ph:c	mi	ph:bord	ph:b+150	ph:b+300	ph:b+500, c	mi	mi	ph:c	ph:bord	ph:c	mi	mi	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c+100	ph:c+200	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord
SiO_2	59.11	53.31	59.09	58.47	60.52	56.02	53.10	54.89	59.57	57.40	52.04	53.30	59.12	58.99	59.67	54.18	60.76	59.84	58.74	56.39	57.67	59.40	57.58
TiO_2	0.03	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.02	0.05	0.02	0.05	0.00	0.03	0.06	0.04	0.05
Al_2O_3	25.71	29.76	26.02	26.46	24.18	27.89	29.30	28.43	25.85	26.76	29.36	29.20	25.11	25.61	25.12	28.72	24.90	25.22	25.34	27.32	26.95	25.78	26.67
FeOt	0.29	0.68	0.27	0.33	0.27	0.31	0.58	0.20	0.20	0.24	0.30	0.21	0.38	0.27	0.25	0.19	0.24	0.29	0.25	0.33	0.32	0.30	0.28
MnO	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.01	0.05	0.01	0.03	0.04	0.01	0.08	0.02	0.00	0.04	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00	0.03	0.04	0.01	0.00	0.01	0.02
CaO	7.56	12.78	8.26	8.77	6.37	10.20	12.39	10.99	7.71	9.00	12.75	12.21	7.76	8.15	7.45	11.74	6.85	7.49	7.93	9.91	9.03	7.80	9.20
Na_2O	6.81	4.34	6.41	6.28	7.29	5.63	4.14	5.04	6.61	6.19	4.13	4.48	6.83	6.65	6.83	4.81	7.15	6.73	6.71	5.75	6.16	6.47	5.95
K_2O	0.64	0.20	0.48	0.50	0.75	0.32	0.26	0.31	0.45	0.46	0.25	0.22	0.59	0.51	0.62	0.24	0.72	0.58	0.59	0.39	0.41	0.51	0.44
Cr_2O_3	0.04	0.00	0.00	0.03	0.01	0.05	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.04	0.00	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01
NiO																							
Total	100.20	101.14	100.64	100.88	99.43	100.46	99.87	99.89	100.45	100.10	98.86	99.68	99.83	100.19	100.00	99.97	100.70	100.24	99.65	100.12	100.62	100.31	100.21
An%	37.9	62.6	41.8	43.7	32.4	50.5	62.7	55.1	39.5	44.7	63.5	60.7	38.6	40.5	37.5	58.0	34.4	38.1	39.5	49.1	45.1	40.1	46.3
Ab%	58.3	36.2	55.3	53.3	63.1	47.6	35.7	43.1	57.7	52.5	35.1	38.0	57.9	56.4	58.7	40.6	61.3	58.4	57.0	48.6	52.5	56.8	51.0
Or%	3.8	1.2	2.9	3.0	4.5	1.9	1.6	1.9	2.8	2.8	1.5	1.3	3.5	3.0	3.7	1.4	4.3	3.5	3.5	2.3	2.4	3.1	2.7

Ubinas IIb

Ech.	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-8	Ubi-8	Ubi-8	Ubi-8	Ubi-8
Num.	84	96	1	2	3	4	5	6	7	8	35	36	37	38	44	45	88	89	90	91	101
	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c+60	ph:c+140	ph:c+200	ph:c+380	ph:c+560	ph:bord 800	ph	ph:c	ph:c+180	ph:c+300	ph:c+400	ph:c	ph:c+200	ph:c	ph:c+80	ph:c+180	ph:c+380	ph:c
SiO_2	54.73	59.20	58.04	55.01	59.73	58.72	58.64	59.70	59.15	60.46	58.27	57.00	57.19	57.26	52.94	56.95	52.54	53.16	52.40	57.17	58.78
TiO_2	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.06	0.03	0.03	0.04	0.05
Al_2O_3	28.21	25.30	26.24	27.88	25.13	25.61	26.05	25.45	25.40	24.53	26.75	26.01	26.10	26.43	29.25	26.01	29.62	29.28	29.43	26.68	24.80
FeOt	0.26	0.25	0.29	0.26	0.31	0.25	0.33	0.21	0.31	0.28	0.30	0.33	0.28	0.29	0.44	0.32	0.42	0.36	0.34	0.32	0.27
MnO	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	0.05	0.02
MgO	0.06	0.00	0.02	0.01	0.03	0.01	0.05	0.03	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03
CaO	11.70	7.71	8.26	9.99	6.96	7.64	7.83	7.14	7.26	6.25	8.37	8.61	8.55	8.71	12.40	8.81	12.64	11.90	12.42	8.78	7.19
Na_2O	5.14	6.65	6.38	5.49	6.86	6.83	6.54	7.00	6.77	7.32	6.37	6.24	6.14	6.30	4.33	6.19	4.30	4.50	4.26	6.27	7.25
K_2O	0.35	0.58	0.46	0.44	0.55	0.52	0.52	0.59	0.53	0.71	0.45	0.46	0.50	0.47	0.25	0.47	0.24	0.24	0.23	0.46	0.60
Cr_2O_3	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
NiO																	0.01	0.03	0.01	0.00	0.02
Total	100.54	99.70	99.69	99.18	99.57	99.60	100.02	100.12	99.47	99.57	100.63	98.73	98.79	99.54	99.66	98.83	99.89	99.51	99.12	99.79	99.07
An%	56.0	39.0	42.0	50.3	36.0	38.4	39.9	36.1	37.3	31.9	42.3	43.5	43.6	43.5	61.7	44.2	62.4	59.9	62.2	43.9	35.5
Ab%	42.0	57.5	55.3	47.1	60.6	58.5	56.9	60.3	59.4	63.8	55.0	53.7	53.4	53.7	36.8	53.0	36.2	38.6	36.4	53.4	61.0
Or%	2.0	3.5	2.8	2.6	3.4	3.1	3.2	3.6	3.2	4.3	2.7	2.8	3.1	2.8	1.5	2.8	1.4	1.4	1.4	2.7	3.5

Ubinas IIc

Ech.	Ubi-128	Ubi-128	Ubi-128	Ubi-128	Ubi-128	Ubi-128	Ubi-128	Ubi-128	Ubi-128	Ubi-128	Ubi-128	Ubi-128	Ubi-128	Ubi-128	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48
Num.	59	60	61	64	65	66	67	74	75	76	77	79	81	85	89	90	104	105	106	107	108
	ph:c	ph:c+80	ph:c+260	mi	ph:c	ph:c+120	ph:c+280	ph:c	ph:c+100	ph:c+200	ph:c+150	mi	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c+250	ph:c	ph:c+100	ph:c+200	ph:c+300	ph:c+400
SiO_2	58.22	58.57	57.84	58.72	56.61	58.85	57.34	52.20	55.35	54.62	56.60	57.88	56.76	57.82	56.64	58.52	54.70	56.60	57.40	56.55	57.80
TiO_2	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.05	0.08	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.04	0.07	0.05	0.03	0.00	0.06	0.04	0.03	0.04
Al_2O_3	25.78	24.70	25.76	25.36	26.31	24.68	25.52	28.94	27.41	27.69	26.26	25.59	26.55	26.07	27.44	25.25	27.83	26.77	25.78	26.78	26.19
FeOt	0.27	0.25	0.25	0.25	0.29	0.24	0.25	0.32	0.23	0.33	0.25	0.22	0.26	0.21	0.27	0.25	0.37	0.38	0.24	0.30	0.25
MnO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.04	0.07	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
MgO	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.02
CaO	8.02	7.53	7.98	7.42	9.09	7.27	8.54	12.19	10.27	10.69	9.04	7.77	8.78	8.49	9.70	7.90	10.81	9.64	8.27	9.47	8.55
Na_2O	6.91	7.03	6.72	6.96	6.23	7.10	6.44	4.40	5.53	5.12	6.33	6.53	6.30	6.68	5.66	6.66	5.12	5.83	6.13	5.91	6.44
K_2O	0.47	0.52	0.41	0.44	0.35	0.52	0.43	0.15	0.32	0.30	0.33	0.45	0.36	0.44	0.33	0.44	0.25	0.35	0.41	0.30	0.42
Cr_2O_3	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01							
An%	39.4	37.4	40.0	37.5	45.2	36.4	42.6	61.3	51.1	54.0	44.7	40.0	44.0	41.6	49.1	39.9	54.5	48.2	43.0	47.5	42.7
Ab%	57.9	59.5	57.5	59.9	52.8	60.6	54.8	37.8	47.0	44.1	53.4	57.3	53.8	55.8	48.9	57.4	44.0	49.7	54.4	50.6	54.8
Or%	2.7	3.1	2.5	2.6	2.1	3.1	2.6	0.9	1.9	1.8	1.9	2.8	2.1	2.6	2.0	2.7	1.5	2.1	2.5	1.8	2.5

Plagioclases

Ubinas IId

Ech.	Ubi-5a	Ubi-5a	Ubi-5a	Ubi-5a	Ubi-5a	Ubi-5a	Ubi-5a	Ubi-5a	Ubi-5a	Ubi-14	Ubi-14	Ubi-14	Ubi-14	Ubi-14	Ubi-14	Ubi-14	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39
Num.	1	7	15	16	17	21	22	23	28	67	68	69	70	75	76	80	89	90	91	92	95
	ph:c	mi	ph:c	ph:c+280	ph:c	ph:c	ph:c+100	ph:c+220	ph:c	ph:c	ph:c+100	ph:c+220	ph:c+320	ph:c	ph:c+200	ph:c	ph:c	ph:c+100	ph:c+220	ph:c+360	ph:c
SiO_2	50.43	54.06	51.63	54.14	53.00	53.30	53.98	55.11	52.11	53.76	53.57	54.29	53.84	54.23	54.33	52.72	50.49	56.60	57.14	60.71	55.01
TiO_2	0.02	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.03	0.07	0.01	0.02	0.05	0.05	0.00	0.06	0.06	0.04	0.08
Al_2O_3	30.24	28.02	28.89	28.11	29.14	28.50	28.30	27.39	28.77	28.65	28.31	28.50	28.91	27.82	28.38	29.69	31.02	26.95	26.13	23.64	28.07
FeOt	0.53	0.46	0.43	0.43	0.38	0.45	0.42	0.46	0.40	0.43	0.35	0.46	0.47	0.45	0.46	0.56	0.53	0.43	0.50	0.42	0.45
MnO	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	0.04	0.03	0.06	0.02	0.06	0.05	0.06	0.03	0.03	0.04	0.06	0.04	0.00	0.05	0.05	0.03	0.03	0.05	0.05	0.00	0.02
CaO	14.05	10.82	12.59	10.74	11.83	11.85	11.43	10.21	11.71	11.58	11.51	11.41	11.96	10.73	11.30	12.30	14.24	9.72	8.52	6.14	10.67
Na_2O	3.69	4.99	4.46	5.06	4.75	4.81	4.89	5.74	4.70	4.97	5.04	4.95	4.72	5.16	5.02	4.46	3.32	5.54	6.23	6.71	5.02
K_2O	0.25	0.35	0.28	0.37	0.28	0.29	0.31	0.37	0.28	0.28	0.28	0.31	0.30	0.35	0.29	0.25	0.28	0.74	0.92	1.92	0.60
Cr_2O_3	0.00	0.02	0.04	0.05	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.07	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.01	0.00	0.02
NiO	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00
An%	68.1	54.8	61.4	54.2	58.4	58.1	56.8	49.9	58.4	56.8	56.3	56.4	58.7	53.8	55.9	60.9	70.4	48.5	42.1	30.9	53.5
Ab%	30.5	43.1	37.1	43.6	40.0	40.2	41.4	47.9	40.0	41.5	42.1	41.8	39.5	44.1	42.4	37.7	28.0	47.1	52.5	57.6	42.9
Or%	1.4	2.1	1.6	2.2	1.6	1.7	1.8	2.2	1.7	1.6	1.6	1.8	1.8	2.1	1.7	1.5	1.6	4.4	5.4	11.5	3.6

Ubinas IId

Ech.	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38
Num.	1	4	5	6	9	23	24	25	26	27	28	29	33	34	35	36	37	38	43	44	45
	ph:c	ph:c	ph:c+150	ph:c+250	ph:c+420	ph:c	ph:c+120	ph:c+280	ph:c+400	ph:c+520	ph:c+650	ph	ph:c	ph:c+120	ph:c+220	ph:c+380	ph:c+460	ph:c	ph:c	ph:c+80	ph:c+180
SiO_2	59.99	56.63	59.33	56.30	59.68	50.02	52.50	54.09	52.47	54.15	59.28	52.80	60.98	59.65	55.96	57.17	59.44	59.27	55.80	58.87	61.00
TiO_2	0.03	0.01	0.04	0.04	0.00	0.06	0.17	0.06	0.10	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.02	0.06	0.03	0.03	0.05
Al_2O_3	23.94	26.57	24.75	26.53	24.06	30.20	28.75	27.56	29.17	28.13	24.88	29.18	23.65	24.14	27.32	26.34	24.11	26.37	27.01	24.41	24.07
FeOt	0.44	0.23	0.25	0.23	0.23	0.59	0.39	0.50	0.46	0.61	0.39	0.38	0.42	0.42	0.47	0.50	0.41	0.43	0.45	0.48	0.44
MnO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.03	0.04	0.00	0.02	0.02	0.05	0.03	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
MgO	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.04	0.04	0.00	0.04	0.02	0.01	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.05	0.01	0.02	0.01
CaO	6.77	9.00	7.28	9.31	6.76	14.16	12.26	10.55	12.56	11.30	7.65	12.35	6.03	6.63	9.90	8.53	6.77	8.35	9.76	7.09	6.33
Na_2O	6.19	5.75	6.59	5.86	6.56	3.26	4.17	4.83	3.95	4.57	6.27	4.42	7.34	6.98	5.56	6.26	7.04	7.25	5.58	6.90	7.19
K_2O	1.44	0.61	0.87	0.58	1.43	0.29	0.45	0.52	0.35	0.49	1.24	0.25	1.43	1.29	0.59	0.94	1.26	0.88	0.68	1.21	1.51
Cr_2O_3	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.04
NiO												0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.04	0.01	0.04	0.00	0.01
An%	35.6	46.1	37.3	46.5	34.4	70.5	61.6	54.4	63.7	57.4	38.6	61.2	29.8	33.0	49.3	42.0	33.4	38.4	48.6	34.9	31.0
Ab%	55.4	50.2	57.5	50.0	56.9	27.7	35.7	42.4	34.2	39.6	54.0	37.3	61.8	59.3	47.2	52.5	59.2	56.8	47.4	58.0	60.1
Or%	9.0	3.7	5.3	3.5	8.7	1.7	2.7	3.2	2.1	3.0	7.4	1.5	8.4	7.7	3.5	5.5	7.4	4.8	4.0	7.1	8.8

Ubinas IId

Ech.	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17
Num.	46	47	48	49	50	59	60	61	62	63	64	65		5	6	7	11	13	14	15	16
	ph:c	ph:c+140	ph:c+280	ph:c+380	ph:c+480	ph:c	ph:c+80	ph:c+160	ph:c+220	ph:c+280	ph:c+360	ph:c+440	ph:c	ph:c+140	ph:c+280	ph:c	ph:c	ph:c+120	ph:c+240	ph:c+320	ph:c+480
SiO_2	51.97	51.04	51.42	50.73	52.15	59.92	60.01	57.35	59.70	57.62	60.51	58.62	53.78	52.67	54.79	54.63	51.25	53.62	51.82	56.74	56.16
TiO_2	0.06	0.02	0.07	0.04	0.04	0.04	0.00	0.02	0.03	0.07	0.03	0.00	0.06	0.03	0.05	0.05	0.10	0.09	0.03	0.04	0.10
Al_2O_3	29.83	29.23	29.33	30.07	29.55	24.63	24.01	25.75	25.63	25.92	24.15	26.10	28.89	28.83	28.01	27.72	29.79	27.88	29.63	26.31	26.44
FeOt	0.43	0.41	0.32	0.42	0.59	0.29	0.22	0.24	0.28	0.21	0.29	0.21	0.45	0.45	0.45	0.67	0.68	0.61	0.62	0.66	0.76
MnO	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.01	0.06	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
MgO	0.03	0.04	0.07	0.04	0.05	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.04	0.03	0.08	0.08	0.12	0.07	0.06	0.05	0.08
CaO	12.93	12.79	12.78	13.74	12.47	6.65	6.32	8.68	7.47	8.29	6.09	8.34	11.56	12.25	10.70	11.08	13.40	11.22	12.67	9.27	9.38
Na_2O	4.37	4.37	4.54	3.87	4.97	7.19	7.28	7.07	7.07	6.76	7.26	6.75	4.93	4.65	4.96	5.35	3.96	4.88	4.07	5.92	5.87
K_2O	0.18	0.16	0.23	0.20	0.41	1.34	1.41	0.75	0.95	0.80	1.63	0.71	0.41	0.38	0.43	0.47	0.27	0.54	0.32	0.61	0.69
Cr_2O_3	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.04
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
An%	62.9	62.6	61.5	66.8	58.2	32.4	31.0	40.1	36.2	39.9	29.8	40.3	56.5	59.4	54.4	53.4	65.4	55.6	63.4	46.1	46.4
Ab%	36.2	36.4	37.2	32.1	39.5	59.8	60.8	55.7	58.4	55.5	60.7	55.6	41.1	38.4	43.0	43.9	33.0	41.2	34.7	50.3	49.5
Or%	1.0	0.9	1.3	1.2	2.3	7.8	8.2	4.1	5.5	4.6	9.5	4.1	2.4	2.2	2.6	2.7	1.6	3.2	1.9	3.6	4.1

Plagioclases

Ubinas IId

Ech.	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17
Num.	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	44
	ph:c	ph:c+120	ph:c+200	ph:c+320	ph:c+420	ph:c	ph:c+120	ph:c+280	ph:c	ph:c+120	ph:c+220	ph:c+380	ph:c	ph:c+120	ph:c+260	ph:c	ph:c+80	ph:c+220	ph:c+320	ph:c+480	mi
SiO_2	53.57	53.03	52.21	51.70	52.44	57.12	54.22	55.02	51.67	51.89	51.42	51.01	50.22	53.60	51.72	53.85	55.16	57.87	49.47	51.15	58.10
TiO_2	0.09	0.08	0.06	0.03	0.15	0.11	0.06	0.07	0.06	0.10	0.11	0.09	0.04	0.08	0.04	0.16	0.11	0.06	0.05	0.08	0.04
Al_2O_3	28.96	29.38	29.61	29.72	29.69	25.28	27.98	27.35	29.41	29.13	29.87	30.20	30.01	28.53	29.68	28.19	27.39	25.90	30.89	30.30	25.61
FeOt	0.47	0.52	0.49	0.73	0.60	0.85	0.65	0.58	0.48	0.60	0.49	0.60	0.56	0.65	0.62	0.59	0.52	0.57	0.55	0.67	0.69
MnO	0.02	0.01	0.01	0.04	0.04	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00
MgO	0.05	0.02	0.08	0.05	0.10	0.42	0.06	0.05	0.04	0.04	0.00	0.05	0.03	0.07	0.09	0.04	0.05	0.05	0.08	0.06	0.07
CaO	11.90	12.22	12.83	12.95	12.85	8.80	11.27	10.35	12.86	12.55	13.15	13.46	13.71	11.33	13.13	11.12	10.31	8.38	14.50	13.48	8.23
Na_2O	4.78	4.61	4.32	4.00	4.03	6.15	5.05	5.31	4.26	4.35	3.97	3.86	3.89	5.01	4.10	4.94	5.58	6.21	3.51	3.75	6.51
K_2O	0.42	0.36	0.30	0.35	0.24	0.82	0.50	0.60	0.31	0.42	0.35	0.35	0.34	0.45	0.32	0.51	0.62	0.88	0.27	0.26	0.77
Cr_2O_3	0.01	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	0.07	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00
An%	57.9	59.6	62.4	64.1	64.2	43.4	55.0	51.4	62.7	61.3	64.7	65.8	66.1	55.5	64.0	55.2	50.1	41.9	69.7	66.8	40.6
Ab%	39.7	38.3	35.8	33.8	34.4	51.8	42.1	45.0	35.5	36.2	33.3	32.2	32.0	41.9	34.1	41.8	46.3	52.9	28.8	31.7	54.8
Or%	2.4	2.1	1.7	2.1	1.4	4.8	2.9	3.6	1.8	2.4	2.0	2.0	2.0	2.6	1.9	3.0	3.6	5.2	1.5	1.5	4.5

																	Activité 2006 - 2007				
Ech.	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi06-04L	Ubi06-04L	Ubi06-04L	Ubi06-04L	Ubi06-04L
Num.	61	12	36	37	38	39	40	42	44	45	46	47	48	49	56	57	4	5	6	8	9
	mi	mi	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c+340	ph	mi	ph:c	ph:c+80	ph:c+160	ph:c+280	ph:c+380	ph:c+ 480	ph:c	ph:c	ph:c+100	ph:c+300	mi	ph:c	ph:c+300
SiO_2	55.50	56.21	54.03	54.07	51.20	54.88	54.53	55.74	53.75	52.94	54.14	54.82	53.06	54.82	55.24	50.29	52.40	53.72	53.98	53.40	55.72
TiO_2	0.09	0.11	0.15	0.04	0.02	0.16	0.00	0.14	0.09	0.10	0.09	0.13	0.05	0.11	0.11	0.02	0.08	0.09	0.11	0.08	0.06
Al_2O_3	26.41	26.58	27.62	28.06	30.21	27.60	27.79	26.62	28.24	28.61	27.66	26.89	28.41	26.89	26.71	29.91	28.96	27.75	27.49	28.05	26.98
FeOt	0.82	0.65	0.76	0.83	0.66	0.89	0.72	0.97	0.59	0.65	0.75	0.88	0.62	0.93	0.94	0.65	0.71	0.87	0.70	0.67	0.70
MnO	0.00	0.04	0.00	0.04	0.10	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.06	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.00	0.03	0.00
MgO	0.06	0.07	0.11	0.11	0.08	0.11	0.09	0.12	0.04	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.10	0.26	0.06	0.07	0.05	0.10	0.09
CaO	9.65	9.79	10.54	11.41	13.51	10.36	10.48	9.96	11.64	11.97	11.25	10.48	11.85	10.28	10.12	14.05	12.55	11.28	11.23	11.75	10.04
Na_2O	5.64	6.00	4.83	4.70	3.79	5.03	5.02	5.24	4.70	4.01	4.78	5.18	4.44	5.18	5.26	3.24	4.30	4.84	4.79	4.66	6.07
K_2O	0.62	0.59	0.46	0.34	0.20	0.32	0.30	0.64	0.41	0.35	0.37	0.50	0.30	0.53	0.51	0.23	0.40	0.48	0.45	0.32	0.55
Cr_2O_3	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.06	0.04	0.09	0.00	0.00	0.04	0.00
NiO	0.00	0.00																			
An%	48.2	47.2	54.5	57.5	66.8	53.6	53.9	50.7	57.8	62.3	56.7	52.6	59.9	52.1	51.3	70.8	61.6	56.1	56.3	58.5	47.7
Ab%	48.1	49.4	42.6	40.4	32.0	44.4	44.2	45.5	39.8	35.5	41.1	44.4	38.3	44.7	45.6	27.8	36.1	41.1	41.0	39.6	49.2
Or%	3.7	3.4	2.8	2.0	1.2	2.0	1.8	3.9	2.4	2.2	2.2	3.0	1.8	3.2	3.1	1.4	2.3	2.8	2.7	1.9	3.1

Activité 2006 - 2007

Ech.	Ubi06-04L	Ubi06-04L	Ubi06-04S	Ubi06-04S	Ubi06-04S	Ubi06-04S	Ubi06-04S	Ubi06-04S	Ubi06-04S	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13
Num.	14	15	2	3	4	5	13	14	21	11	12	15	16	17	18	19	20	21	23	24	26
	ph:c	ph:c+300	ph:c	ph:c+200	ph:c+400	ph:c+600	mi	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c+100	ph:c+220	ph:c+340	ph:c+420	ph:c+540	ph:c	ph:c+240	ph:c+380	ph:c+480
SiO_2	54.76	54.14	56.35	52.99	53.35	57.73	53.58	55.73	54.41	51.05	56.03	54.70	53.00	55.83	52.25	52.32	52.62	54.82	52.99	53.48	52.40
TiO_2	0.07	0.06	0.00	0.00	0.00	0.08	0.08	0.07	0.02	0.12	0.12	0.05	0.03	0.06	0.07	0.03	0.06	0.00	0.07	0.06	0.07
Al_2O_3	27.26	27.84	27.18	29.31	29.17	26.08	27.71	27.24	27.95	29.39	26.71	27.52	28.60	26.05	30.08	29.42	29.09	28.16	28.28	28.01	28.93
FeOt	0.55	0.69	0.59	0.54	0.49	0.82	0.69	0.66	0.58	0.52	0.74	0.46	0.56	0.50	0.58	0.60	0.66	0.63	0.64	0.62	0.74
MnO	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	0.07	0.06	0.00	0.04	0.04	0.05	0.08	0.11	0.06	0.05	0.08	0.04	0.05	0.04	0.08	0.04	0.10	0.08	0.08	0.05	0.10
CaO	10.72	11.05	9.80	12.45	12.10	8.56	11.17	10.40	10.89	13.03	9.65	10.29	12.07	9.09	13.02	12.59	12.24	11.23	11.41	11.23	12.12
Na_2O	5.03	4.80	5.62	4.18	4.54	6.04	4.90	5.45	4.72	3.93	5.45	5.28	4.40	5.70	3.89	4.13	4.24	4.86	4.48	4.78	4.28
K_2O	0.47	0.43	0.65	0.27	0.42	0.93	0.43	0.84	0.41	0.41	0.60	0.57	0.39	0.67	0.29	0.33	0.30	0.46	0.39	0.44	0.39
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.07	0.04	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
NiO																					
An%	54.0	55.9	48.6	62.5	59.5	42.9	55.7	50.3	56.1	64.4	49.1	51.5	60.3	46.4	65.1	62.9	61.7	56.0	58.5	56.4	61.0
Ab%	43.2	41.5	47.6	35.8	38.0	51.6	41.7	44.9	41.4	33.1	47.3	45.1	37.4	49.6	33.2	35.1	36.5	41.3	39.1	41.0	36.7
Or%	2.8	2.6	3.8	1.6	2.5	5.5	2.5	4.8	2.5	2.4	3.7	3.4	2.3	4.1	1.7	2.0	1.8	2.7	2.4	2.6	2.3

Plagioclases

Activité 2006 - 2007

Ech.	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-18	Ub-18
Num.	27	28	29	30	31	32	41	42	15	16	17	18	19	20	25	26	41	42	43	45	46
	ph:c	ph:c	ph:c+100	ph:c	ph:c	ph:c+500	ph:c	ph:c+200	ph:c	ph:c+80	ph:c+140	ph:c+240	ph:c+320	ph:c+ 480	ph:c	ph:c+250	ph:c	ph:c+100	ph:c+220	ph:c 1	ph:c 1
SiO_2	54.68	57.00	52.14	54.14	54.80	55.48	51.40	53.32	55.03	55.90	54.88	55.74	54.23	54.69	57.79	55.61	53.36	54.51	55.24	51.54	59.94
TiO_2	0.08	0.03	0.00	0.08	0.07	0.06	0.04	0.09	0.10	0.10	0.08	0.08	0.07	0.06	0.11	0.10	0.08	0.12	0.08	0.05	0.15
Al_2O_3	26.97	26.25	29.14	28.04	27.77	26.78	30.06	28.73	27.28	26.26	27.24	26.13	27.55	26.95	25.19	26.96	28.30	27.74	27.19	30.09	24.13
FeOt	0.48	0.51	0.68	0.73	0.65	0.80	0.57	0.76	0.61	0.52	0.69	0.73	0.69	0.81	0.65	0.71	0.66	0.82	0.86	0.70	0.58
MnO	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.03	0.00
MgO	0.06	0.04	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.07	0.08	0.09	0.06	0.12	0.09	0.11	0.06	0.07	0.07	0.18	0.12	0.03	0.04
CaO	9.84	8.96	12.61	10.85	10.77	10.01	13.35	11.73	10.35	9.70	10.63	9.50	10.90	10.34	8.30	10.12	11.83	11.39	10.36	13.28	6.55
Na_2O	5.47	5.81	4.09	4.93	4.88	5.27	3.71	4.45	5.11	5.70	5.14	5.51	4.95	5.12	6.39	5.29	4.56	4.57	5.26	3.63	6.83
K_2O	0.57	0.71	0.32	0.49	0.51	0.65	0.28	0.37	0.45	0.55	0.46	0.55	0.45	0.50	0.69	0.54	0.35	0.51	0.56	0.29	1.16
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
NiO																					
An%	49.6	45.4	63.2	54.7	54.7	50.6	66.7	59.4	52.8	48.3	53.3	48.6	54.8	52.5	41.5	51.1	59.1	57.5	51.8	67.1	33.4
Ab%	47.0	50.3	35.0	42.4	42.3	45.5	31.6	38.4	44.5	48.4	44.0	48.1	42.5	44.4	54.5	45.6	38.9	39.4	44.9	31.2	59.5
Or%	3.4	4.3	1.9	2.9	3.1	3.9	1.7	2.2	2.7	3.3	2.7	3.4	2.7	3.1	4.1	3.3	2.1	3.1	3.3	1.7	7.0

Activité 2006 - 2007

Ech.	Ub-18	Ub-18	Ub-18	Ub-18	Ub-18	Ub-18	Ub-18	Ub-18	Ub-18	Ub-18	Ub-18	Ub-18	Ub-18
Num.	47	48	49	50	54	55	56	62	63	64	67	68	69
	ph:c+200	ph:c	ph:c+140	ph:c+360	ph:c	ph:c+160	ph:c+320	ph:c	ph:c+180	ph:c+360	ph:c	ph:c+140	ph:c+380
SiO_2	51.67	55.91	54.97	58.39	51.29	56.30	53.17	56.75	52.00	55.54	57.54	56.45	55.91
TiO_2	0.07	0.06	0.02	0.00	0.06	0.06	0.08	0.06	0.06	0.09	0.04	0.11	0.09
Al_2O_3	30.23	27.48	28.14	26.21	29.94	26.27	28.40	26.96	28.99	26.68	25.52	26.50	26.60
FeOt	0.68	0.35	0.28	0.32	0.63	0.65	0.77	0.70	0.78	0.72	0.63	0.67	0.78
MnO	0.03	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00
MgO	0.05	0.03	0.04	0.01	0.08	0.05	0.06	0.07	0.05	0.06	0.05	0.06	0.08
CaO	13.35	9.49	10.46	8.17	13.03	9.59	11.18	9.57	12.23	9.89	8.27	9.06	9.29
Na_2O	3.39	5.62	5.11	6.18	3.71	5.62	4.46	5.58	4.13	5.65	6.18	5.81	5.66
K_2O	0.29	0.60	0.52	0.81	0.31	0.56	0.45	0.57	0.40	0.61	0.96	0.79	0.69
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO													
An%	68.5	47.9	52.8	41.5	66.0	48.3	57.9	48.4	61.9	48.8	41.4	45.5	47.0
Ab%	29.7	48.5	44.1	53.6	32.1	48.3	39.4	48.2	35.7	47.6	52.8	49.7	48.8
Or%	1.8	3.6	3.1	4.9	1.9	3.4	2.8	3.4	2.4	3.6	5.7	4.7	4.2

Amphibole

Ubinas IIa / Ubinas IIb

Ech.	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi- 22a	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687
Num.	35	39	40	58	65	73	74	82	83	62	57	58	72	74	80	12	15	16	34	15	16	23	24
	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord
SiO_2	41.15	41.38	41.34	41.62	41.11	42.53	42.31	41.87	41.00	43.04	41.29	41.86	41.39	41.70	41.07	41.86	41.04	43.58	41.41	45.77	45.44	45.69	46.71
TiO_2	3.12	3.41	3.22	4.11	3.45	3.82	3.63	3.15	3.48	3.30	3.41	3.24	3.25	3.23	3.29	3.30	3.04	2.74	3.65	2.07	2.25	2.04	1.87
Al_2O_3	12.66	12.52	12.28	11.51	12.29	10.85	10.45	12.53	12.31	10.37	12.56	12.71	12.33	12.53	12.73	12.12	13.31	10.86	12.20	8.43	8.90	9.03	7.91
Cr_2O_3	0.11	0.04	0.01	0.05	0.02	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.05	0.04	0.01	0.07	0.00	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00
FeOt	10.79	10.48	10.64	11.26	10.88	11.65	11.58	10.81	11.02	11.98	11.42	11.27	11.10	11.51	11.58	12.21	12.33	12.16	10.60	12.68	12.88	13.07	12.96
MnO	0.08	0.09	0.11	0.17	0.14	0.28	0.13	0.08	0.09	0.12	0.12	0.13	0.09	0.19	0.07	0.11	0.15	0.21	0.11	0.54	0.44	0.45	0.53
MgO	14.45	14.40	14.25	13.51	14.20	13.70	13.55	14.29	14.21	13.85	13.89	14.11	14.02	13.72	13.93	13.48	13.29	14.09	14.39	14.27	14.24	13.91	14.29
CaO	11.17	11.23	11.53	11.34	11.58	11.31	11.69	11.10	11.48	11.40	11.52	11.22	11.41	11.09	11.37	11.31	11.40	11.22	11.70	11.41	11.13	11.23	10.96
Na_2O	2.51	2.48	2.30	2.36	2.47	2.23	2.15	2.34	2.08	2.26	2.73	2.50	2.40	2.38	2.45	2.27	2.29	2.25	2.49	1.70	1.87	1.85	1.74
K_2O	0.78	0.78	0.82	0.90	0.77	1.01	1.08	0.81	0.83	0.90	0.78	0.78	0.86	0.76	0.81	0.81	0.76	0.87	0.85	0.67	0.69	0.68	0.66
NiO	0.01	0.07	0.03	0.02						0.02													
Total	96.83	96.86	96.54	96.84	96.90	97.37	96.61	97.02	96.54	97.24	97.71	97.86	96.90	97.11	97.36	97.46	97.63	97.99	97.40	97.55	97.82	97.96	97.64
Mg#	85.44	83.58	81.07	74.05	80.00	74.80	70.90	84.00	83.00	74.52	77.30	81.97	79.73	80.81	80.95	77.34	79.37	78.97	79.03	78.17	79.64	76.91	79.16

Ubinas IIc

Ech.	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-0708	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-8	Ubi-8	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48
Num.	30	32	42	50	60	61	73	74	79	80	94	95	32	33	34	41	42	94	98	91	92	100	101
	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord
SiO_2	46.48	46.42	46.93	46.13	46.04	44.40	47.04	47.34	47.33	46.05	46.38	46.67	40.70	40.52	44.90	45.65	45.92	44.42	41.31	44.88	45.36	45.64	45.05
TiO_2	1.93	2.12	1.78	2.08	1.83	2.51	1.89	1.89	1.26	2.03	1.78	2.21	3.05	2.92	2.23	2.11	1.81	2.05	3.02	1.97	1.83	1.70	1.91
Al_2O_3	7.99	8.21	8.02	8.42	8.17	9.32	7.59	7.36	7.35	8.53	8.15	8.40	11.77	11.99	8.94	7.80	8.41	9.28	11.88	9.21	8.75	8.66	8.87
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
FeOt	11.96	12.04	13.66	12.67	12.77	13.08	12.10	11.69	13.33	13.09	12.64	12.45	13.99	14.80	12.68	12.89	12.83	12.66	14.71	13.13	13.23	13.46	12.59
MnO	0.36	0.39	0.53	0.35	0.51	0.39	0.47	0.39	0.54	0.44	0.41	0.33	0.44	0.50	0.39	0.57	0.44	0.25	0.24	0.47	0.52	0.53	0.53
MgO	15.00	14.63	14.04	14.39	14.27	13.45	14.70	14.91	14.41	14.15	14.33	14.56	12.06	11.68	14.56	14.55	13.62	13.75	12.01	13.62	13.84	13.37	13.71
CaO	11.18	11.12	11.44	11.40	11.39	11.34	11.26	11.21	11.56	11.23	11.23	11.15	11.34	11.50	10.64	11.30	11.14	11.07	10.98	11.36	11.41	11.28	11.13
Na_2O	1.81	1.70	1.57	1.76	1.80	1.89	1.64	1.61	1.48	1.76	1.64	1.74	2.26	2.22	1.86	1.75	1.54	1.98	2.24	1.82	1.85	1.79	1.86
K_2O	0.63	0.63	0.69	0.71	0.74	0.73	0.68	0.66	0.72	0.66	0.68	0.66	0.83	0.89	0.79	0.66	0.65	0.78	0.97	0.72	0.70	0.70	0.74
NiO																		0.01	0.00				
Total	97.33	97.27	98.68	97.94	97.56	97.10	97.36	97.09	97.98	97.94	97.25	98.18	96.47	97.01	96.98	97.31	96.35	96.26	97.35	97.18	97.50	97.17	96.39
Mg#	81.52	80.15	76.07	77.51	76.89	73.91	78.63	79.19	77.03	78.08	78.41	79.31	70.40	68.30	85.70	80.10	75.50	76.53	71.31	75.60	75.80	73.30	76.10

Ubinas IId / Ubinas IIe: Activité 2006 - 2009

Ech.	Ubi-48	Ubi-5a	Ubi-5a	Ubi-5a	Ubi-5a	Ubi-5a	Ubi-14	Ubi-14	Ubi-14	Ubi-14	Ubi-39	Ubi-38	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi0604S	Ub-13	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-14
Num.	103	2	9	11	13	14	77	78	79	83	93	55	41	48	51	55	16	33	12	13	14	31	32
	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord
SiO_2	45.29	42.16	41.82	42.28	42.34	42.28	41.60	43.58	43.64	42.85	42.74	42.00	40.60	41.21	41.18	40.64	41.53	41.24	40.21	40.60	41.44	41.80	41.43
TiO_2	1.78	3.41	3.27	3.49	3.22	3.13	3.07	3.25	3.08	3.35	3.55	3.50	3.24	3.13	2.98	3.09	3.27	3.05	3.42	3.21	3.17	3.05	3.41
Al_2O_3	8.50	10.55	11.34	11.33	10.55	10.37	11.54	10.25	10.30	10.78	10.28	12.43	12.77	12.77	11.86	13.36	13.04	12.59	13.14	13.25	12.73	12.29	12.14
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08	0.08	0.02	0.00	0.01	0.00	0.11	0.02	0.00	0.16	0.00	0.02
FeOt	13.27	11.77	12.25	12.29	12.21	12.04	10.94	11.69	12.15	12.21	11.69	10.92	10.67	10.26	12.05	11.49	11.81	10.72	11.12	11.35	10.69	12.07	12.37
MnO	0.45	0.22	0.33	0.19	0.22	0.23	0.09	0.21	0.23	0.21	0.25	0.13	0.11	0.10	0.16	0.02	0.09	0.09	0.18	0.11	0.07	0.22	0.17
MgO	13.55	13.87	13.64	13.70	14.03	14.49	14.85	14.24	14.09	14.05	14.02	14.90	14.37	14.45	13.42	13.83	13.96	14.24	13.84	13.82	14.59	13.74	13.65
CaO	11.25	11.48	11.22	11.47	11.36	11.24	11.65	11.29	11.66	11.47	11.44	11.16	11.50	11.59	11.52	11.45	11.33	11.54	11.42	11.13	11.48	11.23	11.22
Na_2O	1.84	2.36	2.34	2.49	2.23	2.33	2.51	2.37	2.26	2.31	2.16	2.48	2.67	2.34	2.51	2.59	2.43	2.27	2.36	2.45	2.40	2.38	2.32
K_2O	0.58	0.74	0.77	0.77	0.82	0.69	0.78	0.80	0.84	0.71	0.85	0.76	0.78	0.80	0.76	0.66	0.81	0.78	0.79	0.75	0.79	0.77	0.82
NiO		0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.05	0.05	0.02	0.02	0.00	0.00							
Total	96.51	96.56	96.98	98.07	97.01	96.80	97.07	97.72	98.24	97.94	97.04	98.40	96.83	96.67	96.44	97.14	98.28	96.64	96.49	96.68	97.52	97.54	97.56
Mg#	74.50	75.54	78.53	75.38	78.47	82.60	82.74	76.98	74.97	77.53	76.57	87.81	82.11	82.82	75.06	81.11	81.94	82.34	82.30	83.54	84.57	80.39	79.99

Amphibole

Activité 2006 - 2009

Ech.	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-14
Num.	33	34	35	36
	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord
SiO_2	40.93	40.88	41.06	41.25
TiO_2	3.41	3.23	3.53	3.33
Al_2O_3	12.67	12.64	12.13	11.74
Cr_2O_3	0.01	0.01	0.01	0.00
FeOt	11.90	11.86	12.17	12.17
MnO	0.10	0.14	0.14	0.16
MgO	13.69	13.61	13.60	13.75
CaO	11.41	11.71	11.09	11.17
Na_2O	2.32	2.42	2.33	2.33
K_2O	0.73	0.77	0.86	0.85
NiO				
Total	97.18	97.26	96.92	96.76
Mg#	80.26	77.20	80.26	80.25

Orthopyroxène

Ubinas IIa

Ech.	Ubi-22a	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736
Num.	66	48	50	61	62	66	67	76	77	78	84	85	43	44	49	77	78
	pn:c	pn:c	pn:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	pn:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	pn:c	pn:c	pn:c
SiO_2	52.62	52.82	53.71	52.68	53.46	52.21	54.20	52.98	53.43	53.85	53.63	53.16	53.45	54.06	52.98	54.55	53.50
TiO_2	0.15	0.27	0.29	0.22	0.20	0.28	0.19	0.19	0.23	0.15	0.28	0.23	0.34	0.15	0.31	0.12	0.25
Al_2O_3	0.67	0.74	1.44	0.98	0.74	1.34	0.57	0.69	0.68	0.54	1.21	1.06	0.90	0.55	1.61	0.74	1.01
Cr_2O_3	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeOt	19.61	20.41	16.33	20.98	18.21	20.19	19.20	19.14	19.76	18.38	17.70	17.30	20.11	19.38	18.30	17.30	19.39
MnO	1.22	0.79	0.51	0.72	0.59	0.78	0.67	0.67	0.75	0.72	0.52	0.62	0.81	0.78	0.71	0.58	0.66
MgO	23.07	23.09	25.88	22.44	24.68	22.90	24.09	23.38	23.70	23.91	25.61	25.55	23.58	23.78	24.33	25.50	24.10
CaO	0.73	1.05	1.18	1.22	1.19	1.55	1.25	1.83	1.17	1.17	1.30	1.21	0.98	1.01	1.46	1.42	1.30
Na_2O	0.06	0.04	0.05	0.04	0.12	0.01	0.01	0.05	0.03	0.05	0.01	0.03	0.03	0.01	0.05	0.03	0.00
K_2O	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
Total	98.15	99.24	99.41	99.29	99.28	99.31	100.16	98.97	99.74	98.81	100.29	99.21	100.20	99.72	99.76	100.26	100.22
Wo	1.5	2.1	2.3	2.5	2.4	3.2	2.5	3.7	2.3	2.4	2.6	2.4	2.0	2.0	3.0	2.8	2.6
En	65.6	65.1	71.8	63.5	69.4	65.2	66.7	65.8	66.1	67.4	70.9	71.6	65.6	66.4	68.4	69.8	66.9
Fs	32.9	32.7	25.8	34.0	28.2	31.6	30.9	30.5	31.6	30.2	26.4	26.0	32.5	31.6	28.6	27.4	30.5
Mg#	67.93	67.41	74.17	65.88	71.77	68.24	69.11	69.14	68.45	69.86	73.46	74.11	67.77	68.61	71.33	72.49	69.46

Ubinas IIb

Ech.	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658
Num.	6	7	17	18	25	31
	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c
SiO_2	53.30	53.96	54.14	53.45	53.34	53.63
TiO_2	0.21	0.19	0.22	0.18	0.21	0.22
Al_2O_3	0.79	0.79	0.73	0.74	0.72	0.95
Cr_2O_3	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
FeOt	21.15	20.15	18.89	20.00	21.28	20.66
MnO	0.89	0.74	0.67	0.79	0.85	0.81
MgO	23.05	23.42	24.24	23.47	22.53	23.15
CaO	1.10	1.24	1.21	1.17	0.99	1.17
Na_2O	0.03	0.04	0.00	0.09	0.05	0.06
K_2O	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
Total	100.55	100.60	100.12	99.88	99.98	100.64
Wo	2.2	2.5	2.4	2.3	2.0	2.3
En	64.5	65.0	67.1	65.7	63.2	64.4
Fs	33.3	32.5	30.4	32.0	34.8	33.2
Mg#	66.93	67.44	69.57	68.16	65.37	66.86

Ubinas IId

Ech.	Ubi-5a	Ubi-5a	Ubi-5a	Ubi-14	Ubi-14	Ubi-14	Ubi-14	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39
Num.	4	5	24	71	73	74	81	3	29	30
	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord
SiO_2	53.60	54.04	53.15	53.48	53.47	54.18	54.60	52.85	53.14	52.91
TiO_2	0.12	0.12	0.10	0.21	0.09	0.16	0.13	0.27	0.30	0.18
Al_2O_3	0.56	0.73	0.79	1.05	0.77	0.58	0.54	0.84	0.60	1.01
Cr_2O_3	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
FeOt	18.23	17.86	17.44	17.67	17.99	17.85	17.11	19.90	20.95	19.32
MnO	0.86	0.76	0.94	0.75	0.83	0.83	0.79	0.65	0.86	0.85
MgO	24.76	25.26	25.44	25.62	25.22	25.88	25.74	23.55	22.70	23.87
CaO	0.99	1.04	0.97	1.08	1.03	0.96	1.11	1.42	1.55	1.67
Na_2O	0.01	0.00	0.05	0.02	0.04	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03
K_2O	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Total	99.16	99.81	98.88	99.88	99.48	100.44	100.05	99.49	100.16	99.85
Wo	2.0	2.1	2.0	2.2	2.1	1.9	2.2	2.9	3.1	3.4
En	68.8	69.6	71.5	71.3	70.5	71.1	70.4	66.2	63.6	67.2
Fs	29.2	28.4	26.6	26.5	27.5	27.0	27.5	30.9	33.3	29.4
Mg#	71.22	71.91	74.05	73.76	72.92	73.42	72.84	68.95	66.54	70.60

Activité 2006 - 2009

Ech.	Ubi06-04L	Ubi0604L	Ubi0604L	Ubi0604L	Ubi0604L	Ubi0604S	Ubi0604S
Num.	1	2	3	12	13	6	8
	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c
SiO_2	52.35	53.51	53.62	53.92	52.63	53.02	53.97
TiO_2	0.49	0.25	0.22	0.31	0.37	0.23	0.31
Al_2O_3	1.23	0.66	0.82	0.95	1.67	0.85	1.24
Cr_2O_3	0.04	0.04	0.01	0.03	0.20	0.00	0.00
FeOt	16.77	16.62	16.65	16.79	15.96	20.86	16.68
MnO	0.49	0.56	0.60	0.56	0.52	0.61	0.56
MgO	24.68	25.69	25.66	25.41	26.11	23.01	26.15
CaO	2.19	1.48	1.60	1.63	1.48	1.27	1.61
Na_2O	0.04	0.01	0.03	0.04	0.06	0.02	0.04
K_2O	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.29	98.85	99.22	99.65	98.82	99.88	100.57
Wo	4.5	2.9	3.2	3.2	3.0	2.5	3.2
En	70.0	71.4	71.3	70.1	73.9	64.6	72.1
Fs	25.5	25.7	25.5	26.6	23.1	32.9	24.7
Mg#	73.89	74.26	74.36	73.14	76.88	66.95	75.19

Activité 2006 - 2009

Ech.	Ubi06-04S	Ubi06-04S	Ubi06-04S	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ubi-14	Ubi-14	Ubi-14	Ub-18	Ub-18	Ub-18	Ub-18
Num.	9	18	24	13	14	34	35	39	1	4	5	57	58	60	61
	pn:c	mi:	pn:c	ph:c	pc:bord	pn:c	pn:c	pn:c	pn:c	ph:c	pc:bord	ph:c	pc:bord	ph:c	pc:bord
SiO_2	53.65	54.00	53.59	54.45	53.06	52.25	54.81	53.59	52.94	54.70	53.10	53.55	54.01	53.74	52.05
TiO_2	0.18	0.20	0.28	0.28	0.52	0.38	0.29	0.16	0.43	0.31	0.33	0.48	0.48	0.33	0.46
Al_2O_3	1.04	0.78	0.65	0.57	1.64	1.42	0.82	0.83	1.67	0.74	0.74	1.21	0.99	0.81	1.59
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
FeOt	18.19	17.34	17.24	16.23	16.60	17.15	15.66	18.26	17.04	16.36	16.58	17.27	16.89	17.28	17.79
MnO	0.59	0.47	0.54	0.66	0.56	0.57	0.43	0.76	0.60	0.51	0.54	0.54	0.52	0.60	0.56
MgO	25.49	25.58	25.00	25.33	24.66	24.65	26.72	23.75	24.73	26.20	26.07	24.09	25.65	24.67	23.37
CaO	1.11	1.65	1.74	1.80	2.06	1.85	1.86	1.57	2.04	1.79	1.72	3.84	1.74	1.60	2.56
Na_2O	0.02	0.04	0.05	0.10	0.02	0.05	0.04	0.00	0.02	0.05	0.01	0.06	0.06	0.04	0.05
K_2O	0.00	0.02	0.00	0.05	0.05	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01
Total	100.28	100.08	99.10	99.49	99.18	98.33	100.65	98.92	99.48	100.67	99.12	101.03	100.34	99.09	98.43
Wo	2.2	3.3	3.5	3.6	4.1	3.8	3.6	3.2	4.1	3.5	3.5	7.7	3.4	3.2	5.2
En	70.8	70.7	69.5	70.1	69.1	70.2	72.7	66.8	69.3	71.4	72.9	66.9	70.7	68.8	66.8
Fs	27.0	26.0	27.0	26.3	26.8	26.0	23.7	30.0	26.6	25.1	23.6	25.4	25.9	28.0	28.0
Mg#	73.04	73.66	72.67	73.55	72.71	73.68	75.92	69.86	73.04	74.60	76.22	73.13	73.84	71.81	71.18

Clinopyroxène

Ubinas IIa / Ubinas IIb / Ubinas IId

Ech.	Ubi-22a	Ubi-22a	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi-39
Num.	70	73	27	28	31	32	34	53	69	70	45	59	60	67	69	73	9	10	22	23	30	33	84
	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c
SiO_2	52.56	53.07	51.42	51.25	51.74	51.03	50.53	51.35	52.36	51.90	52.35	51.39	52.93	51.99	53.11	52.55	51.72	52.41	50.24	52.24	52.54	52.70	52.19
TiO_2	0.22	0.21	0.43	0.35	0.38	0.54	0.84	0.62	0.17	0.41	0.52	0.79	0.34	0.64	0.38	0.39	0.52	0.42	1.23	0.47	0.40	0.45	0.31
Al_2O_3	1.19	0.80	1.71	1.88	1.91	2.23	3.69	2.11	0.94	1.64	1.54	2.52	1.54	2.33	1.41	1.58	2.20	1.75	4.11	1.73	1.54	1.21	1.13
Cr_2O_3	0.02	0.00	0.08	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.18	0.00	0.02	0.02	0.02
MgO	14.51	15.32	14.08	13.66	13.64	14.23	14.68	14.10	14.25	14.17	15.34	14.54	14.41	14.84	15.28	14.95	13.86	14.87	14.90	14.49	14.47	14.71	14.19
FeOt	8.69	7.47	9.61	10.69	9.83	8.72	8.88	9.65	8.82	9.51	8.31	8.88	9.16	8.84	8.10	7.95	10.09	7.91	7.38	9.19	9.27	9.69	10.04
MnO	0.46	0.53	0.39	0.39	0.38	0.22	0.17	0.40	0.48	0.40	0.34	0.31	0.43	0.39	0.46	0.33	0.41	0.27	0.11	0.44	0.45	0.38	0.48
CaO	21.68	21.88	20.04	19.95	20.86	21.44	20.17	20.51	21.80	21.22	20.92	20.84	20.95	20.95	21.55	21.89	20.73	21.40	21.67	20.78	21.27	20.17	20.70
Na_2O	0.43	0.43	0.50	0.51	0.47	0.32	0.41	0.53	0.38	0.46	0.41	0.45	0.50	0.37	0.41	0.34	0.55	0.27	0.32	0.44	0.45	0.44	0.46
K_2O	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00
NiO	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03															0.00
Total	99.80	99.74	98.26	98.72	99.21	98.73	99.39	99.33	99.19	99.70	99.76	99.72	100.25	100.38	100.70	99.97	100.10	99.30	100.17	99.79	100.41	99.81	99.51
Wo	45.6	45.4	43.1	43.1	44.5	45.8	43.6	44.2	44.5	43.4	43.9	44.5	43.8	44.0	44.6	45.5	44.4	44.4	46.6	43.7	44.6	42.1	43.8
En	42.4	44.3	42.1	41.1	40.5	42.2	44.1	42.3	40.6	40.6	44.7	43.1	41.9	43.4	44.0	43.3	41.3	42.9	44.6	42.5	42.2	42.8	41.8
Fs	12.0	10.3	14.8	15.8	15.0	12.0	12.3	13.5	14.9	16.0	11.4	12.4	14.2	12.5	11.5	11.2	14.3	12.7	8.9	13.8	13.2	15.1	14.5
Mg#	79.13	82.54	74.95	73.13	73.78	78.43	78.65	76.71	77.96	77.25	80.53	78.48	75.59	78.48	80.40	80.17	75.24	77.73	83.74	76.52	77.27	74.75	75.35

Ubinas IId

Ech.	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-17	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77
Num.	85	86	87	11	12	14	15	16	39	40	42	53	38	40	45	53	57	34	31	32	33	35	52
	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	pc:bord	ph:c	ph:c	pc:bord	ph:c	pc:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	mi	ph:c
SiO_2	47.33	49.16	52.42	52.40	51.56	49.25	51.82	51.68	51.21	49.31	54.21	48.98	49.63	51.14	50.29	51.92	51.87	50.15	51.43	49.04	51.17	49.28	52.86
TiO_2	1.65	1.37	0.34	0.24	0.32	1.25	0.37	0.22	0.34	1.21	0.57	1.87	1.12	0.46	0.78	0.42	0.44	1.06	0.85	1.44	0.76	1.68	0.29
Al_2O_3	6.13	5.36	1.60	1.15	1.22	3.83	1.66	1.56	1.58	4.06	1.52	4.42	4.20	1.83	3.99	1.50	1.74	3.27	2.04	3.56	2.06	3.03	0.88
Cr_2O_3	0.27	0.18	0.00	0.01	0.03	0.00	0.04	0.00	0.02	0.22	0.00	0.01	0.01	0.04	0.14	0.00	0.04	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00
MgO	13.69	14.02	14.19	14.39	14.36	14.09	14.35	14.41	13.99	14.70	13.28	15.74	14.33	13.67	15.23	14.58	17.42	16.03	16.26	15.67	16.67	15.72	15.11
FeOt	7.92	7.87	9.55	9.12	9.19	9.34	9.48	9.62	9.59	7.96	9.67	7.00	8.22	10.96	8.14	8.80	10.78	8.32	8.06	8.27	8.07	8.77	8.43
MnO	0.06	0.11	0.42	0.46	0.43	0.19	0.37	0.41	0.42	0.15	0.40	0.09	0.22	0.33	0.10	0.36	0.41	0.22	0.26	0.19	0.21	0.24	0.41
CaO	21.56	21.52	21.53	21.38	21.21	20.69	20.84	20.79	21.11	21.36	20.12	21.04	21.31	20.18	20.38	21.06	15.84	20.31	19.93	20.24	20.19	19.57	21.33
Na_2O	0.40	0.40	0.43	0.36	0.39	0.33	0.48	0.50	0.50	0.43	0.32	0.42	0.57	0.18	0.41	0.45	0.44	0.40	0.36	0.43	0.29	0.48	0.35
K_2O	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.01	0.01	0.03						0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	0.02	
Total	99.06	100.01	100.50	99.52	98.72	98.98	99.41	99.18	98.78	99.45	100.10	99.57	99.66	98.83	99.53	99.09	99.02	99.76	99.24	98.89	99.45	98.78	99.66
Wo	49.2	47.4	45.3	44.7	45.2	45.4	44.4	44.6	45.7	47.2	43.3	46.2	47.4	42.6	44.4	44.7	33.7	44.0	42.2	44.7	42.8	43.1	44.1
En	43.5	43.0	41.5	41.9	42.6	43.0	42.6	43.0	42.2	45.2	39.8	48.1	44.3	40.1	46.1	43.0	51.4	48.4	47.8	48.2	49.1	48.2	43.6
Fs	7.3	9.6	13.3	13.4	12.2	11.7	13.0	12.4	12.1	7.6	16.9	5.6	8.3	17.3	9.5	12.3	14.9	7.6	10.0	7.1	8.1	8.7	12.3
Mg#	85.81	82.10	76.76	76.89	78.86	79.14	77.44	78.67	78.72	86.06	71.01	89.75	84.80	70.63	83.18	78.65	78.35	87.07	83.40	87.71	86.37	85.21	78.98

Activité 2006 - 2009

Ech.	Ubi-77	Ubi-77	Ub-18	Ub-18	Ub-18	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-14	Ub-14	Ubi0604	Ubi0604	Ubi0604	Ubi0604	Ubi0604	Ubi0604	Ubi0604
Num.	54	60	51	52	53	1	3	4	5	6	9	37	38	43	44	23	24	11	1	7	10	11	12	25
	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c+100	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c
SiO_2	50.74	51.64	51.73	52.05	52.37	51.39	52.01	51.55	51.87	51.22	50.20	51.22	50.63	51.10	52.25	50.84	50.76	52.47	52.51	49.54	51.00	51.94	51.63	50.71
TiO_2	1.08	0.39	0.68	0.58	0.45	0.57	0.49	0.60	0.78	0.88	0.99	0.60	0.71	0.69	0.58	0.91	0.85	0.45	0.34	0.89	0.98	0.78	0.59	0.75
Al_2O_3	3.09	1.57	2.00	1.79	1.43	1.51	1.64	1.77	2.02	2.39	3.88	1.91	2.54	3.25	1.68	2.45	2.32	1.26	1.50	2.99	3.13	2.56	1.87	1.92
Cr_2O_3	0.01	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.01	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
MgO	15.62	14.15	14.25	14.73	14.68	13.74	16.27	15.71	14.97	14.85	14.61	15.82	15.02	13.83	15.91	15.05	15.12	15.16	14.66	14.61	15.06	15.01	16.11	13.92
FeOt	8.01	8.75	10.57	9.72	9.34	11.26	8.20	9.87	9.07	9.21	9.10	8.79	9.08	9.60	9.44	9.54	9.11	9.70	10.43	9.84	8.98	8.73	8.81	11.17
MnO	0.25	0.43	0.38	0.28	0.33	0.51	0.29	0.40	0.35	0.37	0.26	0.27	0.29	0.29	0.43	0.31	0.35	0.38	0.36	0.29	0.33	0.31	0.29	0.41
CaO	20.55	21.45	20.01	20.30	20.34	19.60	20.19	18.32	20.15	20.31	20.39	19.65	20.14	20.50	19.17	19.92	20.45	19.87	20.35	20.64	19.89	20.60	19.70	19.67
Na_2O	0.44	0.39	0.40	0.44	0.38	0.52	0.24	0.31	0.41	0.41	0.38	0.36	0.42	0.56	0.28	0.44	0.33	0.40	0.53	0.45	0.35	0.41	0.37	0.44
K_2O	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.05	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
NiO																								
Total	99.82	98.75	100.03	99.91	99.35	99.15	99.35	98.56	99.65	99.65	99.85	98.65	98.94	99.85	99.78	99.47	99.33	99.73	100.67	99.30	99.72	100.40	99.37	98.98
Wo	44.0	45.5	42.3	42.8	42.5	42.2	42.0	38.7	42.4	43.2	44.1	41.8	43.5	44.4	39.0	40.7	41.5	41.5	42.9	45.3	42.2	43.3	41.6	42.4
En	47.0	41.9	42.0	43.4	42.7	41.3	47.3	46.3	43.9	44.1	44.2	47.1	45.4	41.8	45.2	43.0	43.1	44.2	43.2	45.2	44.6	44.1	47.6	42.0
Fs	9.0	12.6	15.7	13.9	14.8	16.5	10.8	15.1	13.7	12.7	11.8	11.1	11.1	13.8	15.8	11.6	10.6	14.3	13.9	9.4	13.1	12.6	10.9	15.6
Mg#	84.48	77.84	73.47	76.36	75.00	72.38	82.04	76.21	77.02	78.50	79.45	81.46	80.97	75.74	74.96	79.49	80.94	76.34	76.37	83.33	77.94	78.44	81.99	73.68

Olivine

Ubinas IId																		Activité 2006 - 2009					
Ech.	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi06-045	Ubi06-045	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-14
Num.	94	97	98	99	54	2	17	18	21	22	41	27	28	34	36	37	38	15	19	1	4	10	11
	ph	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord
SiO_2	38.81	39.15	38.45	39.13	37.03	37.68	39.09	38.51	39.33	38.67	39.05	38.70	38.50	37.97	36.76	37.84	37.08	37.67	37.62	38.43	37.11	38.55	37.89
TiO_2	0.00	0.02	0.02	0.04	0.12	0.04	0.07	0.04	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.03	0.30	0.01	0.09	0.03	0.01	0.02	0.05	0.00	0.03
Al_2O_3	0.04	0.02	0.00	0.03	0.06	0.03	0.02	0.02	0.00	0.02	0.05	0.03	0.00	0.02	0.11	0.02	0.07	0.00	0.04	0.00	0.04	0.05	0.03
Cr_2O_3	0.04	0.00	0.01	0.20	0.01	0.05	0.04	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.09	0.00	0.07	0.00	0.04	0.00	0.00	0.07	0.00	0.01	0.00
MgO	41.96	42.24	40.89	41.74	36.16	35.67	41.73	41.52	42.89	39.44	41.40	40.78	40.88	39.73	38.47	39.39	38.88	35.52	38.15	38.98	31.43	38.71	36.15
FeO	18.39	17.72	20.32	18.39	25.15	26.56	18.22	19.32	17.70	21.89	20.01	20.10	20.06	21.00	23.50	21.53	21.99	26.57	22.70	21.31	30.34	22.18	25.30
MnO	0.25	0.34	0.31	0.28	0.37	0.55	0.26	0.35	0.24	0.44	0.33	0.39	0.30	0.43	0.59	0.47	0.42	0.51	0.38	0.32	0.66	0.29	0.46
CaO	0.19	0.11	0.13	0.14	0.27	0.08	0.14	0.14	0.12	0.11	0.00	0.20	0.22	0.21	0.16	0.20	0.23	0.15	0.11	0.16	0.24	0.17	0.16
Na_2O	0.01	0.03	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.05
K_2O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00
NiO	0.11	0.15	0.10	0.12	0.04						0.00	0.06	0.09	0.02	0.03	0.05	0.02						
Total	99.80	99.78	100.26	100.08	99.31	100.66	99.56	99.91	100.32	100.65	100.91	100.29	100.17	99.46	100.02	99.56	98.84	100.46	99.04	99.30	99.89	100.03	100.09
Fo	80.3	80.9	78.2	80.2	71.9	70.5	80.3	79.3	81.2	76.3	78.7	78.3	78.4	77.1	74.5	76.5	75.9	70.4	75.0	76.5	64.9	75.7	71.8

Olivine

Activité 2006 - 2009						
Ech.	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-14
Num.	21	22	27	28	2	3
	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord
SiO_2	38.08	36.30	38.05	37.95	38.75	37.27
TiO_2	0.01	0.03	0.04	0.16	0.06	0.00
Al_2O_3	0.04	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01
Cr_2O_3	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
MgO	39.16	30.92	37.03	36.32	37.81	31.01
FeO	21.50	31.47	24.77	25.76	23.14	30.62
MnO	0.35	0.75	0.35	0.44	0.33	0.67
CaO	0.13	0.22	0.15	0.13	0.15	0.17
Na_2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01
K_2O	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
NiO						
Total	99.30	99.70	100.42	100.79	100.311	99.7623
Fo	76.4	63.7	72.7	71.5	74.4	64.3

Biotite

Ubinas IIb																	
Ech.	Ubi0687	Ubi0687	Ubi0687	Ubi0687	Ubi0687	Ubi0687	Ubi0687	Ubi0687	Ubi0708	Ubi0708	Ubi0708	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69
Num.	7	8	10	11	12	13	14	33	71	81	82	15	9	47	48
	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord
SiO_2	37.17	37.77	36.68	36.85	37.12	37.59	36.63	36.75	35.86	35.98	35.60	36.91	36.91	36.13	36.18
TiO_2	4.95	4.95	5.02	5.27	5.01	5.12	5.16	5.14	4.94	4.86	4.83	4.92	4.80	5.15	5.15
Al_2O_3	13.65	13.59	13.80	13.69	13.59	13.64	13.67	13.96	13.28	13.48	12.98	13.79	13.79	13.96	13.75
Cr_2O_3	0.05	0.03	0.00	0.00	0.08	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
FeO	15.03	14.20	13.94	13.31	13.87	12.80	13.94	14.19	13.40	13.42	13.11	13.46	13.45	13.78	13.88
MnO	0.22	0.17	0.15	0.21	0.17	0.12	0.13	0.18	0.18	0.14	0.11	0.18	0.15	0.10	0.18
MgO	14.93	15.38	15.18	15.32	14.96	15.63	14.80	15.04	14.63	13.54	13.75	15.74	15.72	14.93	15.43
CaO	0.00	0.01	0.02	0.04	0.03	0.02	0.00	0.04	0.73	0.89	1.50	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.72	0.59	0.69	0.71	0.62	0.74	0.66	0.77	0.26	0.39	0.56	0.89	0.77	0.70	0.72
K_2O	8.89	8.71	8.85	8.59	8.55	8.42	8.65	8.32	3.70	4.53	4.47	8.47	8.70	8.59	8.54
Total	95.61	95.39	94.33	94.00	94.00	94.09	93.67	94.41	87.00	87.23	86.90	94.34	94.31	93.38	93.83
Mg#	63.90	65.88	66.00	67.24	65.78	68.51	65.44	65.40	66.07	64.26	65.15	66.55	67.58	65.87	66.45

Biotite

Ubinas IIb							Ubinas IIc									Ubinas IId	
Ech.	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-8	Ubi-8	Ubi-8	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-38	Ubi-38
Num.	49	50	51	86	93	96	72	78	84	94	95	96	97	98	99	30	31
	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord
SiO_2	36.57	36.95	36.67	36.93	37.16	37.19	36.36	36.33	36.49	36.99	37.18	36.63	37.04	36.63	37.02	36.5	36.93
TiO_2	5.07	4.95	5.00	4.85	5.12	5.13	4.47	4.68	4.51	4.59	4.49	4.66	4.36	4.46	4.41	6.02	5.92
Al_2O_3	13.71	13.50	13.75	14.05	14.49	14.61	14.11	13.93	13.97	14.16	14.05	14.13	14.30	14.51	14.10	13.52	13.65
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00
FeO	13.69	13.77	13.80	12.74	13.08	13.27	14.5	14.53	14.69	13.95	13.82	13.89	13.66	13.92	13.63	14.19	13.93
MnO	0.10	0.18	0.14	0.16	0.14	0.13	0.28	0.17	0.21	0.21	0.20	0.18	0.25	0.19	0.21	0.23	0.11
MgO	15.34	15.59	15.18	15.66	15.29	15.11	14.34	14.5	14.74	15.02	14.98	14.66	14.74	14.79	15.18	14.95	15.35
CaO	0.03	0.05	0.10	0.04	0.03	0.01	0.00	0.03	0.06	0.10	0.06	0.17	0.02	0.04	0.11	0.02	0.04
Na_2O	0.69	0.75	0.78	0.87	0.81	0.71	0.63	0.59	0.69	0.06	0.61	0.75	0.72	0.71	0.68	0.67	0.78
K_2O	8.86	8.70	8.75	8.80	8.78	8.7	8.53	8.61	8.75	8.24	8.41	8.15	8.72	8.48	8.12	9.24	9.04
Total	94.06	94.44	94.17	94.10	94.9	94.86	93.22	93.37	94.15	93.36	93.80	93.24	93.81	93.74	93.47	95.34	95.75
Mg#	66.64	66.86	66.23	68.67	67.56	67.00	63.81	64.01	64.12	65.73	65.90	65.30	65.79	65.46	66.50	65.25	66.28

Magnétite

Ubinas IIa / Ubinas IIb

Ech.	Ubi-22a	Ubi-22a	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0736	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687	Ubi-0687
Num.	76	77	52	68	72	86	47	75	76	79	8	13	21	24	26	32	42	17	35	37	38	48	51
	inclusion	inclusion	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c
SiO_2	0.07	0.12	0.01	0.14	0.06	0.05	0.10	0.09	0.07	0.05	0.05	0.13	0.19	0.04	0.10	0.19	0.22	0.02	0.09	0.04	0.03	0.11	0.03
TiO_2	7.58	7.03	9.41	8.03	8.85	9.77	8.54	9.32	9.25	9.87	11.19	8.84	10.99	8.87	10.33	9.93	11.12	6.90	6.37	6.47	5.92	8.96	6.21
Al_2O_3	3.12	2.28	2.67	1.89	2.21	2.22	0.86	1.09	1.10	1.20	1.59	1.84	2.03	2.01	2.33	2.18	1.99	2.03	1.69	1.68	1.64	4.15	1.63
Cr_2O_3	0.06	0.08	0.10	0.01	0.09	0.02	0.00	0.01	0.01	0.08	0.08	0.01	0.06	0.03	0.05	0.03	0.09	0.06	0.06	0.04	0.01	0.02	0.04
MgO	3.19	2.40	2.29	1.43	2.04	1.76	0.50	1.09	1.06	1.10	1.78	1.58	2.19	1.65	2.06	2.22	2.06	1.63	1.42	1.60	1.56	3.25	1.47
FeOt	76.86	78.13	77.58	81.35	80.28	79.24	81.78	81.29	81.24	80.79	79.24	80.04	78.11	81.03	79.31	78.49	78.13	82.83	83.44	83.81	84.02	77.73	83.65
MnO	0.33	0.50	0.36	0.43	0.38	0.41	0.41	0.58	0.58	0.55	0.41	0.53	0.44	0.48	0.47	0.40	0.43	0.68	0.68	0.79	0.63	0.46	0.66
CaO	0.24	0.38	0.01	0.05	0.04	0.03	0.12	0.01	0.03	0.03	0.07	0.10	0.23	0.03	0.09	0.14	0.16	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00
Na_2O	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.06	0.01	0.00	0.04	0.00	0.01	0.04	0.00	0.04	0.00	0.13	0.03	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00
K_2O	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02	0.07	0.04	0.00	0.02	0.05	0.01	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02
NiO	0.00	0.00	0.04																				
Total	91.49	90.93	92.49	93.36	93.97	93.50	92.38	93.57	93.36	93.71	94.44	93.14	94.31	94.14	94.81	93.62	94.33	94.21	93.75	94.48	93.88	94.71	93.71
TiO_2	8.1	7.5	9.8	8.1	9.0	10.0	8.6	9.4	9.3	9.9	11.3	9.0	11.3	9.0	10.5	10.2	11.3	7.0	6.4	6.5	6.0	9.4	6.3
Fe_2O_3	53.6	54.4	49.0	51.4	50.4	48.1	50.0	49.1	49.3	48.0	45.9	50.0	46.2	50.2	47.5	48.2	45.8	54.3	55.1	55.4	56.4	50.3	55.7
FeO	38.2	38.1	41.1	40.5	40.6	41.9	41.4	41.5	41.5	42.1	42.8	40.9	42.5	40.8	42.0	41.6	42.9	38.7	38.4	38.1	37.6	40.3	38.0

Ubinas IIb / Ubinas IIc / Ubinas IId

Ech.	Ubi0687	Ubi0708	Ubi0729	Ubi0750	Ubi0771	Ubi0792	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-8	Ubi-8	Ubi-8	Ubi-8	Ubi-128	Ubi-128	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-5a	Ubi-5a	Ubi-5a
Num.	52	62	91	92	131	133	6	7	39	40	46	87	92	97	99	69	71	93	102	111	7	10	18
	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	inclusion	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	inclusion	ph:c	ph:c
SiO_2	0.09	0.06	0.04	0.06	0.03	0.05	0.06	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.06	0.09	0.06	0.02	0.02	0.08	0.02	0.02	0.85	0.07	0.03
TiO_2	6.46	5.77	5.67	5.80	5.72	5.78	6.57	6.42	6.69	6.56	6.57	7.02	8.50	8.18	7.59	5.95	5.82	5.61	5.87	5.77	9.25	8.71	8.85
Al_2O_3	1.72	1.55	1.39	1.53	1.58	1.61	1.84	1.91	1.92	1.88	1.85	2.47	4.67	2.60	2.40	1.74	1.75	1.79	1.80	1.79	2.90	2.83	2.87
Cr_2O_3	0.00	0.05	0.04	0.00	0.05	0.05	0.02	0.00	0.03	0.05	0.04	0.14	0.05	0.09	0.12	0.03	0.06	0.00	0.03	0.04	0.04	0.02	0.09
MgO	1.59	1.11	1.22	1.23	1.18	1.06	1.51	1.53	1.47	1.58	1.59	1.98	2.63	2.27	1.83	1.13	1.07	1.32	1.26	1.20	2.71	2.48	2.50
FeOt	82.14	84.19	84.37	84.12	84.41	84.10	83.03	82.86	83.77	83.49	83.91	81.39	77.82	79.74	81.18	82.46	83.40	82.42	82.56	83.79	78.28	79.85	79.92
MnO	0.75	0.70	0.80	0.75	0.65	0.54	0.64	0.67	0.71	0.66	0.66	0.62	0.54	0.46	0.55	0.85	0.83	0.85	0.77	0.79	0.47	0.45	0.49
CaO	0.01	0.04	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.04	0.03	0.04	0.01	0.10	0.00	0.04	0.16	0.00	0.00
Na_2O	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.18	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
K_2O	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.04	0.04	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00
NiO							0.00	0.02				0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03				0.00	0.01	0.00
Total	92.80	93.51	93.64	93.49	93.63	93.21	93.85	93.50	94.64	94.27	94.67	93.73	94.38	93.46	93.82	92.24	93.04	92.19	92.31	93.44	94.71	94.41	94.78
TiO_2	6.6	5.8	5.7	5.9	5.7	5.8	6.6	6.5	6.7	6.6	6.6	7.2	8.9	8.4	7.8	6.1	5.9	5.8	6.0	5.8	9.6	8.9	9.1
Fe_2O_3	55.1	56.2	56.7	56.3	56.4	55.9	55.6	55.3	54.7	55.0	55.0	54.2	50.3	51.7	52.7	55.8	56.1	56.6	56.0	56.2	48.7	50.9	50.8
FeO	38.3	38.0	37.6	37.9	37.9	38.3	37.8	38.2	38.6	38.4	38.4	38.6	40.7	39.9	39.5	38.1	38.0	37.6	38.0	37.9	41.7	40.2	40.2

Ubinas IId / Activité 2006 - 2009

Ech.	Ubi-14	Ubi-14	Ubi-38	Ubi-38	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-39	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ub0604	Ubi0604	Ubi0604	Ubi0604	Ubi0604	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-14	Ub-14	Ub-14
Num.	72	82	32	51	13	19	20	29	30	50	51	55	10	16	20	22	23	8	36	40	5	29	30
	inclusion	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:bord
SiO_2	0.07	0.08	0.03	0.07	0.11	0.07	0.08	0.10	0.14	0.12	0.14	0.09	0.09	0.06	0.08	0.05	0.09	0.09	0.07	0.06	0.12	0.03	0.14
TiO_2	8.95	8.56	13.58	9.89	11.43	12.63	8.94	12.89	12.72	12.41	12.54	12.10	13.59	15.36	12.28	11.96	12.35	14.13	12.16	16.39	11.27	11.15	11.55
Al_2O_3	2.93	2.91	10.19	1.88	1.60	1.57	1.85	2.85	2.58	3.04	2.96	3.36	2.65	2.21	3.43	3.48	3.27	2.90	3.68	2.08	4.88	3.89	3.80
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.06	0.08	0.04	0.09	0.06	0.47	0.51	0.30	0.36	0.51	0.02	0.04	0.06	0.00	0.17	0.05	0.03	0.01	0.07	0.07	0.10
MgO	2.53	2.52	5.76	1.66	1.71	1.87	1.65	5.12	4.90	4.89	4.89	4.90	2.16	2.25	3.10	2.81	2.87	2.65	2.91	2.58	3.77	2.84	2.91
FeOt	79.89	80.22	66.95	81.29	79.34	78.36	81.88	72.54	72.25	72.517	71.905	72.830	75.048	73.387	75.705	75.197	75.906	74.70	75.04	73.37	72.97	75.18	75.42
MnO	0.55	0.58	0.41	0.38	0.56	0.55	0.45	0.52	0.45	0.47	0.38	0.41	0.47	0.52	0.40	0.38	0.39	0.45	0.43	0.54	0.37	0.29	0.44
CaO	0.01	0.00	0.03	0.14	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01	0.13	0.07	0.03	0.00	0.06	0.07	0.02	0.00	0.03	0.11	0.10	0.35	0.06
Na_2O	0.03	0.00	0.02	0.07	0.03	0.02	0.03	0.09	0.07	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.03	0.01	0.00	0.02
K_2O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00
NiO	0.02	0.00	0.03	0.02				0.00	0.01														
Total	94.98	94.88	97.08	95.47	94.85	95.21	94.95	94.58	93.64	93.80	93.33	94.30	94.06	93.83	95.14	93.95	95.08	95.03	94.41	95.18	93.56	93.80	94.44
TiO_2	9.1	8.8	15.4	9.9	11.5	12.7	8.9	13.8	13.7	13.3	13.5	13.0	14.0	15.8	12.7	12.5	12.8	14.6	12.7	16.7	12.2	11.8	12.1
Fe_2O_3	50.7	51.3	38.9	48.8	45.4	43.3	50.2	45.2	45.1	45.3	44.9	45.8	40.4	37.1	43.8	43.9	43.4	39.8	43.5	36.0	45.1	45.4	44.5
FeO	40.2	39.9	45.7	41.4	43.1	44.0	40.9	41.0	41.3	41.4	41.5	41.2	45.6	47.0	43.5	43.6	43.9	45.7	43.8	47.3	42.8	42.8	43.4

Magnétite

Activité 2006 - 2009

Ech.	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ub-14	Ubi-14	Ub-18	Ub-18	Ub-18	Ub-18
Num.	37	38	39	40	6	59	65	66	70
	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:bord	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c
SiO_2	0.13	0.13	0.10	0.17	0.12	0.13	0.12	0.11	0.08
TiO_2	13.59	13.67	13.37	13.49	14.71	16.19	16.74	16.35	16.74
Al_2O_3	2.74	2.68	3.13	3.21	2.45	1.55	1.61	1.66	1.69
Cr_2O_3	0.07	0.04	0.00	0.04	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00
MgO	2.38	2.50	2.71	2.64	2.33	1.55	1.68	2.11	2.03
FeOt	75.12	75.20	74.30	74.32	74.84	73.67	72.98	73.28	74.35
MnO	0.42	0.47	0.40	0.37	0.42	0.53	0.63	0.55	0.59
CaO	0.01	0.08	0.04	0.09	0.07	0.12	0.25	0.08	0.00
Na_2O	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K_2O	0.03	0.05	0.02	0.02	0.00	0.04	0.01	0.02	0.01
NiO									
Total	94.51	94.80	94.09	94.39	94.94	93.79	94.02	94.18	95.49
TiO_2	14.0	14.0	13.9	14.0	15.0	16.5	17.1	16.7	16.8
Fe_2O_3	40.5	40.7	41.0	40.5	38.6	35.2	34.4	35.5	35.1
FeO	45.5	45.2	45.1	45.4	46.4	48.3	48.5	47.8	48.1

Ilménite

	Ubinas IIa			Ubinas IIb			Ubinas IIc	Ubinas IId
Ech.	Ubi-33	Ubi-33	Ubi-33	Ubi 0658	Ubi0708	Ubi0708	Ubi128	Ubi-38
Num.	29	41	71	19	132	93	70	41
	inclusion	ph ds mes	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	ph:c	inclusion
SiO_2	0.03	0.00	0.04	0.04	0.02	0.05	0.03	0.11
TiO_2	31.08	38.67	33.90	33.41	39.72	39.45	37.92	28.18
Al_2O_3	0.54	0.197	0.28	0.31	0.20	0.21	0.22	0.44
Cr_2O_3	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00
MgO	1.44	1.95	1.51	1.59	1.91	2.18	1.83	2.66
FeOt	59.92	54.28	59.21	59.66	55.16	54.68	55.05	62.92
MnO	0.174	0.27	0.10	0.17	0.88	0.96	0.98	0.32
CaO	0.12	0.01	0.02	0.03	0.01	0.04	0.01	0.32
Na_2O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.004	0.03
K_2O	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00
NiO	0.00	0.02	0.00				0.00	0.00
TOTAL	93.38	95.39	95.06	95.25	97.96	97.58	96.05	94.98
TiO_2	31.79	39.04	34.01	33.5	39.3	39.3	38.3	28.7
Fe_2O_3	39.89	26.14	35.10	36.5	26.2	26.7	28.3	48.8
FeO	28.32	34.81	30.90	30.1	34.5	33.9	33.5	22.5

Verre

	Ubinas IIa		Ubinas IIb												Ubinas IIc					Ubinas IId			
	Ubi-33	Ubi-33	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi 0658	Ubi-69	Ubi-69	Ubi-69	Ubi0708	Ubi0708	Ubi0708	Ubi0708	Ubi0708	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-48	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-77	Ubi-5a
	25	26	8	9	10	4	12	13	14	83	85	18	19	20	82	83	113	114	115	43	44	45	19
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
SiO_2	76.32	73.29	78.53	75.01	78.85	77.01	73.90	73.17	73.51	74.93	74.41	77.72	77.41	77.76	71.41	71.08	72.04	71.48	72.38	64.24	63.99	64.14	67.04
MgO	0.04	0.03	0.05	0.01	0.00	0.02	0.20	0.21	0.25	0.17	0.18	0.07	0.09	0.06	0.22	0.17	0.18	0.22	0.20	1.62	0.96	0.95	0.77
K_2O	5.98	6.64	6.23	6.17	6.18	5.21	4.03	4.50	4.40	4.29	4.15	4.95	5.13	4.78	3.61	4.21	3.95	3.91	3.83	5.24	5.24	4.77	3.64
CaO	0.39	0.59	0.28	0.35	0.34	0.29	0.79	0.67	0.82	0.78	0.83	0.43	0.37	0.51	1.32	1.22	1.26	1.17	1.05	2.10	1.65	2.26	2.41
TiO_2	0.54	0.50	0.66	0.69	0.48	0.60	0.24	0.42	0.31	0.25	0.22	0.28	0.30	0.23	0.17	0.20	0.24	0.21	0.23	1.89	1.85	1.45	0.54
FeOt	0.89	0.74	0.94	0.64	0.91	0.78	0.41	0.57	0.67	0.70	0.73	0.98	0.95	0.97	1.07	0.97	1.14	0.99	0.99	5.68	4.46	3.78	2.32
MnO	0.02	0.00	0.03	0.11	0.00	0.05	0.06	0.05	0.13	0.04	0.00	0.03	0.01	0.01	0.03	0.07	0.08	0.07	0.00	0.17	0.08	0.12	0.09
Al_2O_3	11.06	13.18	11.54	11.93	11.82	11.60	13.89	13.56	13.70	12.90	13.01	11.41	11.38	11.59	13.90	13.76	13.67	13.67	13.28	13.84	14.69	15.84	15.41
Na_2O	1.83	2.54	2.89	2.87	2.54	1.69	2.10	2.46	2.41	2.29	2.39	1.79	1.70	2.07	2.09	1.98	3.26	3.10	2.74	4.70	3.85	5.49	2.18
Cr_2O_3	0.00	0.03				0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.11	0.00	0.04	0.05	0.00	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.07	97.54	101.15	97.77	101.13	97.27	95.61	96.51	96.20	96.39	96.02	97.67	97.37	98.02	93.82	93.71	95.80	94.87	94.72	99.46	96.78	98.82	94.41

Verre

Activité 2006-2009

	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-13	Ub-14	Ub-14	Ub-14
	31	32	33	34	6	7	9
	m	m	m	m	m	m	m
SiO_2	66.95	66.14	66.59	65.65	67.06	67.85	68.12
MgO	0.68	0.70	0.65	1.13	0.43	0.51	0.63
K_2O	5.38	5.29	5.44	5.37	5.03	5.66	5.81
CaO	1.68	1.82	1.54	2.17	2.05	1.21	1.26
TiO_2	1.26	1.46	1.35	1.35	1.05	1.44	1.26
FeOt	4.30	4.45	4.14	5.46	3.54	3.71	3.87
MnO	0.00	0.14	0.07	0.19	0.10	0.05	0.12
Al_2O_3	13.94	14.02	14.12	13.90	15.28	14.35	13.89
Na_2O	3.65	4.08	4.04	3.93	4.19	4.33	4.45
Cr_2O_3	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.00
Total	97.87	98.11	97.95	99.17	98.73	99.14	99.40

m= mésostase

ANNEXE 6. Analyses chimiques des roches du volcan Ubinas

Période	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIa	Ubinas IIb	Ubinas IIb	Ubinas IIb	Ubinas IIb	Ubinas IIb	Ubinas IIb	Ubinas IIc	Ubinas IIc	Ubinas IIc	Ubinas IIc	Ubinas IIc	Ubinas IIc
Age	370 - 250 ka	370 - 250 ka	370 - 250 ka	370 - 250 ka	370 - 250 ka	< 250 ka	< 250 ka	< 250 ka	370 - 250 ka	< 250 ka	< 250 ka	<150 - 25 ka	<150 - 25 ka	<150 - 25 ka	< 250 - 25 ka	< 250 - 25 ka	9.7 - 25 ka (~14 ka)	9.7 - 25 ka (~14 ka)	9.7 - 25 ka (~14 ka)	Holocène (9,7 à 7 ka)	Holocène (~7 ka)	Holocène (<7 ka)
Localisation	Flanc W-SW	Q. Anascapa - río Ubinas	Flanc SW	Flanc SW	Flanc N	Flanc NE	Flanc W	Flanc SW	Flanc SW	Flanc NE	Flanc N	Route Ubinas-Escacha	Route Anascapa-Tonohaya	Route Anascapa-Tonohaya	Flanc SE, réservoir	Flanc SE, réservoir	Anascapa	Anascapa	Flanc sud, Anascapa	Flanc sud, Anascapa	Flanc sud, Anascapa	Flanc sud, Anascapa
Longitude	16°21'11	16°25'32	17°22'13	18°22'13	16°18'56	16°19'23	16°20'26	16°20'15	16°20'07	16°19'42	16°19'29	16°23'36	16°24'15	16°24'43	16°22'26	16°22'46	16°24'55	16°24'59	16°24'55	16°24'59	16°24'59	16°24'59
Latitude	70°54'36	70°49'55	71°53'13	72°53'13	70°52'57	70°53'30	70°54'11	70°53'32	70°52'58	70°53'54	70°54'03	70°50'38	70°51'33	70°50'55	70°50'58	70°51'58	70°52'20	70°52'24	70°52'20	70°52'24	70°52'24	70°52'24
Type de roche	Coulée de lave	Coulée de blocs et cendres	Coulée de lave	Coulée de lave	Coulée de lave	Coulée de lave	Coulée de lave	Coulée de lave	Coulée de lave	Coulée de lave	Coulée de lave	Coulée de blocs et cendres	Coulée de ponces et cendres	Coulée de ponces et cendres	Coulée de ponces et cendres	Coulée de ponces et cendres	Ponces blanches	Ponces de retombée	Ponces blanches	Ponces de retombée	Ponces jaunâtres	Ponces blanches fines
Nº Ech.	**Ubi-35**	**UBI-0659**	**Ubi-22b**	**Ubi - 22a**	**Ubi - 34**	**Ubi - 33**	**Ubi-20**	**Ubi-18**	**Ubi-29**	**UBI-0736**	**UBI-0658**	**UBI-0308**	**UBI-0687**	**UBI-0708**	**Ubi-69**	**Ubi-8**	**Ubi-49**	**Ubi99-01**	**Ubi-48**	**Ubi99-02**	**Ubi99-03**	**Ubi99-04**
SiO_2	60.72	67.50	61.95	60.25	63.5	64.9	57.46	58.12	60.7	59.84	63.42	63.04	60.95	62.13	62	61.20	67.03	67.20	66.88	61.4	60.3	63
Al_2O_3	16.23	15.14	15.9	16.3	15.7	15.65	16.45	17.12	16.53	17.02	16.19	16.23	16.48	16.06	16	16.10	14.96	15.30	15.03	16.1	16.2	15.8
Fe_2O_3	6.28	2.41	5.84	6.25	5.1	4.44	7.38	5.69	6.5	6.55	4.67	5.07	5.61	5.12	5.35	5.82	2.57	2.51	2.49	5.05	5.37	4.07
MgO	2.51	0.70	2.58	2.78	2.06	1.67	3.09	2.43	2.55	2.61	1.94	1.98	2.30	1.95	1.94	2.36	0.84	0.70	0.69	1.89	2.12	1.56
CaO	5.02	2.23	4.94	4.7	4.08	3.37	6.27	4.57	5.53	5.33	4.05	4.58	4.92	4.27	4.52	4.90	2.34	2.34	2.30	4.41	4.66	3.76
Na_2O	4.2	3.95	4.04	4.05	3.64	3.7	3.88	3.06	4.34	4.00	3.82	4.05	3.95	3.75	3.88	3.66	3.84	3.90	3.84	3.77	3.67	3.72
K_2O	2.86	3.91	2.91	2.97	3.49	3.82	2.27	2.43	2.78	2.87	3.81	3.04	2.90	2.97	2.88	2.97	4.68	4.03	4.13	3.23	3.14	3.75
TiO_2	0.9	0.36	0.93	0.97	0.82	0.71	1.08	0.92	0.92	0.94	0.78	0.70	0.83	0.72	0.74	0.86	0.37	0.37	0.36	0.707	0.776	0.624
P_2O_5		0.13		0.35	0.28	0.24				0.42	0.28	0.32	0.35	0.33	0.32	0.30		0.13	0.13	0.307	0.339	0.34
MnO	0.1	0.07	0.09	0.09	0.08	0.07	0.11	0.1	0.1	0.10	0.07	0.09	0.09	0.09	0.1	0.09	0.08	0.07	0.07	0.098	0.1	0.082
LOI		3.4		0.64	0.71	1.11				0.0	0.7	0.6	1.3	2.3	2.08	1.56			3.30			
H_2O PF(1000°)	0.23		0.03				0.84	3.67	0.64								2.97					
H_2O (110°)	0.04		0.19				0.31	1.05	0.37								0.68					
TOTAL	99.09	99.80	99.4	99.35	99.46	99.68	99.14	99.16	100.96	99.68	99.73	99.70	99.68	99.69	99.81	99.82	100.36	96.55	95.90	96.96	96.68	96.71
ppm																						
Rb		104.4		71	135	148				70.3	132.6	77.3	68.7	77.1	75	80		106	102.5	81	75	99
Sr	690	484.9	700	800	625	557		692		822.8	630.0	732.8	786.2	712.0	712	686		492	490.8	694	720	657
Y		10.6		15	15	13				16.1	12.7	14.7	14.3	13.7	14.6	15.5		12	13.0	15	15	17
Zr		195.1		160	212	215				217.7	204.5	191.8	199.1	201.0	115	152		205	208.0	209	211	245
Nb		11.5		11	12	12.2				11.8	12.5	11.2	11.5	11.5	12	11		12	11.0	11	9	11
Ba	1042	1100	1025	1140	1000	1040		961		1056	977	1073	1009	1048	1150	1010		1162	1143.0	1086	1104	1223
La		37.2		47	51	52				40.7	43.7	38.4	37.1	37.8	39	38		30.18	28.4	38	37	46
Ce		73.1		93	95	95				82.4	89.2	75.8	74.6	75.8	79	75		61.9	63.2	79.27	78.83	87.23
Nd		26.6		43	40	37				37.1	34.6	33.6	31.1	30.8	34.5	33.5		22.0	20.1	31.6	30.7	35.3
Sm		4.12		7.1	6.4	6.1				6.57	5.68	5.44	5.58	5.54	5.8	5.7		3.33	3.2	4.94	4.95	5.38
Eu		0.94		1.77	1.42	1.3				1.58	1.30	1.36	1.42	1.34	1.39	1.42		0.90	0.8	1.42	1.44	1.46
Gd		2.83		4.9	4.4	3.9				4.85	3.99	3.74	4.18	3.94	4.1	4.4		2.58	2.5	3.78	3.84	4.57
Dy		1.92		3.05	2.6	2.4				3.45	2.47	2.73	2.64	2.76	2.6	3		1.69	1.7	2.64	2.67	2.41
Er		0.97		1.4	1.4	1.2				1.62	1.14	1.23	1.07	1.23	1.2	1.4		0.89	0.9	1.2	1.3	1.2
Yb		1.01		1.11	1.15	1.04				1.40	0.91	1.07	1.10	1.23	1.1	1.16		0.82	0.8	1.12	1.07	0.99
Sc		2		9.1	7.2	6				9	7	6	7	6	6.9	8		1	1.8	6	9	13
V		26		110	100	84				117	85	83	97	87	95	112		29	30.0	85	94	67
Cr				37	16	12									13	13		3	2.8	6	11	6
Co		3.4		16	10	10				14.1	10.5	11.5	12.8	10.9	12	15		6	3.5	8	13	7
Ni		<20		20	11	11				<20	<20	<20	<20	<20	11	9		3	2.3	3	6	8
Th		13.1		7.9	19.7	21.2				9.2	19.9	10.9	8.5	9.4	9.3	3.3		11.1	10.5	8.8	8.9	12.7
Pr		7.86								10.07	10.08	8.93	8.84	8.87				6.29	5.99	8.43	8.4	9.91
Tb		0.31								0.55	0.43	0.44	0.46	0.45				0.34	0.31	0.51	0.54	0.51
Ho		0.34								0.61	0.44	0.46	0.45	0.49				0.31	0.31	0.46	0.48	0.42
Tm		0.17								0.23	0.17	0.19	0.20	0.18				0.13	0.12	0.17	0.17	0.15
Lu		0.14								0.21	0.17	0.17	0.15	0.17				0.13	0.13	0.16	0.15	0.15
Hf		5.5								6.2	6.7	5.5	5.6	5.9				4.51	3.89	3.61	3.89	5.09
Ta		0.8								0.7	0.8	0.7	0.7	0.8				0.99	0.57	0.76	0.82	1.07
Pb																		19.71	19.08	16.25	16.02	18.39
Cs		3.1								0.8	3.6	1.7	2.0	2.5								

Période	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Ubinas IId	Activité 2006-2008					
Age	980 +/- 50 ans	980 +/- 50 ans	980 ± 50 ans	980 ± 50 ans	980 ± 50 ans	980 ± 50 ans	980 ± 50 ans	980 ± 50 ans	980 ans B.P. - 1677	980 ans B.P. - 1677	980 ans B.P. - 1677	< 980 ans B.P.	<1677	<1677	1550 - 1677	1550 - 1677	1550 - 1677	1550 - 1677	Activité 2006-2008	Activité 2006-2008	Activité 2006-2008	Activité 2006-2008	Activité 2006-2008	Activité 2006-2008
Localisation	Flanc SE, réservoir d'Ubinas	Flanc SE, réservoir d'Ubinas	Flanc SE, réservoir d'Ubinas	Flanc SE, réservoir d'Ubinas	Similaire à Ubi-12	top de la section	top de la section	Flanc SE	Au pied de la paroi sud	Au pied de la paroi nord	Au pied de la paroi sud	Flanc SE, sommet du volcan	Bord du cratère	Caldeira	Flanc NW	Plancher de la caldeira	Flanc NW	Flanc NW	Avril 2006	Avril 2006	Avril 2006	Bloc du 7 mai 2006	Bloc du 24 mai 2006	Bloc 28 octobre 2006
Longitude	16°22'46	16°22'46	16°22'45	16°22'45	16°22'46	16°22'46	16°22'46	16°22'45	16°20'57	16°20'26	16°20'21	16°20'34	16°20'22	16°20'36	16°20'50	16°20'50	16°20'52	16°20'50	16°20'35	16°20'30	17°20'30	16°20'38	16°20'42	16°20'35
Latitude	70°51'58	70°51'58	70°52'10	72°52'10	70°51'58	70°51'58	71°51' 58	71°52'10	70°53'32	70°53'45	70°53'42	70°53'38	70°53'27	70°53'28	70°54'58	70°54'58	70°54'62	70°54'58	70°54'08	70°53'50	71°53'50	70°54'10	70°54'14	70°54'40
Type de roche	Ponces de retombée	Ponces de retombée	Ponces de retombée	Ponces de retombée	Ponces de retombée	Ponces de retombée	Ponces de retombée	Ponces de retombée	Ponces de retombée	Bloc de retombée	Bombe gris foncé	Lave	Bloc juvénile	Bloc juvénile	Coulée de scories noires	Scorie noire	Scorie noire	Scorie noire	Bloc juvénile	Bloc juvénile	Bloc juvénile	Bloc juvénile	Bloc juvénile	Bloc juvénile
Nº Ech.	**Ubi-5a**	**Ubi9906**	**Ubi-6**	**Ubi-12**	**Ubi99-08**	**Ubi-15**	**Ubi-14**	**Ubi-9**	**Ubi-40**	**Ubi-30**	**Ubi-38**	**Ubi-39**	**Ubi-17**	**Ubi-28**	**Ubi-31**	**Ubi-19**	**Ubi99-10**	**Ubi-77**	**Ubi06-04**	**Ubi0605-1**	**Ubi0605-2**	**UBI-0613**	**UB-0614**	**UBI-0618**
SiO_2	59.47	58.3	60.3	57.41	56.5	61.35	57.35	61.17	64.88	66.76	62.69	66.70	57.50	57.73	55.70	55.50	55.15	56	56.8	57.1	57.3	56.50	55.88	56.75
Al_2O_3	16.81	17	16.21	17.9	17.7	16.10	16.1	16.4	14.37	15.08	15.64	14.90	16.85	17.03	16.55	16.50	16.35	16.35	17.2	17.2	16.5	17.52	17.14	17.44
Fe_2O_3	5.88	6.22	6	6.51	6.32	6.47	6.14	5.98	4.66	4.45	5.69	4.17	7.70	7.70	7.88	7.85	7.92	7.75	7.68	7.73	8.21	7.73	9.28	7.74
MgO	2.18	2.39	2.32	2.38	2.36	2.81	2.34	2.3	1.61	2	2.44	1.66	3.42	2.46	4.34	4.45	4.675	4.23	3.22	3.28	3.82	3.26	3.26	3.26
CaO	4.94	5.08	5.07	5.16	5.07	5.20	5	5.18	3.31	3.85	4.89	3.40	6.15	5.25	6.80	6.97	7.245	7.13	6.49	6.5	6.69	6.58	6.57	6.53
Na_2O	4.01	3.77	3.85	3.59	3.48	3.92	3.63	4.23	3.5	3.72	4.04	3.57	3.95	3.80	4.02	4.14	4.095	4.04	4.03	4.03	3.87	3.99	3.95	3.97
K_2O	2.82	2.62	2.75	2.52	2.4	2.82	2.84	2.79	3.55	3.91	2.96	3.80	2.46	2.50	2.10	2.18	2.23	2.18	2.31	2.27	2.14	2.34	2.21	2.34
TiO_2	0.83	0.911	0.86	0.9	0.936	1.04	0.84	0.85	0.62	0.66	0.94	0.60	1.16	1.16	1.28	1.40	1.438	1.37	1.121	1.121	1.152	1.12	1.10	1.11
P_2O_5		0.353			0.372	0.37						0.20	0.39	0.45	0.47	0.53	0.537	0.56	0.48	0.49	0.48	0.50	0.49	0.51
MnO	0.09	0.101	0.1	0.11	0.107	0.1	0.1	0.1	0.07	0.08	0.08	0.07	0.11	0.08	0.11	0.11	0.109	0.1	0.12	0.12	0.13	0.12	0.11	0.11
LOI						0.1						0.63	0.58		0.14	0.13		0.3	0.10			0.0		-0.1
H_2O PF(1000°)	2.06		2.35	3.47			2.58	0.06	1.85	0.19	0.36												0.00	
H_2O (110°)	0.28		0.71	0.76			0.76	0	0.63	0.09	0.09												-0.31	
TOTAL	99.37	96.745	100.52	100.7	95.245	100.28	97.68	99.06	99.05	100.79	99.82	99.7	100.27	98.14	99.39	99.76	99.745	100.01	99.45	99.84	100.30	99.66	99.99	99.66
ppm																								
Rb		69			63	73		75	134	136	97	140	64	62	41	43	39	44	62	56	51	54.8	60.30	58.6
Sr	724	764			754	742		764	499	486	664	472	848	767	1030	1115	1135	1140	912	901	871	906.9	910	922.5
Y		18			21	17		18	16	17.25	18	15.8	17.3	17	17	17.5	18	17.3	20	22	20	16.6	17.7	18.0
Zr		234			247	172		239	189	186	203	175	200	219	188	215	223	245	226	223	213	197.1	207	203.9
Nb		9			9	12.2		11	13	12.5	12	10.8	10.2	12	9.5	10.3	9	11.1	12	12	10	10.2	9	11.1
Ba	1077	1103			1048	1085		1105	884	883	913	920	960	971	1000	1150	1156	1150	947	925	893	878	946	934
La		34.96			39.85	41		35.8	25.7	27.8	28.1	41	38.5	27.5	36	45	35.3	48.5	39.4	40.7	40.1	33.2	42.1	35.9
Ce		76.56			85.49	80		75.4	60.2	64.2	65.7	78	76.5	60.1	73.5	92	78.5	97	76	84.6	84.2	73.3	87.7	78.9
Nd		31.48			35.34	38.0		32.5	20.4	24.9	27.3	31	37	27.8	38	48	34	48	40.4	42	41.8	34.6	39	37.9
Sm		5.56			6.20	6.60		5.69	3.42	4.5	5.06	5.1	6.5	5.19	7	7.9	6.08	8.3	7.1	7.47	7.39	7.05	7.9	6.86
Eu		1.54			1.65	1.65		1.72	1.04	1.3	1.45	1.14	1.7	1.8	1.77	2.05	1.99	2.1	1.84	1.89	1.87	1.71	2.07	1.77
Gd		4.19			4.78	5.10		4.41	2.84	3.5	3.94	3.9	5.25	4.03	5.1	5.8	4.84	5.75	5.74	5.96	5.98	5.21	5.94	5.23
Dy		3.10			3.34	3.25		3.07	2.12	2.5	2.66	2.6	3.3	2.95	3.35	3.55	2.79	3.6	3.96	4.1	4.11	3.54	3.9	3.44
Er		1.50			1.67	1.5		1.56	1.15	1.26	1.25	1.4	1.6	1.45	1.6	1.6	1.3	1.5	1.67	1.72	1.73	1.56	1.97	1.59
Yb		1.28			1.44	1.22		1.27	1.08	1.13	1.06	1.39	1.36	1.13	1.3	1.22	0.96	1.2	1.47	1.48	1.5	1.35	1.5	1.35
Sc		13			9	9		11	8	9	10	6.1	11.6	12	14.7	13.7	16	14.6	9	7	15	10	10	10
V		113			111	129		109	81	82	117	73	164	146	183	166	180	182	144	149	163	137	160	141
Cr		5			9	33		6	32	34	24	32	22	7	103	108	106	98	10	10	10			
Co		11			19	17		40	88	32	92	9	20	34	28	32	25	80	23	24	23	17.2	18	17.5
Ni		3			3	20		4	8	14	15	16	20	7	43	44	42	41	5	7	8	17	20	<20
Th		8.86			9.50	8.8		8.83	16.76	15.14	12.88	23.8	8.7	6.69	4.2	5.1	4.62	5.6	7.83	7.96	7.5	7.2	7.6	7.8
Pr		8.30			9.42			8.33	5.6	6.47	9.91			6.86			8.67		10.1	10.6	10.4	9.48	9.64	9.71
Tb		0.62			0.69			0.61	0.4	0.49	0.53			0.59			0.61		0.71	0.74	0.74	0.60		0.59
Ho		0.58			0.61			0.57	0.41	0.46	0.48			0.53			0.49		0.7	0.72	0.72	0.61		0.65
Tm		0.21			0.22			0.21	0.17	0.18	0.17			0.19			0.16		0.24	0.24	0.24	0.20	0.22	0.25
Lu		0.19			0.21			0.21	0.18	0.18	0.17			0.18			0.15		0.21	0.22	0.22	0.18	0.22	0.20
Hf		7.11			7.25			7.58	6.95	6.82	7.07			7.12			6.03		5.91	5.92	5.63	5.8	6	6.4
Ta		0.87			1.05			1.19	1.56	1.6	1.78			1.11			0.5		0.71	0.67	0.53	0.6	0.7	0.7
Pb		15.46			17.17			16.7	24.3	20.62	18.4			12.4			12.3		11.3	13.5	9.86	14.0	20	
Cs																						1.8		1.5

RESUME

Le Misti et l'Ubinas sont deux volcans actifs de la Zone Volcanique Centrale (CVZ) des Andes du Sud du Pérou. Le Misti est situé au front de l'arc volcanique plio-quaternaire, tandis que l'Ubinas se trouve à l'arrière de cet arc (~40 km à l'Est). Ce mémoire de thèse présente une étude des processus de genèse et d'évolution des magmas émis par l'activité récente de ces édifices (<112 ka au Misti, <370 ka à l'Ubinas), périodes pendant lesquelles ces volcans ont connu une grande diversité de dynamismes : phases effusives et extrusives (construction et destruction de dômes), éruptions explosives de styles variés (pliniennes, phréatomagmatiques, vulcaniennes), événements d'effondrement avec avalanches de débris.

L'étude minéralogique et géochimique (éléments majeurs, traces et isotopes de Sr, Nd et O) montre que le Misti a émis des andésites et quelques dacites, dont la composition chimique (majeurs et traces) varie dans une gamme limitée, alors que des rhyolites ont été mises en place entre 31 et 34 ka (retombées et écoulements pyroclastiques ponceux de l'étape « Misti 3 »). L'Ubinas possède une diversité compositionnelle plus grande que le Misti, notamment lors du dernier millénaire (des andésites basiques aux dacites). Les produits très récents (≤500 ans) liés aux éruptions explosives de magnitudes modérées (vulcaniennes, phréatomagmatiques, "Saint Vincent") ont une composition plus basique que celle des produits anciens.

Les résultats de ce travail révèlent que les magmas du Misti et de l'Ubinas résultent de la fusion partielle du coin du manteau métasomatisé par des fluides aqueux issus de la déshydratation de la plaque plongeante. Compte tenu de la localisation de ces édifices par rapport à la fosse du Pérou, la quantité de fluides issus de ce mécanisme serait plus élevée au Misti, situé plus près de la fosse, qu'à l'Ubinas. Ceci suggère que les taux de fusion partielle sont légèrement plus forts au Misti qu'à l'Ubinas, ce qui s'accorde avec la production magmatique plus élevée du Misti, ainsi qu'avec la richesse en éléments incompatibles (LILE) des magmas de l'Ubinas.

Globalement, cette étude indique que l'évolution des magmas du Misti et de l'Ubinas est principalement contrôlée par des processus d'assimilation et de cristallisation fractionnée (AFC) dans des réservoirs situés dans la croûte continentale supérieure. Le contaminant identifié dans ce travail est le gneiss protérozoïque du Massif d'Arequipa. Ainsi, l'évolution des lignées magmatiques associée à chaque volcan se traduit par des taux de contamination ≤14% au Misti (avec une contamination majeure entre 31 et 34 ka) et ≤ 8% à l'Ubinas.

Les roches de ces deux volcans sont légèrement appauvries en HREE et Y par rapport aux magmas calco-alcalins "classiques" d'arc. Ceci suggère que les magmas primaires ont assimilé des produits issus de la fusion partielle de la base de la croûte continentale, contenant du grenat (± amphibole) dans leur résidu de fusion. Le mécanisme proposé ici est donc de type MASH, en accord avec l'existence d'une croûte continentale très épaisse (65 à 70 km) sous ces volcans.

Les nouvelles connaissances apportées dans ce mémoire permettent de mieux comprendre le fonctionnellement de ces édifices explosifs et conduisent à une meilleure appréciation des aléas associés à ces volcans potentiellement très dangereux.

***Mots-clés** : Misti, Ubinas, Pérou, évolution volcanique, zone de subduction, magmas calco-alcalins, géochimique, isotopes, assimilation-cristallisation fractionnée, mélange.*