



**LABORATOIRE MAGMAS ET VOLCANS**  
**UNIVERSITE BLAISE PASCAL – CLERMONT**  
**FERRAND II**



**2015 -2016**

**Mémoire de Master 2 Recherche**

**Conditions physiques (P-T-XH<sub>2</sub>O) et processus pré-éruptifs à l'origine de  
l'éruption historique (218 ± 14 ans BP) du volcan Tutupaca (Pérou)**

Présenté par

**Nélida MANRIQUE LLERENA**

Encadrants:

**Pablo SAMANIEGO**

(LMV, Université Blaise Pascal-CNRS-IRD)

**Etienne MEDARD**

(LMV, Université Blaise Pascal-CNRS-IRD)

Jury :	M. H. MARTIN	Université Blaise Pascal, LMV
	M. A. BOUHIFD	Université Blaise Pascal, LMV
	M. T. DRUITT	Université Blaise Pascal, LMV
	M. P.-J GAUTHIER	Université Blaise Pascal, LMV
	M. D. GUILLAUME	Université Jean Monnet, St. Etienne
	M. A. HARRIS	Université Blaise Pascal, LMV
	M. B. MOINE	Université Jean Monnet, St. Etienne
Spécialiste :	M. Benjamin van Wyk de Vries	Université Blaise Pascal, LMV

JUNE 2016

## REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je veux remercier tout particulièrement Pablo Samaniego d'avoir accepté d'être mon encadrant, pour ses conseils, ses suggestions ainsi que pour sa patience. Merci de m'avoir donné l'opportunité de travailler avec vous et de m'avoir transmis votre passion pour la volcanologie tout au long du travail de terrain au Pérou et du travail en laboratoire. Je remercie également Etienne Médard pour ses remarques et son aide quant à l'amélioration du rapport, mais surtout pour votre disponibilité, vous n'avez pas hésité à m'accorder un peu de votre temps.

Je veux remercier Benjamin van Wyk de Vries d'avoir accepté d'être le rapporteur de ce travail. Je voudrais aussi remercier Jean-Claude Thouret d'avoir corrigé le résumé en anglais.

Je veux remercier spécialement Dr. Fernando Zuñiga y Rivero de m'avoir donné l'opportunité de continuer mes études de Master en France, grâce à la bourse de la « Fondation Zuñiga y Rivero ».

Je remercie également Nico Cluzel de m'avoir aidé dans l'élaboration des inclusions magmatique, pour ses suggestions, lors de la préparation des échantillons et leur analyse ; Federica Schiavi pour son aide concernant les méthodes de mesure Raman, ses conseils sur les calculs de teneur en eau et pour sa bonne humeur; merci à Celine Liorzou pour les analyses chimiques qu'elle m'a aidé à réaliser.

Je tiens à remercier Clément Coutarel pour son soutien tout au long de ma période d'étude en France et pour son aide linguistique sur la partie rédactionnelle du mémoire. Merci également à Nina Bellot pour ses conseils en géochimie, pour la rédaction et aussi pour me soutenir dans les moments difficiles ; A Catherine Lit pour l'aide du résumé en anglais et pour tous ses conseils. Merci Ivonne Lazarte pour être toujours là et de m'avoir supporté dans les pires moments.

Évidemment un immense merci à mes collègues et plus spécialement : merci à Diego pour la confiance qu'il a placé en moi, et de m'avoir appris une autre façon de parler espagnol; merci Marion pour l'aide pendant la préparation des inclusions, merci Saida de m'avoir encouragé de me lever tôt tous les matins; merci Simon pour ta gentillesse; et merci Alberto pour être toujours de très bonne humeur et pour Bo. Aussi je veux remercier chaque membre du OVI: Lionel Fidel, Jersy Mariño, Marco Rivera, Patricio Valderrama, Luisa Macedo, et Jessica Vela qui m'ont accompagné lors du travail de terrain au Pérou mais surtout pour leurs conseils.

Finalement, merci à mes parents Raúl et Mary, et mon frère Erick qui m'ont encouragé et soutenu pendant mes études, malgré la distance.

## SOMMAIRE

REMERCIEMENTS.....	2
1. INTRODUCTION.....	1
2. CONTEXTE GEOLOGIQUE.....	2
2.1 Le volcanisme quaternaire au sud du Pérou.....	2
2.2 Géologie du Volcan Tutupaca.....	2
2.3 Les dépôts de la dernière éruption du Tutupaca.....	4
3. PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DE L'EDIFICE TUTUPACA ORIENTAL.....	8
3.1 Pétrographie.....	8
3.3 Géochimie.....	10
<i>Diagrammes de variation des éléments majeurs</i> .....	11
<i>Diagrammes de variation des éléments traces</i> .....	12
4. MINERALOGIE DE L'EDIFICE TUTUPACA ORIENTAL.....	17
4.1 Minéraux.....	17
4.2 Composition chimique du verre interstitiel et des inclusions magmatiques.....	23
5. CONDITIONS P-T- $fO_2$ - $X_{H_2O}$ PRE-ERUPTIVES.....	24
5.1 Contraintes déduites des relations de phases.....	24
5.2 Cristallochimie des amphiboles.....	24
5.3 Détermination des conditions de de T-P- $fO_2$ - $X_{H_2O}$ .....	26
6. DISCUSSION.....	32
6.1 Processus petrogénétiques dans le réservoir dacitique.....	32
6.2 Evidence de recharge du système magmatique.....	32
6.3 Le système d'alimentation magmatique et le mécanisme de déclenchement de l'éruption.....	33
7. CONCLUSION.....	36
ANNEXE 1.....	41
ANNEXE 2.....	43
ANNEXE 3.....	45

## 1. INTRODUCTION

Les processus magmatiques pré-éruptifs sont fondamentaux pour mieux comprendre le déclenchement des éruptions explosives majeures. Parmi les mécanismes de déclenchement décrits dans la littérature, on peut citer (1) la recharge d'un réservoir différencié par des magmas primitifs et le processus de mélange magmatique qui en découlent (e.g. Tungurahua 2006; Samaniego et al., 2011); (2) l'occurrence des séismes régionaux à forte magnitude (e.g. Puyehue-Cordon Caulle 1960; Lara et al., 2006); ou (3) la présence d'un réservoir magmatique en sursaturation de volatiles (e.g. Chaiten 2008; Saubin et al., 2016). Le volcan Tutupaca, situé dans la partie sud de l'arc volcanique péruvien (Zone Volcanique Centrale des Andes) est constitué d'un complexe de dômes dacitiques d'âge Holocène ayant expérimenté une grande éruption il y a seulement  $218 \pm 14$  ans BP. Cette éruption a été caractérisée par l'effondrement du versant NE du volcan et par la génération d'une avalanche de débris et d'une importante séquence pyroclastique (Samaniego et al., 2015; Valderrama et al., 2016).

L'association entre une avalanche de débris et une séquence pyroclastique a été décrite dans la littérature, notamment les éruptions explosives déclenchées par un effondrement sectoriel comme celui du Mont Saint Helens, 1980 (Belousov et al., 2007), Bezymianny, 1956 (Belousov, 1996) ou encore Soufrière Hills, 1997 (Voight et al., 2002). Les mécanismes de déclenchement de ces éruptions sont variés. Ainsi, pour le Mont Saint Helens et Bezymianny, l'effondrement sectoriel a été déclenché par la présence d'un corps de magma près de la surface (cryptodôme). En revanche, pour Soufrière Hills, l'effondrement sectoriel est survenu pendant une phase importante d'extrusion d'un dôme, le déclenchement a lieu lors d'une recharge magmatique (Belousov et al., 2007).

Dans ce contexte, nous avons entrepris une étude pétrologique des produits éruptifs de l'éruption récente du Tutupaca, notamment des produits pyroclastiques, des dômes pré-effondrements et des rares enclaves magmatiques échantillonnées dans ces dômes. Le but de ce travail était donc de contraindre les conditions pré-éruptives de ces magmas (P-T-fO<sub>2</sub>-XH<sub>2</sub>O) juste avant l'éruption, d'identifier les processus pétrogéniques responsables de la formation d'un réservoir dacitique ainsi que les mécanismes de déclenchement de cette éruption.

## 2. CONTEXTE GEOLOGIQUE

### 2.1 Le volcanisme quaternaire au sud du Pérou

La province volcanique péruvienne fait partie de la Zone Volcanique Centrale des Andes (CVZ ; s'étalant entre 14° et 28°S), laquelle comprend les volcans du sud du Pérou, le sud-ouest de la Bolivie, le nord-ouest de l'Argentine et le nord du Chili. Le volcanisme dans cette partie des Andes est le résultat de la subduction de la plaque océanique de Nazca sous la plaque continentale sud-américaine. Ce processus a commencé au Jurassique inférieur et se poursuit encore aujourd'hui (Allmendinger et al., 1997; Mamani et al., 2010). Dans ce segment de la chaîne, la vitesse de subduction est comprise entre 63 et 79 mm/an et la direction de convergence de la plaque Nazca est N79°E (Kendrick et al., 2003). Pendant le Néogène (23 à 3,6 Ma), le volcanisme dans la CVZ a été plus intense que durant le Quaternaire, comme le témoignent les épaisses séquences volcaniques cartographiées dans la cordillère (Thouret et al., 2007; Mamani et al., 2010) tandis que à partir du Pléistocène inférieur la quantité de produits volcaniques émis semblent avoir diminuée notablement (Rivera, 2010).

Dans la partie sud du Pérou, les volcans quaternaires se localisent dans la Cordillère Occidentale et se caractérisent par (1) l'émission de laves et de produits pyroclastiques de composition principalement andésitique et dacitique ; et (2) la formation de stratovolcans, dont certains sont encore en activité aujourd'hui. On compte une douzaine d'édifices ayant eu une activité pendant le Quaternaire, parmi lesquels on dénombre sept volcans ayant eu une activité éruptive pendant l'Holocène (Misti, Ampato-Sabancaya, Ubinas, Huaynaputina, Ticsani, Tutupaca et Yucamane), cinq volcans potentiellement actifs (Sara - Sara, Solimana, Coropuna, Chachani et Casiri) ainsi qu'une quarantaine de cônes monogéniques situés dans la région d'Andahua et Huambo (Siebert et al., 2010).

### 2.2 Géologie du Volcan Tutupaca

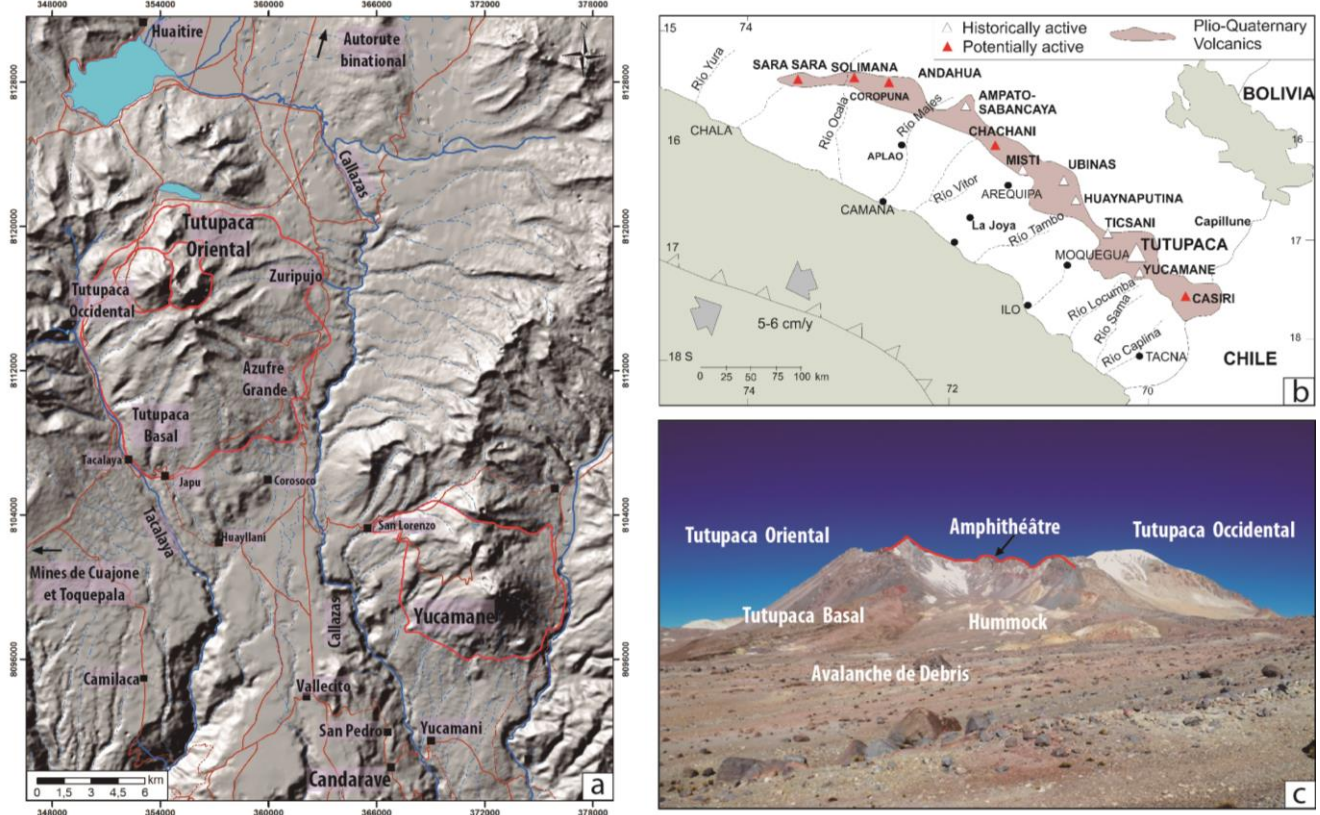
Le Complexe Volcanique Tutupaca (CVT, 17°01'S, 70°21'W) est situé dans la partie sud de l'arc volcanique péruvien (*Fig. 1a*). Géographiquement, le Tutupaca est situé à l'extrémité nord de la région de Tacna, à 28 km au nord de la ville de Candarave. Le CVT repose sur des dépôts ignimbricités et volcano-sédimentaires du Mio-Pliocène (Fidel et Zavala, 2001 ; Mamani et al., 2010). Ces dépôts sont bien exposés dans les vallées de Callazas, au sud-est du Tutupaca. La base de ce complexe est située à

4400-4600 m au-dessus du niveau de la mer et atteint une élévation maximale de 5790 m. Il est composé d'un grand édifice basal et de deux édifices plus récents localisés au nord du complexe et qui sont mis en place sur les vestiges de l'édifice basal (*Fig. 1c*). Cette zone est soumise à d'importantes contraintes structurales. On y trouve des failles normales avec un cisaillement sénestre de direction N140° qui ont été cartographiés comme étant actives dans la zone se trouvant autour du lac Suches au nord du CVT (Benavente et al., 2010). Grâce aux images satellites et aux observations de terrain il a été possible de s'apercevoir que cette faille traverse le CVT (*Fig. 1b*). Ci-dessous est présenté un bref résumé des 3 édifices: le Tutupaca Basal, le Tutupaca Occidental et le Tutupaca Oriental (Samaniego et al., 2015) :

*Le Tutupaca Basal* (*Fig. 1b*) est constitué principalement de coulées de lave de compositions andésitiques et dacitiques (58-69 wt.% SiO<sub>2</sub>), qui s'étendent jusqu'à 3 km en direction du sud. Au sud et à l'ouest de cet édifice on trouve aussi des affleurements d'écoulements de cendres et ponces de composition dacitique, qui témoignent d'une phase explosive ayant probablement eu lieu à la fin de l'évolution de cet édifice. Cette partie du CVT montre une forte altération hydrothermale. La morphologie érodée et les vallées glaciaires de la zone proximale du CVT indiquent que l'édifice basal a été affecté par les glaciations du Pléistocène. Dans les environs la présence de moraines est notable. Elles correspondent probablement au « Last Glacial Maximum » (LGM) dont l'âge est estimé entre 17 et 25 ka dans cette partie des Andes (Smith et al., 2008; Bromley et al., 2009). Les grandes moraines de cette zone recouvrent ces ignimbrites, donc, l'âge de mise en place de ces dernières doit être supérieur à 25 ka.

*Le Tutupaca Occidental* (5815 m snm) est localisé au nord du CVT (*Fig. 1a, b*). Il est composé de coulées et de dômes de lave ayant des compositions dacitiques (64-68 wt.% SiO<sub>2</sub>). Cet édifice est aussi affecté par l'érosion glaciaire du Pléistocène tardif. Dans la partie sud-ouest on trouve des affleurements de retombés de ponce et cendre qui nous indiquent que cet édifice a produit des éruptions explosives importantes.

*Le Tutupaca Oriental* (5790 m snm) est un édifice formé d'au moins sept dômes de lave (Manrique, 2013) de composition dacitique (63-68 wt.% SiO<sub>2</sub>). Contrairement aux autres édifices il n'est pas affecté par l'érosion glaciaire ce qui suggère un âge Holocène. Le complexe de dômes a été affecté par l'effondrement du flanc nord-ouest qui a généré la formation d'un amphithéâtre (*Fig. 1c*) ayant une direction d'ouverture presque orthogonale au system de failles régionales N140° qui recoupe l'édifice.



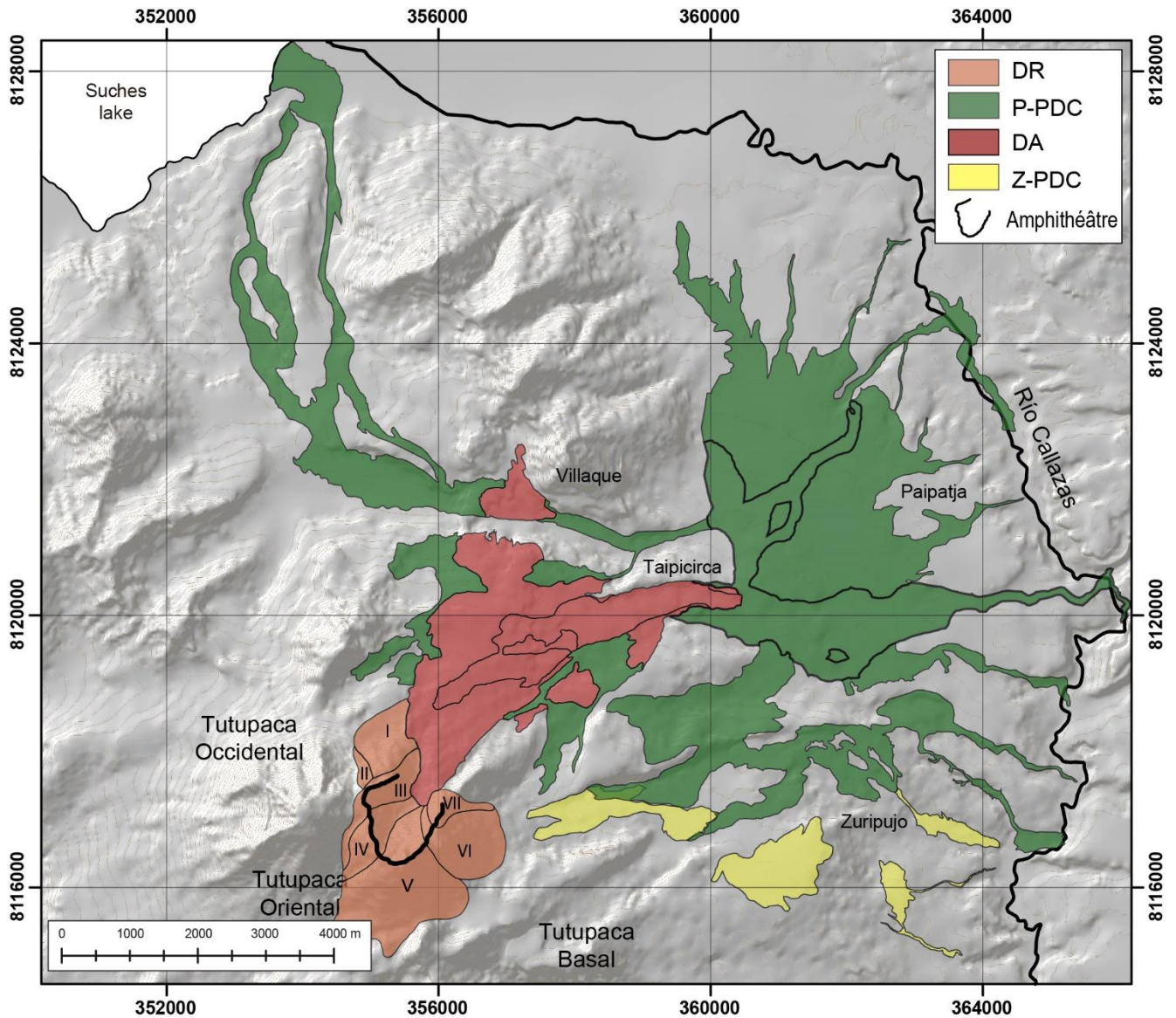
**Figure 1:** a) Carte de localisation du volcan Tutupaca (modifiée d'après Samaniego et al., 2015). b) Localisation du Complexe Volcanique Tutupaca dans l'arc volcanique péruvien. c) Photo panoramique du Tutupaca Oriental avec l'amphithéâtre ouvert en direction du Tutupaca Oriental avec l'amphithéâtre ouvert en direction du Nord-Ouest.

### 2.3 Les dépôts de la dernière éruption du Tutupaca

Le Tutupaca Oriental est associé à des séquences volcaniques telles que des écoulements pyroclastiques et des avalanches de débris qui sont très bien préservés (Fig. 2). Les descriptions de ces dépôts ont été réalisées en détail par Samaniego et al. (2015) et Valderrama et al. (2016).

- **Dômes Récents:** Ils présentent une composition dacitique très homogène. Les âges relatifs des 7 dômes ont été définis selon les rapports stratigraphiques. Ils ont été énumérés du nord à sud en sens antihoraire (Fig. 2). Tous ont été mise en place sur l'édifice Basal, néanmoins les dômes I, II et III sont aussi mis en place sur les vestiges de l'édifice occidental. Ces dômes ont été affectés par une avalanche de débris plus ancienne. Ils ont une forme allongée et des surfaces rugueuses, témoignant de l'absence d'érosion. Les dômes VI et VII sont les plus jeunes, et ils contiennent des enclaves basiques.





**Figure 2:** Carte géologique simplifiée des dépôts du Tutupaca Oriental, les chiffres en numéro romaine correspondent à la numération des dômes en sens antihoraire. DR- dômes récents ; P-PDC - écoulement pyroclastique Paipatja ; DA- avalanche de débris; Z-PDC – écoulement pyroclastique Zuripujo (modifié de Samaniego et al., 2015).

- **Écoulement pyroclastique Zuripujo (Z-PDC).** Ces dépôts affleurent dans le ruisseau Zuripujo, localisé entre 8 et 10 km de l'édifice oriental et sont visibles jusqu'à la rivière Callazas à l'est du complexe (Fig. 2). L'épaisseur des dépôts est comprise entre 2 et 5 m. Ces dépôts sont composés de 2 à 3 unités de blocs et de cendres, dans lesquels sont intercalés des niveaux riches en cendres qui montrent une stratification laminaire et croisée. La présence de blocs juvéniles gris et de bombes en « croûte de

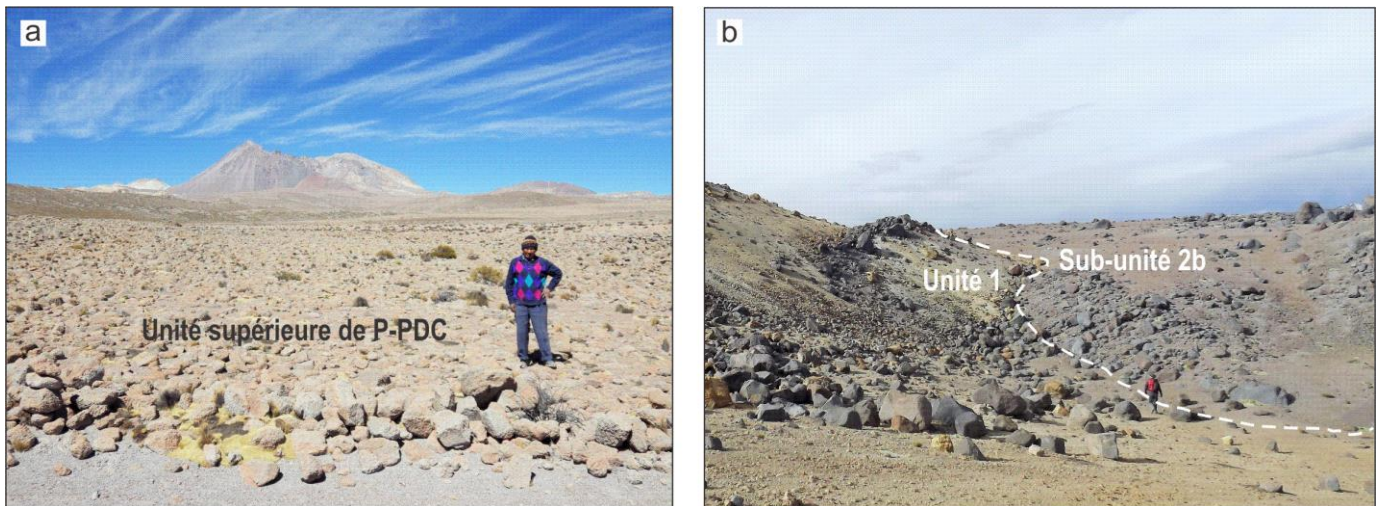


pain » est associée à l'effondrement du dôme. Une autre caractéristique très importante de ces dépôts est la présence dans la matrice de petits fragments altérés et de couleur blanc-jaune (5-10 vol.%), suggérant une forte altération hydrothermal. Dans cette unité il a été possible de trouver du matériel organique carbonisé dont 3 échantillons ont été datés par la méthode  $^{14}\text{C}$  et donnent des âges similaires ( $190 \pm 30$ ,  $220 \pm 30$  et  $230 \pm 30$  aAP; Samaniego et al., 2015). Dans le ruisseau Zuripujo, l'unité Z-PDC est recouverte d'une couche riche en cendre, d'un mètre d'épaisseur environ, et qui contient quelques bombes en croûte de pain. Cette couche a été interprétée comme étant celle du facies latéral de l'écoulement pyroclastique Paipatja (voir ci-dessous).

- **Avalanche de débris.** Cette unité est bien exposée vers le nord-est du complexe des dômes, dans une zone se trouvant entre l'amphithéâtre et les collines Vilaque et Taipicirca (Fig. 2). Elle recouvre une surface comprise entre 12 et 13 km<sup>2</sup> (Samaniego et al., 2015) et ses dépôts atteignent jusqu'à 6-8 km à partir de l'amphithéâtre. Deux unités ont été différenciées par Valderrama et al. (2016). L'unité 1 qui correspond à la partie inférieure et qui est constituée de hummocks ou petits collines avec des mégablocs qui peuvent mesurer jusqu'à 10 m de largeur. Cette unité est très bien préservée et sa stratigraphie est presque intacte. On y trouve des matériaux hydrothermaux altérés provenant de l'édifice basal et des dômes récents (Fig. 1c). L'unité 2 est identifiable par sa surface composée de rides, et la lithologie de cette unité varie, elle a donc été divisée en 2 sous-unités: (1) la sous-unité 2a contient principalement du matériel hydrothermal avec des petits fragments de 10 cm et des grands blocs de 5 m de diamètre et elle présente des signes d'altération de couleur blanches et jaunes (2) La sous-unité 2b (Fig. 3b) se trouve dans la partie centrale du dépôt qui est canalisé dans la vallée glaciaire partant de la base du Tutupaca jusqu'à la plaine Paipatja. Cette sous-unité est principalement constituée de blocs provenant des dômes récents.

- **Écoulement Pyroclastique Paipatja (P-PDC).** Cette unité est localisée vers le nord-est, et atteint la plaine Paipatja et la vallée Callazas qui se trouve entre 8 et 10 km de l'amphithéâtre. Une branche secondaire se dirige vers le lac Suches qui est entre 10 et 12 km de l'amphithéâtre. Le P-PDC se trouve entre les unités 2a et 2b de l'avalanche de débris dans la zone proximale et médiale. Dans la plaine Paipatja, l'unité a aussi été différenciée en deux unités successives : l'unité inférieure couvre la plaine Paipatja et atteint la vallée Callazas, pendant que la partie supérieure est caractérisée par des lobes riches en bombes (Fig. 3a) qui se sont mis en place sur l'unité inférieure (Samaniego et al., 2015). Ces deux unités représentent des différents pulses d'activité éruptive.

L'épaisseur de l'unité P-PDC est très variable, fluctuant entre 0.5 et 2 m dans la plaine Paipatja et à hauteur du lac Suches, ainsi que dans la vallée Callazas où elle a une épaisseur de 2 à 5 m (Samaniego et al., 2015). Cet écoulement est massif, non consolidé et est principalement composé de blocs denses de composition dacitique (65-68 wt.% SiO<sub>2</sub>). On y trouve aussi des bombes avec une texture en « chou-fleur » et en « croûte de pain ». Ces blocs peuvent être de taille comprise entre 3 et 20 cm et occasionnellement ils sont entre 0.5 et 1 m de diamètre. Les bombes varient de 10 à 50 cm, et sont principalement observées à la surface. Le dépôt montre une légère gradation normale et une diminution progressive de la taille des blocs avec la distance. Il a été possible de trouver du matériel organique dans ce dépôt, ce qui nous a permis de le dater à 235 ± 35 a BP (Samaniego et al., 2015). La branche de dépôt qui est localisé entre le lac Suches et la colline Villaque a une épaisseur de 1 à 2 m. Elle est massive, de couleur grise, composée de cendre de taille moyenne à grossière ainsi que de lapillis denses. La base de cette partie est composée d'une couche de cendre de 20 à 25 cm qui montre une stratification planaire. La partie supérieure ne montre pas de stratification mais il est possible d'observer une légère gradation inverse. Dans cette partie le matériel organique a été daté à 220 ± 40 a BP (Samaniego et al., 2015). Cet âge, ainsi que celui obtenue à Paipatja sont identiques à ceux du dépôt Z-PDC, ce qui suggère que ces deux unités sont presque synchrones.



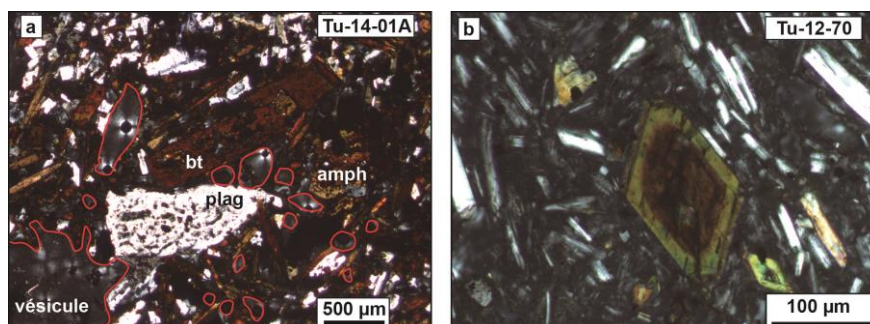
**Figure 3:** a) Unité supérieure de l'écoulement pyroclastique Paipatja mise en place sur l'unité inférieure. b) Contact entre l'unité 1 et sub-unité 2b.

### 3. PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DE L'EDIFICE TUTUPACA ORIENTAL

#### 3.1 Pétrographie

L'étude pétrographique a été réalisée dans 15 lames minces qui correspondent aux dômes (III, V, VII), aux blocs juvéniles de l'avalanche de débris (unité 2b) et à l'écoulement pyroclastique "Paipatja". Les roches des dômes, ainsi que les dépôts de l'avalanche "Paipatja" et les blocs denses des coulées pyroclastiques "Paipatja" sont des dacites à amphibole et biotite, de couleur gris sombre, porphyriques et partiellement vésiculées (voir Tableau 1). Nous avons aussi fait des analyses modales dans deux échantillons qui correspondent à l'écoulement pyroclastique Paipatja (Tu-12-06A) et le dôme III (Tu-12-42) (voir annexe 1).

La matrice est composée de verre, avec d'abondants microlites (< 100 µm) de plagioclase, amphibole (Fig. 4b) et des oxydes de Fe-Ti, avec une texture interstitielle et trachytique. Les bombes en croûte de pain » et « chou-fleur » sont de couleur gris clair, ayant une texture très porphyrique, et avec une très forte vésicularité. Dans l'ensemble d'échantillons étudiés, et malgré les différences texturales entre les blocs et les bombes, l'assemblage minéralogique est presque identique et est composé principalement de plagioclase, associé à de l'amphibole (Fig. 4a), biotite, clinopyroxène, oxydes de Fe-Ti, ainsi que sphènes, apatite et quartz comme minéraux accessoires. Les échantillons des enclaves qu'ont été trouvés dans le dôme VII, montrent une texture porphyrique et équigranulaire avec une matrice interstitielle légèrement vésiculée. Dans les enclaves prédominent les microphénocristaux aciculaires (200 à 500 µm) de plagioclase, d'amphibole et de biotite (Fig. 4a). Néanmoins il y a quelques phénocristaux qui mesurent plus de 1000 µm et qui présentent des textures de déséquilibre (Fig. 4a).



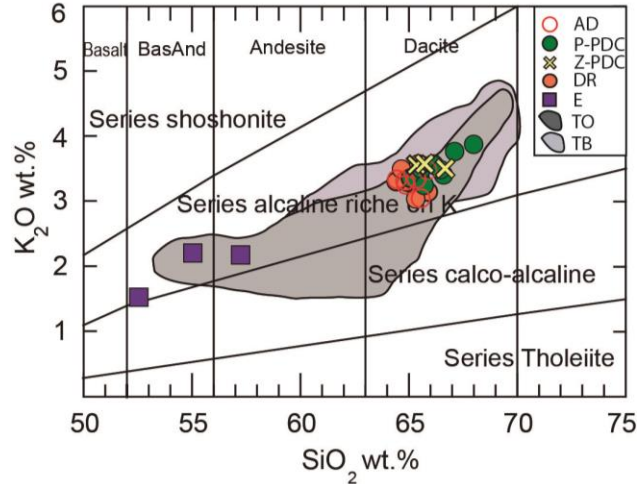
**Figure 4:** a) L'enclave a une texture porphyrique et équi-granulaire, nous pouvons distinguer quelques phénocristaux de plagioclase, d'amphibole et de biotite. b) Microlite d'amphibole avec une bordure de surcroissance. (plag=plagioclase, amph=amphibole, bt=biotite).

Caractéristiques pétrographiques	Dômes		Avalanche de débris
Type pétrographique	Dacite à amphibole et biotite		Dacite à amphibole et biotite
Phénocristaux (vol. %)	25-33 vol.%		30-50 vol.%
Matrice (vol. %)	40-62 vol.%		45-60 vol.%
Vésicules (vol. %)	5 vol.%		5 vol.%
Texture	Porphyrique avec une matrice interstitielle et trachytique.		Porphyrique avec une matrice interstitielle
Assemblage minéralogique	plag+amp+bt+cpx+ox±sph±qz±ap		plag+amp+bt+cpx+ox±sph±qz±ap
Population	<p><b>Plag:</b> automorphe à sub-automorphe, avec bordure de surcroissance, avec texture tamis.</p> <p><b>Amp:</b> automorphe à sub-automorphe Zonés avec bordure d'oxydation</p>		<p><b>Plag:</b> automorphe à sub-automorphe, avec bordure de surcroissance, avec texture tamis</p> <p><b>Amp:</b> automorphe à sub-automorphe, zonés</p>
Observation			Quelques amps montrent des golfes de résorption. Inter-croissance entre amps et aps
Caractéristiques pétrographiques	Ecoulement pyroclastique Paipatja		
Type pétrographique	<b>Bloc dense</b> Dacite à amphibole	<b>Bombe "croûte de pain"</b> Dacite à amphibole	<b>Bombe "chou-fleur"</b> Dacite à amphibole
Phénocristaux (vol. %)	25-30 vol.%	20-30 vol.%	20-30 vol.%
Matrice (vol. %)	40-65 vol.%	40-65 vol.%	40-65 vol.%
Vésicules (vol. %)	5 vol.%	10-15 vol.%	10-15 vol.%
Texture	Porphyrique avec une matrice interstitielle et légèrement trachytique.	Porphyrique avec une matrice interstitielle.	Porphyrique avec une matrice vitreuse.
Assemblage minéralogique	plag+amp+bt+cpx+ox±sph±qz±ap	plag+amp+bt+cpx+ox±sp h±qz±ap	plag+amp+bt+cpx+ox±sph±qz±ap
Population	<p><b>Plag:</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1) automorphe à sub-automorphe</li> <li>2) avec bordure de surcroissance</li> <li>3) avec texture tamis</li> </ol> <p><b>Amp:</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1) automorphe à sub-automorphe</li> <li>2) zonés</li> </ol>	<p><b>Plag :</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1) automorphe à sub-automorphe</li> <li>2) avec bordure de surcroissance</li> <li>3) avec texture tamis (plus fréquentes)</li> </ol> <p><b>Amp:</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1) automorphe à sub-automorphe</li> <li>2) zonés</li> <li>3) avec bordure d'oxydation</li> </ol>	<p><b>Plag:</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1) automorphe à sub-automorphe</li> <li>2) avec bordure de surcroissance</li> <li>3) avec texture tamis</li> </ol> <p><b>Amp:</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1) automorphe à sub-automorphe</li> <li>2) zonés</li> <li>3) avec bordure d'oxydation</li> </ol>

**Tableau 1:** Résumé des caractéristiques pétrographiques de chaque unité de l'édifice Tutupaca Oriental. (*plag*=plagioclase, *amp*=amphibole, *bt*=biotite, *cpx*=clinopyroxène, *sph*=sphène, *qz*=quartz, *ap*=apatite, *ox*=oxide).

### 3.3 Géochimie

L'analyse des éléments majeurs et en traces sur les roches totales a été réalisée pour un groupe de 28 échantillons (Tableau 2 et 3) au Laboratoire Domaines Océaniques, Université de Bretagne Occidentale, Brest. Ils ont été déterminés par ICP-AES (Inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy). Les résultats ont été représentés dans les diagrammes de classification des roches volcaniques (Peccerillo et Taylor, 1976 ; *Fig. 5*), et les diagrammes de Harker (*Fig 5,6,7*). Dans cette partie nous présentons les analyses correspondent aux dômes (DR), l'écoulement pyroclastique Zuripujo (Z-PDC), l'avalanche de débris (AD) et l'écoulement pyroclastique Paipatja (P-PDC) et nous faisons une comparaison avec les édifices Tutupaca Basal et Tutupaca Occidental. Les analyses des éléments majeurs ont été recalculées sur une base anhydre et rapportées à un total de 100 wt.%. Le Tutupaca Oriental est constitué de dacites (2.9–3.7 wt.% K<sub>2</sub>O et 63.2–68.0 wt.% SiO<sub>2</sub>). Les concentrations de silice dans les dômes récents varient entre 64.4 et 66.1 wt.% SiO<sub>2</sub> (*Fig. 5*), tandis que les écoulements pyroclastiques "Paipatja" présentent des compositions un peu plus siliceuses (65.1–68.0 wt.% SiO<sub>2</sub>). Les compositions plus basiques correspondent aux enclaves du dôme VII qui ont une composition d'andésite basaltique (53.0-57.9 wt.% SiO<sub>2</sub>). Le Tutupaca Occidental présente aussi des enclaves à composition d'andésites basiques (53.9-55.1 wt.% SiO<sub>2</sub>), tandis que les laves sont surtout des dacites (64.5–67.1 wt.% SiO<sub>2</sub>), et finalement dans le Tutupaca Basal, nous pouvons noter une large variation allant des andésites aux dacites (58.3–68.8 wt.% SiO<sub>2</sub>).

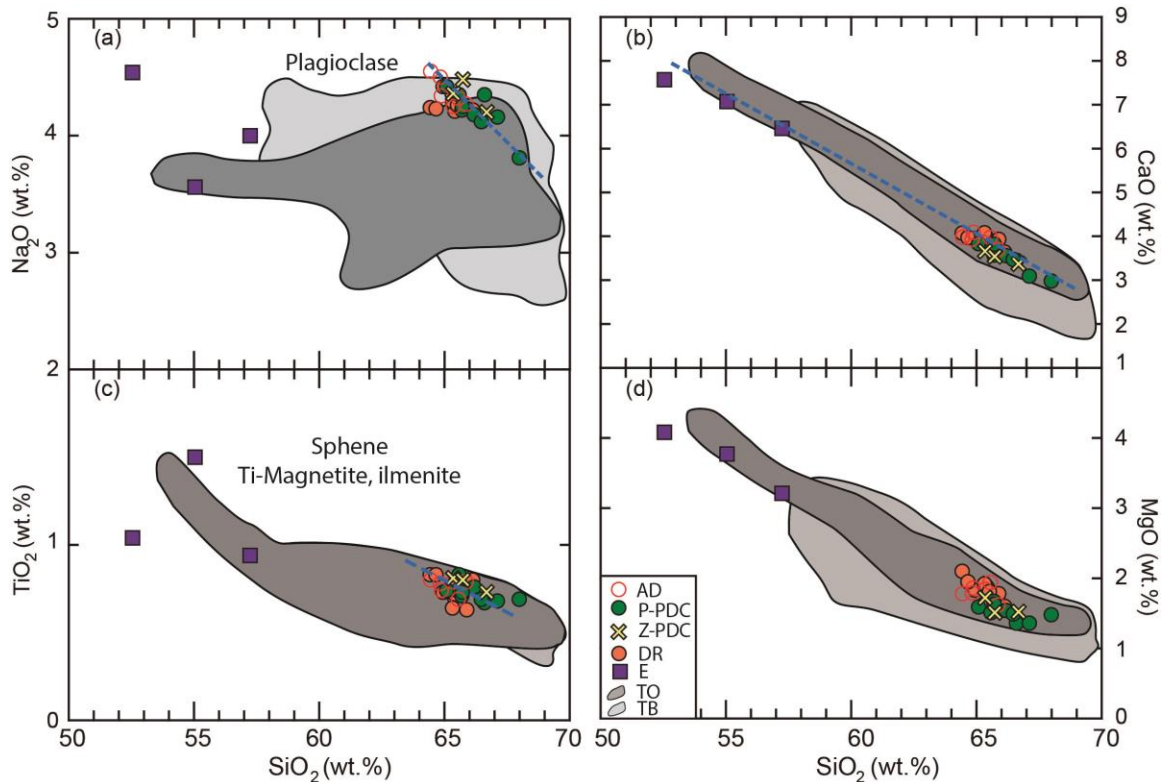


**Figure 5:** Selon le diagramme  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  (Peccerillo et Taylor, 1976), les produits du complexe volcanique Tutupaca correspondent à la série calco – alcaline avec une proportion élevée de  $K_2O$ . TB – Tutupaca Basal, TO – Tutupaca Occidental, M – mush, E – Enclave, DR – Dômes Récents, Z-PDC écoulement pyroclastique Zuripujo, P-PDC écoulement pyroclastique Paipatja, AD – Avalanche de débris.

### Diagrammes de variation des éléments majeurs

Les diagrammes de Harker montrent que dans l'édifice Tutupaca Oriental, l'évolution des dacites présente une diminution des teneurs en  $MgO$  (Fig. 6 d),  $TiO_2$  (Fig. 6 c),  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3^*$ ,  $Na_2O$ ,  $P_2O_5$  et  $CaO$  (Fig. 6 b), tandis qu'on observe une augmentation des teneurs en  $K_2O$ . La diminution des teneurs en  $CaO$ ,  $Al_2O_3$  et  $Na_2O$  (Fig. 6 a,b) suggère le fractionnement du plagioclase dans les dacites. Les roches des écoulements pyroclastiques "Paipatja" montrent une plus forte diminution de  $Na_2O$  (4.5 - 3.8 wt.%) par rapport aux autres échantillons. Cela suggère une cristallisation progressive du plagioclase, de plus en plus sodique. Les tendances négatives du  $TiO_2$  (0.7 – 0.9 wt.%) et du  $Fe_2O_3$  (4.6 – 4.0 wt.%), indiquent le fractionnement continu de la titano–magnétite, du sphène, et dans une moindre mesure de l'ilménite et de la biotite. La diminution du  $P_2O_5$  pourrait résulter du fractionnement de l'apatite pendant l'évolution des dacites. La tendance négative de  $MgO$  (Fig. 6 d) pourrait être associée au fractionnement plus ou moins important de clinopyroxène et de l'amphibole, depuis les andésites aux dacites.





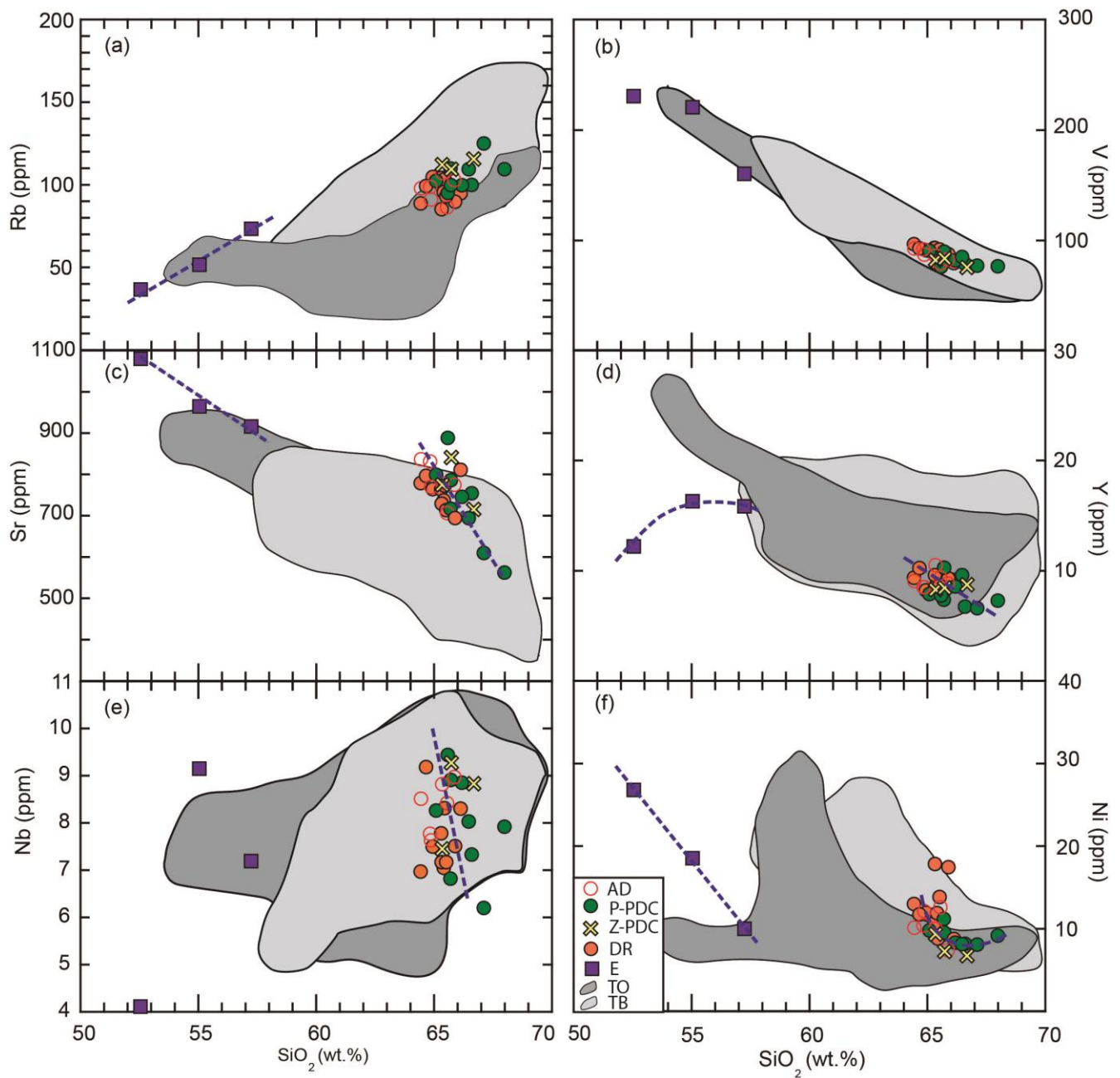
**Figure 6:** Diagrammes de Harker a - d) Éléments majeurs (ppm) vs  $SiO_2$  (wt.%). TB – Tutupaca Basal, TO – Tutupaca Occidental, E – Enclave, DR – Dômes Récents, Z-PDC écoulement pyroclastique Zuripujo, P-PDC écoulement pyroclastique Paipatja, AD – Avalanche de débris.

### Diagrammes de variation des éléments traces

Dans les diagrammes ci-dessous (Fig.7 a -f) sont représentées les compositions d'éléments en traces (ppm) par rapport à la concentration de  $SiO_2$  (wt.%) utilisée comme indice de différenciation. Dans le Tutupaca Oriental, les éléments LILE montrent des corrélations positives, (le Rb et le Th) négatives (Sr ; Fig. 7c) et aussi une grande dispersion (Ba). D'autre part les éléments HREE présentent de tendance négative (Yb), pendant que le LREE, MREE (le La et le Sm) et le HFSE (Zr, Nb : Fig. 7e) montrent une grande dispersion des données. D'autre part, les éléments comme le Sc, le V, le Cr, le Co, le Y et le Dy ont de corrélations négatives, lors que le Nd, le Er et le Ce montrent une grande dispersion.

Dans le diagramme de Ni (Fig. 7f) nous pouvons observer une ligne courbe pour les produits du dôme, l'avalanche de débris, et les écoulements pyroclastiques Paipatja et Zuripujo alors que les enclaves montrent une tendance négative.

Les évolutions positives de Rb (*Fig. 7a*) et Th indique un enrichissement de ces éléments dans le liquide magmatique. La diminution des teneurs de Sc dans les échantillons des dômes récents, des débris d'avalanche et de coulée pyroclastique "Paipatja", pourrait être attribuée à un fractionnement du clinopyroxène et de l'amphibole. Pendant que la tendance négative de Y (*Fig. 7d*), pourrait suggérer un fractionnement de l'amphibole. La diminution du V (*Fig. 7b*) suggère le fractionnement des oxydes de Fe-Ti tels que l'ilménite ou la titanomagnétite au cours de l'évolution du magma.



**Figure 7:** Diagrammes de Harker a - f Éléments en traces (ppm) vs  $\text{SiO}_2$  (wt.%). TB – Tutupaca Basal, TO – Tutupaca Occidental, M – Mush, E – Enclave, DR – Dômes Récents, Z-PDC écoulement pyroclastique Zuripujo, P-PDC écoulement pyroclastique Paipatja, AD – Avalanche de débris.

Échantillon	Tu-14-01A	Tu-14-01B	Tu-14-01C	Tu-12-14	Tu-12-18	Tu-12-42	Tu-12-43	Tu-12-70	Tu-12-74	Tu-13-08	Tu-13-09	Tu-13-19	Tu-13-20
Unité	E	E	E	DR	DR	DR	DR	DR	DR	DR	DR	DR	DR
SiO <sub>2</sub>	55.0	52.5	57.2	64.9	65.3	65.5	65.4	64.4	66.1	65.9	65.3	65.5	64.7
TiO <sub>2</sub>	1.5	1.0	0.9	0.7	0.7	0.8	0.7	0.8	0.8	0.6	0.6	0.7	0.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.3	19.0	17.5	16.1	16.0	15.7	15.7	16.0	15.5	16.0	16.0	15.8	16.0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.9	9.2	8.0	4.4	4.4	4.2	4.4	4.6	4.1	4.1	4.4	4.4	4.5
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	3.8	4.1	3.2	1.8	1.6	1.9	1.9	2.1	1.6	1.8	1.9	1.8	1.9
CaO	7.1	7.6	6.5	3.9	3.8	3.8	4.0	4.1	3.6	3.9	4.1	3.8	4.0
Na <sub>2</sub> O	3.6	4.5	4.0	4.4	4.4	4.2	4.2	4.2	4.2	4.2	4.3	4.3	4.2
K <sub>2</sub> O	2.2	1.5	2.2	3.3	3.4	3.6	3.3	3.3	3.6	3.1	3.0	3.4	3.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.5	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3
Total	100.7	101.0	101.1	98.3	98.6	98.9	98.9	98.9	98.9	99.5	100.3	99.0	99.6
Sc	13.4	18.4	13.1	6.5	5.6	7.3	7.6	7.8	6.2	6.9	7.5	6.8	7.0
V	220.8	230.8	160.4	91.0	93.2	78.1	89.4	96.5	79.3	87.4	93.0	91.6	92.8
Cr	10.9	23.8	1.3	11.7	11.6	9.3	11.8	12.6	9.3	13.5	14.0	10.5	11.2
Co	24.0	25.9	22.6	11.7	11.2	11.7	11.8	13.8	10.3	11.3	13.5	13.2	12.3
Ni	18.5	26.8	10.0	11.9	10.7	8.8	11.9	13.0	8.8	17.5	17.8	13.8	11.7
Rb	51.5	36.6	73.4	104.7	104.1	103.3	95.5	88.7	94.8	89.7	85.2	93.0	99.2
Sr	964.5	1080.0	915.9	764.1	763.5	772.4	737.1	778.8	811.0	694.2	729.0	713.3	796.5
Y	16.3	12.2	15.8	8.2	8.3	8.9	8.8	9.4	9.2	9.3	9.6	8.7	10.2
Zr	146.6	27.7	52.4	128.0	138.6	135.4	129.5	131.9	159.3	105.3	102.4	131.7	146.1
Nb	9.1	4.1	7.2	7.5	7.8	8.3	7.0	7.0	8.3	7.5	7.2	7.2	9.2
Ba	872.9	787.7	972.7	1289.4	1309.7	1321.0	1199.5	1247.3	1343.4	1129.3	1118.2	1261.1	1352.9
La	28.4	23.4	26.8	35.7	37.3	38.8	34.2	36.6	42.3	29.1	28.5	33.8	39.6
Ce	59.2	46.0	50.9	69.2	70.6	75.7	67.3	72.0	82.8	57.9	56.0	66.3	76.2
Nd	32.7	21.9	26.5	27.8	28.6	31.0	27.5	30.3	34.4	23.7	23.0	27.3	33.6
Sm	7.2	4.3	5.7	4.7	5.5	5.3	4.7	5.3	5.9	3.8	4.2	4.7	5.5
Eu	1.8	1.1	1.5	1.1	1.1	1.3	1.3	1.3	1.5	1.1	1.1	1.1	1.5
Dy	3.3	2.3	3.1	1.8	1.9	1.9	1.8	2.0	2.0	2.0	1.9	1.8	2.3
Er	1.2	0.9	1.1	0.7	0.6	0.7	0.7	0.7	0.6	1.1	0.7	0.8	0.9
Yb	1.0	0.9	1.1	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7
Th	4.8	1.4	5.0	8.3	8.4	9.2	8.3	8.1	9.1	9.2	8.7	7.8	9.4

**Tableau 2:** Analyses des éléments majeurs et en traces sur les roches totales. Les éléments majeurs ont été recalculées sur une base anhydre et rapportées à un total de 100 wt.%. (E – enclave, DR – dôme récent)

Échantillon	Tu-12-06A	Tu-12-06B	Tu-12-06C	Tu-12-22	Tu-12-50	Tu-12-66A	Tu-12-69	Tu-12-77A	Tu-12-77C	Tu-12-04B	Tu-12-05	Tu-12-37	Tu-12-78	Tu-12-09	Tu-12-38
Unité	P-PDC	P-PDC	P-PDC	P-PDC	P-PDC	P-PDC	P-PDC	P-PDC	P-PDC	P-PDC	AD	AD	AD	AD	AD
SiO <sub>2</sub>	65.7	66.6	65.1	67.1	68.0	65.6	66.2	65.7	66.5	64.5	64.8	64.9	65.3	65.9	65.5
TiO <sub>2</sub>	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8	0.7	0.7	0.8	0.8	0.7	0.8	0.8	0.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.8	15.9	16.2	15.5	14.9	15.9	15.7	16.0	15.8	16.3	16.0	16.2	15.8	15.7	15.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.4	4.0	4.4	4.0	4.0	4.2	4.2	4.3	4.1	4.5	4.4	4.3	4.4	4.3	4.2
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	1.7	1.4	1.6	1.4	1.5	1.5	1.5	1.6	1.5	1.8	1.8	1.9	1.8	1.6	1.9
CaO	3.6	3.4	3.8	3.1	3.0	3.7	3.6	3.8	3.5	4.0	3.9	4.1	3.8	3.7	4.0
Na <sub>2</sub> O	4.2	4.3	4.4	4.2	3.8	4.3	4.2	4.2	4.1	4.5	4.5	4.3	4.3	4.3	4.3
K <sub>2</sub> O	3.5	3.4	3.4	3.8	3.9	3.5	3.6	3.2	3.5	3.3	3.3	3.3	3.3	3.5	3.0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Total	99.2	98.2	98.6	98.5	99.1	98.2	98.3	101.1	101.7	98.6	99.3	99.4	101.8	98.3	98.9
Sc	5.4	4.7	5.5	4.1	5.8	4.7	5.6	6.8	5.9	6.7	6.7	7.3	7.0	5.8	7.6
V	88.3	78.8	90.5	77.0	76.5	76.0	81.7	89.7	85.0	92.6	91.8	87.1	86.0	82.7	79.0
Cr	10.9	9.4	11.7	8.0	7.7	8.4	11.0	12.0	9.8	12.8	11.9	10.7	12.8	9.4	12.3
Co	12.2	10.2	10.0	11.7	11.6	10.4	12.6	21.8	11.9	11.3	11.5	13.6	12.0	14.0	12.5
Ni	11.2	8.2	9.8	8.1	9.2	6.9	8.3	9.5	8.1	10.1	10.4	12.1	10.0	7.4	12.6
Rb	109.8	99.9	102.3	124.9	109.4	95.1	99.7	99.8	109.4	97.8	98.7	91.0	107.1	102.8	86.3
Sr	716.6	754.1	798.9	609.6	562.3	888.1	745.7	785.9	693.8	836.4	831.1	769.7	777.8	774.7	706.2
Y	7.4	6.7	7.9	6.6	7.3	7.7	8.6	10.3	9.6	9.1	8.5	8.5	10.5	8.8	9.4
Zr	134.4	90.9	134.3	143.9	151.7	144.9	145.9	141.9	144.8	148.8	142.2	129.6	151.5	134.7	82.5
Nb	6.8	7.3	8.3	6.2	7.9	9.4	8.9	8.9	8.0	8.5	7.8	7.6	8.8	9.0	8.4
Ba	1235.7	1295.9	1320.8	1302.4	1223.2	1297.7	1235.7	1230.9	1255.6	1275.4	1374.6	1204.6	1341.5	1334.1	1113.9
La	35.5	34.2	37.3	35.4	35.5	41.3	38.8	38.5	37.7	39.5	38.1	35.5	41.1	40.6	30.9
Ce	67.3	65.9	70.0	66.4	67.8	79.1	76.3	74.3	71.9	78.7	74.6	72.4	78.9	79.5	62.9
Nd	26.3	24.8	28.7	25.5	26.0	30.8	31.0	31.2	29.5	31.8	30.2	28.1	33.5	32.0	25.5
Sm	4.2	3.8	5.0	4.3	3.7	4.7	5.1	5.1	5.0	6.0	4.8	4.6	5.8	5.2	4.5
Eu	1.2	1.2	1.3	1.1	1.1	1.4	1.3	1.3	1.2	1.3	1.2	1.3	1.4	1.3	1.2
Dy	1.6	1.4	1.6	1.1	1.4	1.8	1.7	2.1	2.0	2.0	1.7	1.7	2.3	1.8	1.8
Er	0.6	0.7	0.5	0.3	0.5	0.3	0.5	1.1	1.0	0.7	0.6	0.4	1.3	0.0	0.8
Yb	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5	0.6	0.6	0.7	0.7	0.6	0.5	0.6	0.7	0.6	0.7
Th	9.1	9.6	8.0	9.2	10.0	8.7	9.4	8.8	9.4	8.3	8.3	8.0	9.3	9.7	9.4

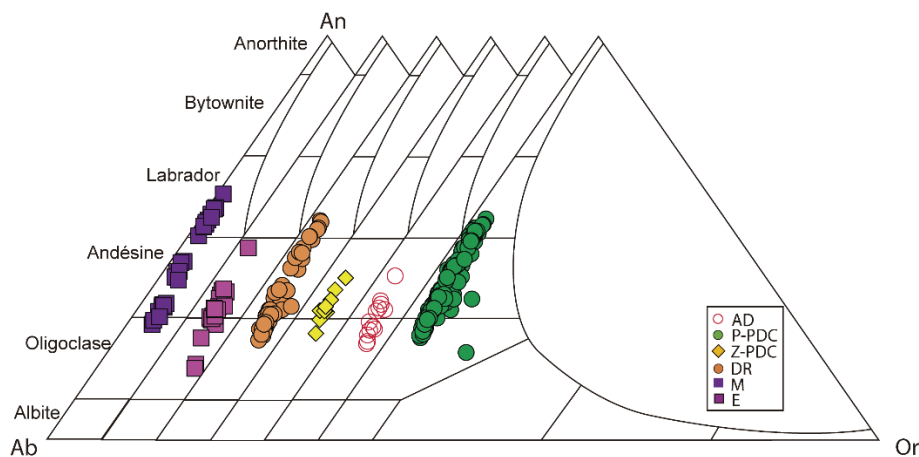
**Tableau 3:** Analyses des éléments majeurs et en traces sur les roches totales. Les éléments majeurs ont été recalculées sur une base anhydre et rapportées à un total de 100 wt.%. (P-PDC – écoulement pyroclastique Paipatja, AD – avalanche de débris)

## 4. MINERALOGIE DE L'EDIFICE TUTUPACA ORIENTAL

Les analyses des éléments majeurs des minéraux et verres ont été réalisées à l'aide de la microsonde électronique CAMECA SX100 du Laboratoire Magmas et Volcans à Clermont - Ferrand. Pour les minéraux, nous avons utilisé une tension d'accélération de 15 kV et une intensité de courant de 15 nA, tandis que pour les analyses des verres, nous avons utilisé un faisceau défocalisé à 5-10 µm, un courant de 15kV et une intensité de 8 nA. Les dix échantillons étudiés correspondent aux 3 échantillons du complexe des dômes (dôme III, Tu-12-42 ; V, Tu-12-70 ; et VII, Tu-12-14B), un échantillon de l'avalanche de débris (Tu-12-78), un échantillon du dépôt pyroclastiques "Zuripujo" (Tu-12-79), et 3 échantillons des dépôts pyroclastiques de "Paipatja" (Tu-12-22 et Tu-12-77C, Tu-12-06A). Nous avons aussi étudié une enclave grenue riche en silice, interprété comme en étant un « mush » (dôme prélevée dans les produits de la première avalanche de débris, et donc provenant des dômes I, II, III, Tu-12-08), et une enclave basique provenant du dôme VII (Tu-14-01A) (voir annexe 3).

### 4.1 Minéraux

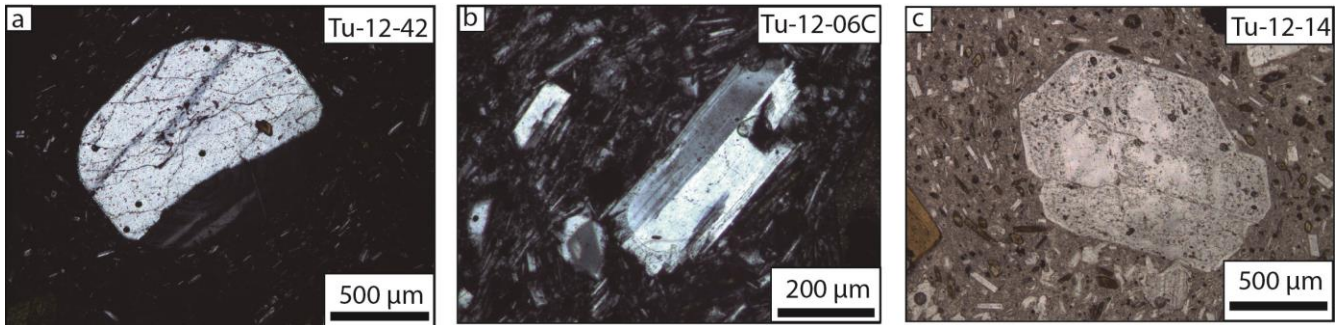
**Plagioclase.** Le plagioclase est le minéral le plus abondant (15 à 20 vol.%). Il se présente sous forme de phénocristaux automorphes à subautomorphes et de microlites. Les formules structurales ainsi que les composants principaux Albite ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), Anorthite ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ) et Orthose ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ) ont été calculés sur la base de 8 oxygènes et 5 cations. Dans les diagrammes An-Ab-Or ont été reportées les compositions des feldspaths analysés pour chaque étape évolutive (Fig. 8).



**Figure 8:** Diagramme de An-Ab-Or qui reporte les compositions des feldspaths analysés pour chaque étape évolutive (TB – Tutupaca Basal, TO – Tutupaca Occidental, M –Mush, E – Enclave, DR – Dômes Récents, Z-PDC écoulement pyroclastique Zuripujo, P-PDC écoulement pyroclastique Paipatja, AD – Avalanche de débris.



Pour l'ensemble des roches du Tutupaca Oriental, les teneurs en anorthite (An) des plagioclases se situent dans la gamme An<sub>24</sub> à An<sub>61</sub>. La composition chimique des phénocristaux qui correspondent au dôme, de l'écoulement pyroclastique Paipatja et l'enclave se trouvent dans le champ du labrador, de l'andésine et de l'oligoclase (An<sub>25-61</sub>). Alors que les produits de l'écoulement pyroclastique Zuripujo et de l'avalanche de débris correspondent à l'andésine et l'oligoclase (An<sub>24-48</sub>). Les plagioclases se caractérisent aussi par la présence de trois populations distinctes.

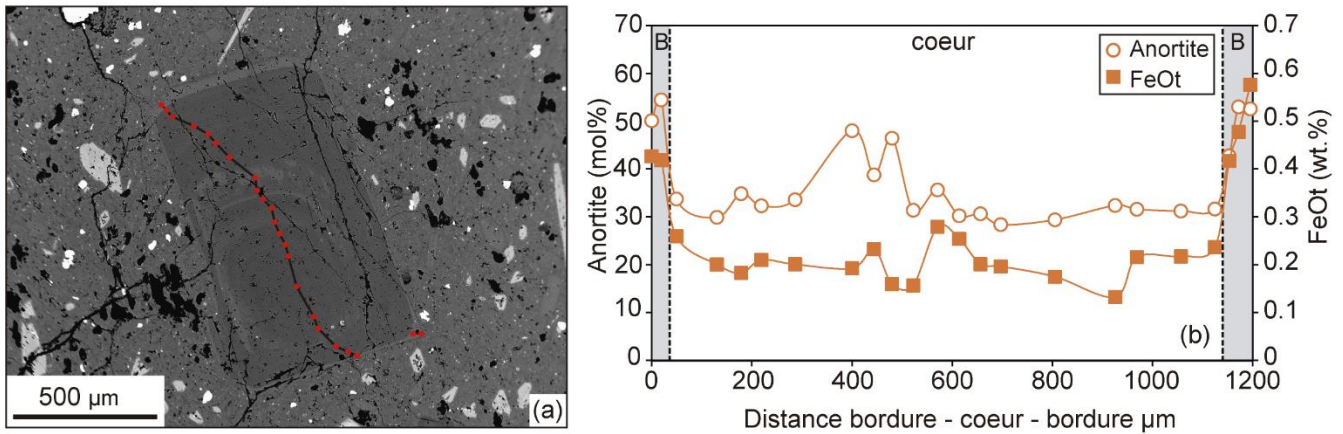


**Figure 9:** (a) Phénocrystal de plagioclase non altéré et avec des bordures de résorption correspondant à la première famille (dôme V, Tu-12-42). (b) Phénocrystal automorphe ayant une surcroissance, correspondant à la deuxième famille (bloc dense du P-PDC, Tu-12-06). (c) Phénocrystal de plagioclase avec de texture en éponge correspondent à la troisième famille (dôme VII, Tu-12-14).

La **première** population (11 vol.%) est composée de phénocristaux (300-600 µm jusqu'à occasionnellement 2 mm) et microlites, automorphes à sub-automorphes, qui sont maclés et zonés, certains ayant des bordures de résorption (*Fig. 9 a*). On trouve aussi des inter-croissances entre des phénocristaux de biotite, d'amphibole et de sphène dans les échantillons provenant des dômes III et V. La plupart de cristaux de cette population montrent des zonations oscillatoires (An<sub>29-44-31-55</sub>) ou inverses (An<sub>27-51</sub>). Néanmoins, les plagioclases qui correspondent au « mush » peuvent montrer des zonations normales (An<sub>57-30</sub>).

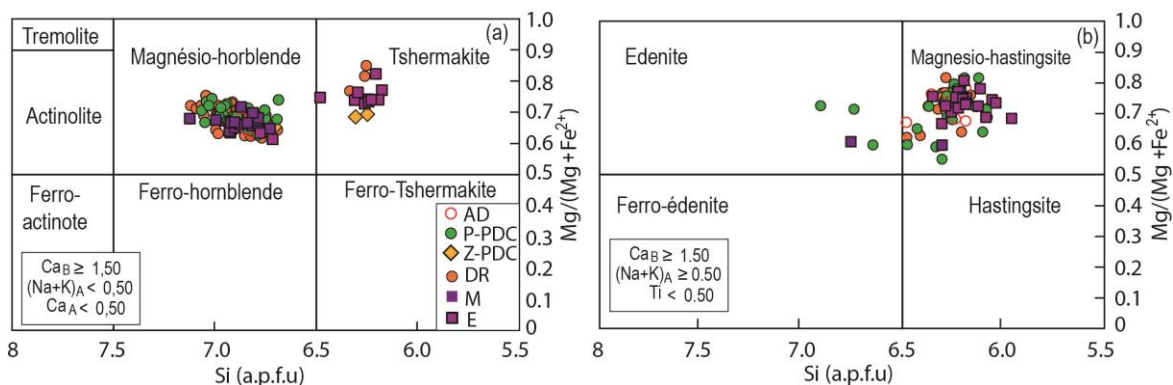
La **deuxième** population (~4 vol.%) est composée de phénocristaux (200 – 500 µm) sub-automorphes ayant des surcroissances mesurant entre 10 et 35 µm (*Fig. 9b et 10a*). Ces bordures indiquent une augmentation des teneurs en anorthite (An<sub>42</sub> à An<sub>61</sub>) et en FeO<sub>t</sub> (0.41 à 0.72 wt.%) (*Figure 10 b*).

La **troisième** population (~4 vol.%) est constituée de phénocristaux ayant des textures en "tamis" et "éponge" (*Fig. 9 c*). Normalement cette texture se localise sur la bordure, mais quelques plagioclases présentent aussi des cœurs altérés.



**Figure 10** a) Phénocrystal du plagioclase avec une bordure de surcroissance correspondant à la deuxième population (dôme VII, Tu-12-14). b) Le profil montre un enrichissement d'anorthite et de FeOt dans la bordure de surcroissance.

**Amphibole.** Après le plagioclase, l'amphibole est le minéral les plus abondant dans ces roches (5-10 vol.%). Nous avons calculés les formules structurales en suivant le schéma de Tindle et Webb (1994). Cette procédure permet d'effectuer la correction  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  sur la somme des cations ( $\Sigma cations = 13$ ) sur une base de 23 oxygènes. Les résultats des analyses ont été placés dans le diagramme de classification des amphiboles (Leake et al., 1997). Selon cette classification, les échantillons de P-PDC et de l'enclave correspondent à la magnésio-hornblende, tschermakite, magnésio-hastingsite avec quelques rares cristaux d'édénite (Fig. 11). Nous pouvons aussi distinguer quelques différences entre les phénocristaux et les microlites. Par exemple, les microlites de P-PDC correspondent uniquement à la magnésio-hastingsite. D'autre part, les amphiboles des dômes ont de composition magnésio-hornblende, tschermakite, et magnésio-hastingsite.



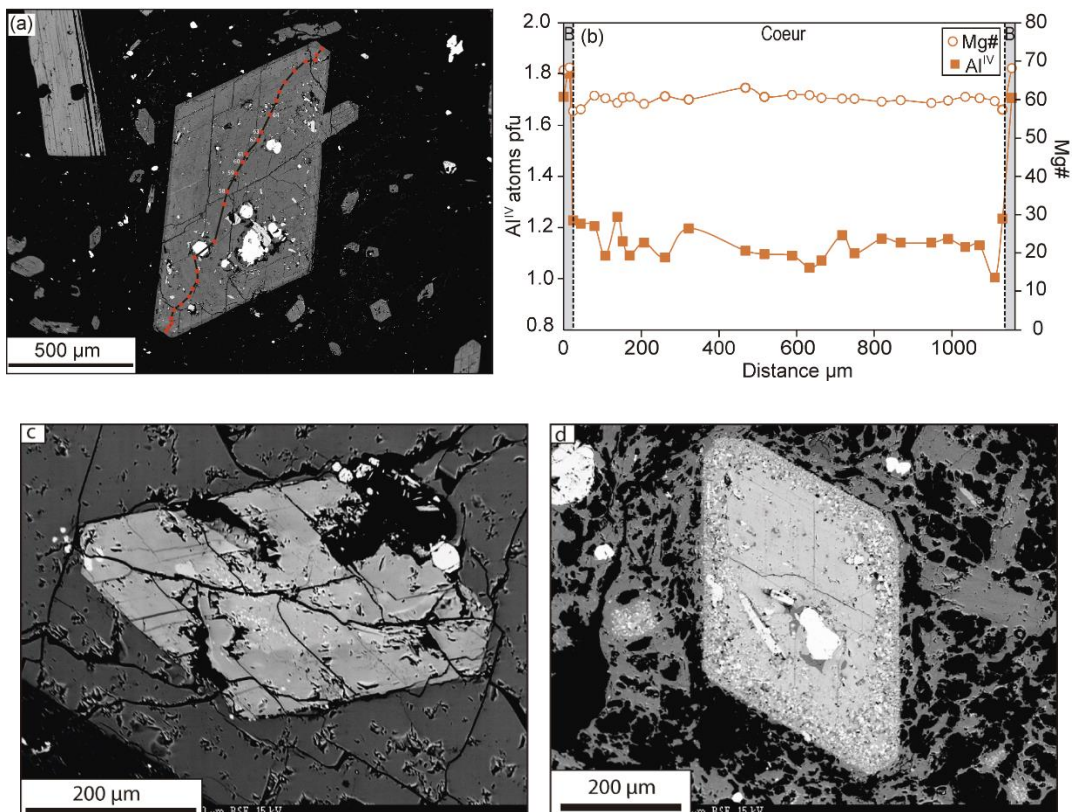
**Figure 11:** Classification des amphiboles calciques (Leake et al., 1997) dans les diagrammes  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  vs  $Si$  (a.p.f.u, atoms per formula unit) (DR –dôme récents ;Z PDC-écoulement pyroclastique Zuripujjo ;P-PDC -écoulement pyroclastique Paipatja ; AD – avalanche de débris ; E – enclave ; M - mush)

Les échantillons montrent 2 populations d'amphiboles.

La *première* population (Fig. 12c) présente des phénocristaux automorphes à sub-automorphes (300-800 µm) dont la plupart sont pauvres en alumine (6-7 wt.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Cette population montre aussi des teneurs plus faibles de Mg# (= 100 \* Mg/(Mg + Fe<sup>T</sup>)) entre 66 et 57 et une diminution de Mg# vers les bordures.

La *deuxième* population (Fig. 12a) est composée de phénocristaux qui ont des surcroissances (10 et 20 µm), de phénocristaux zonés et de microlites. Ils sont appelés comme « amphiboles riches en Al ». Certains phénocristaux possèdent cependant un cœur pauvre en aluminium et une bordure plus riche (8-11 wt.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Les bordures riches en Al ont des Mg# plus élevées que les cœurs pauvres en Al (Mg# de 50 à 70 ; zonage inverse, Fig. 12b). L'enclave du dôme VII possède uniquement des amphiboles riches en Al, qui montrent une zonation normale (e.g., Mg# 68-62).

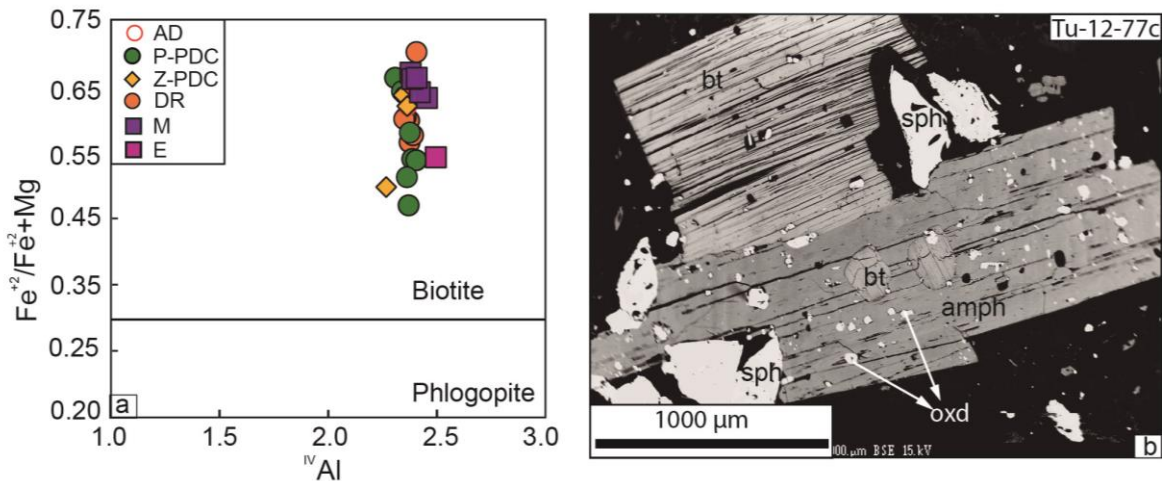
Nous pouvons aussi observer que quelques amphiboles présentent une oxydation des bords et des cœurs, et dans certains cas, le cristal est partiel ou totalement remplacé par un agrégat cryptocristallin composé d'oxydes de Fe-Ti, de pyroxènes et de plagioclase (altération de type « Gabbroïque » Fig. 12d, de Angelis et al., 2013).





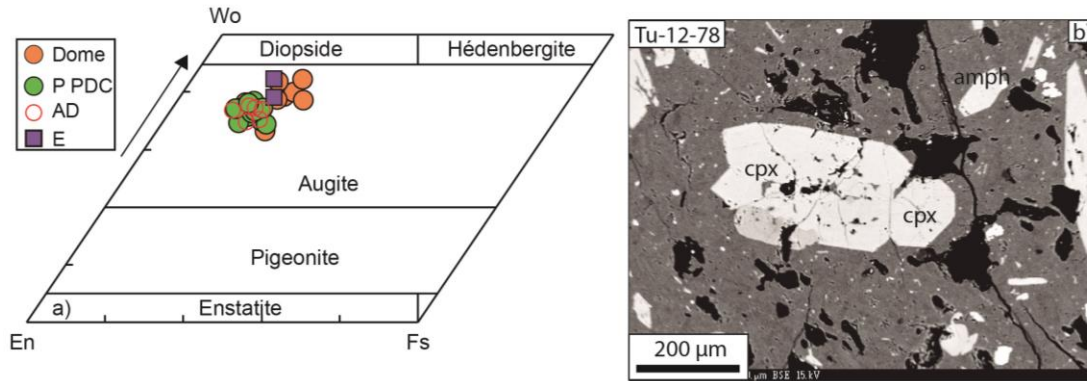
**Figure 12:** a) Phénocristal d'amphibole (dôme III, Tu-12-42) avec une bordure de surcroissance, il correspond à la deuxième famille. b) Profil d'amphibole qui montre un enrichissement en  $Al^{IV}$  et  $Mg\#$ . c) Phénocristal d'amphibole de l'enclave, il correspond à la famille pauvre en Al. d) Amphibole riche en Al avec une bordure de réaction, composé d'un mélange de d'oxydes de Fe-Ti, de pyroxènes et de plagioclase (altération de type « Gabroïque »)

**Biotite.** Les biotites sont présentes dans tous les échantillons du Tutupaca Oriental. Elles représentent 3 vol.%. Elles sont automorphes à subautomorphes (Fig. 13b), et peuvent être trouvées sous forme de phénocristaux, mais aussi sous forme d'inclusions dans certains plagioclases et amphiboles. Les biotites peuvent mesurer jusqu'à 2 mm de diamètre. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 5 oxygènes (Tindle et Webb, 1990). Selon la classification de Deer et al. (1978) en fonction de  $Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg$  et  $^{IV}Al$ , les micas analysés sont principalement dans le champ des biotites (Fig. 13a).



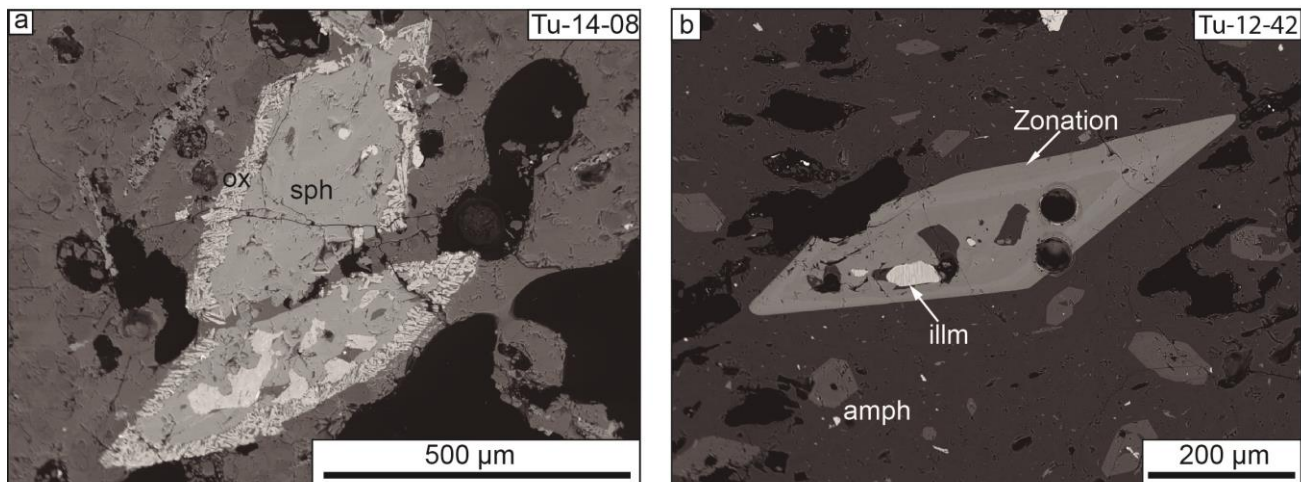
**Figure 13:** a) Les micas analysés sont principalement comprises dans le champ des biotites. Classification des micas selon Deer et al. (1978). b) Intercroissance entre la biotite, l'amphibole et la sphène (bt – biotite ; sph – sphène ; oxd – oxyde).

**Clinopyroxène.** Le clinopyroxène constitue moins de 3 vol.%. On observe des phénocristaux (< 800 µm), des microphénocristaux subautomorphe à xénomorphe (Fig. 14b ; entre 100 et 250 µm), et des microlites (50 à 100 µm), qui sont présent dans quelques bordures de réaction des amphiboles. Les clinopyroxènes sont des augites (Fig. 14a ; Morimoto, 1988) et ont une composition  $Wo_{41-44}$ ,  $En_{41-45}$ ,  $Fe_{12-16}$ . Comme pour les amphiboles, les bordures des clinopyroxènes ont des  $Mg\#$  plus élevés (70 -80) et il est possible de remarquer une légère zonation inverse dans certains phénocristaux.



**Figure 14:** a) Classification des clinopyroxènes selon (Morimoto 1988) des produits du Tutupaca Récents. b) Images des clinopyroxène sub-automorphe (cpx – clinopyroxène ; amph – amphibole).

**Sphène.** Ce minéral (36–38 wt.%  $\text{TiO}_2$  et 29–30 wt.%  $\text{SiO}_2$ ) constitue moins de 1 vol%. Ce sont des phénocristaux zonés (Fig. 15b), et ils mesurent entre 200 et 800 µm. Les sphènes sont automorphes à subautomorphes avec une forme rhombique. Nous pouvons observer la présence d’abondantes inclusions de magnétite et d’ilménite. Les sphènes qui correspondent à l’écoulement pyroclastique Paipatja sont presque complètement remplacé par les oxydes. En revanche, les sphènes de « mush » ont des couronnes de réaction constituent des oxydes (Fig. 15a).



**Figure 15:** a) Phénocristaux de sphène avec bordure riche en oxydes. b) Phénocristal de sphène avec zonation et inclusions d’ilménite (sph - sphène ; illm – illemente ; amph – amphibole).

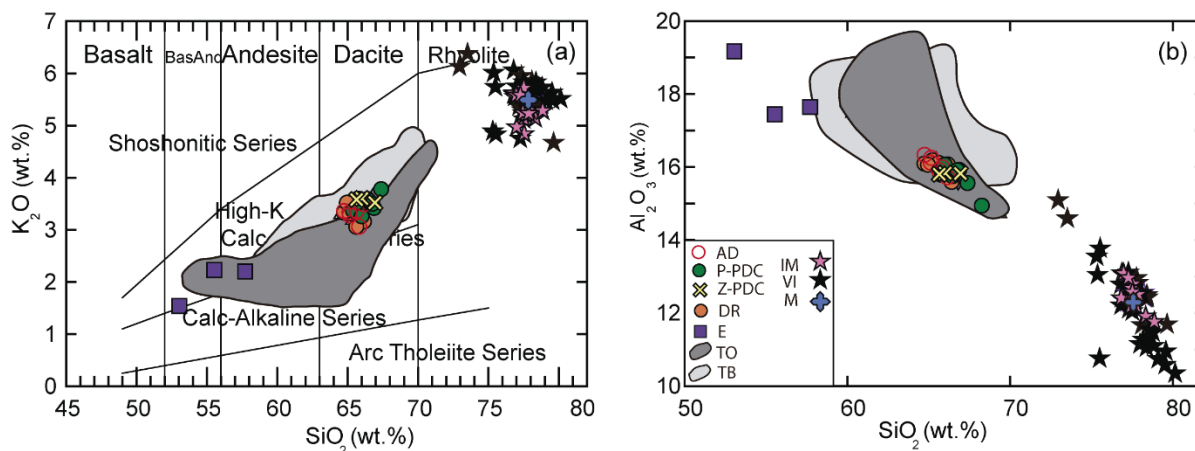
**Oxydes de Fe-Ti.** Les oxydes (1-3 vol.%) apparaissent comme des microphénocristaux et microlites (<100 µm) dans la matrice et comme inclusions dans les phénocristaux. Deux types d’oxydes ont été identifiés. Tout d’abord la magnétite, qui est la plus abondante et montre des valeurs élevées de FeO (80-87 wt.%) et une diminution du FeO dans les bordures, tandis que les concentrations en  $\text{TiO}_2$  sont

comprises entre 3-7 wt.%. Le deuxième type d'oxyde est l'ilménite, beaucoup plus rare, elle montre des valeurs très élevées de  $\text{TiO}_2$  (35-36 wt.%), et des concentrations plus faibles en  $\text{FeO}$  (58-59 wt.%).

## 4.2 Composition chimique du verre interstitiel et des inclusions magmatiques

**Verre Interstitiel.** Des analyses ont été effectuées dans les échantillons des dômes récents (dômes III et V), de l'avalanche de débris, de l'écoulement pyroclastique "Paipatja" et de l'enclave. Les analyses des éléments majeurs ont été recalculées sur une base anhydre et rapportées à un total de 100 wt.%. Ces analyses sont très homogènes et montrent des compositions rhyolitiques (73 – 80 wt.%  $\text{SiO}_2$ , Fig. 16 a). On remarque que les compositions du verre tombent dans la prolongation de la lignée défini par l'ensemble de composition du Tutupaca. Ces verres sont riches en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (9.9 – 17.1 wt.% ; Fig. 16 b) et  $\text{K}_2\text{O}$  (3.3 – 6.4 wt.%), et ils montrent de faibles teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0.2 – 1.6 wt.%),  $\text{CaO}$  (0.2 – 3.4 wt.%),  $\text{TiO}_2$  (<0.5 wt.%).

**Inclusions magmatiques.** Nous avons aussi analysé 12 inclusions correspondant à une bombe de l'écoulement pyroclastique Paipatja (Tu-12-77C). Comme pour le verre interstitiel la composition est rhyolitique et très homogène (75 – 78 wt.%  $\text{SiO}_2$ ; Fig. 16) et aussi elles suivent la prolongation de la lignée défini par l'ensemble de composition du Tutupaca et présentent les mêmes caractéristiques que le verre interstitiel. Avec la spectroscopie Raman nous avons obtenu directement la teneur en eau laquelle oscille entre 1 et 2.5 wt.% (voir Annexe1).



**Figure 16:** a) Composition du verre interstitiel tracée dans le diagramme de  $\text{K}_2\text{O}$  (wt.%) vs  $\text{SiO}_2$  (wt.%) (Peccerillo et Taylor 1976). b) Diagramme de Harker entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{SiO}_2$ . (TB – Tutupaca Basal, TO – Tutupaca Oriental, DR – Dôme Récent, Z-PDC – Écoulement pyroclastique Zuripujo, P-PDC – Écoulement pyroclastique Paipatja, AD - Avalanche de débris AD, E – enclave, IM – Inclusion magmatique, VI – verre interstitiel, M Moyenne du pourcentage de silice des inclusions).



## 5. CONDITIONS P-T-fO<sub>2</sub>-X<sub>H<sub>2</sub>O</sub> PRE-ERUPTIVES

### 5.1 Contraintes déduites des relations de phases

Les conditions pré-éruptives (P-T-fO<sub>2</sub>-X<sub>H<sub>2</sub>O</sub>) du magma du Tutupaca peuvent être contraintes par le biais de la comparaison entre l'association minérale observée dans ces dacites et celle obtenue lors d'études expérimentales. Sur la base de la composition des éléments majeurs, les magmas dacitiques du Mount St. Helens (Blundy et Cashman, 2001), du Pinatubo (Prouteau et Scaillet, 2003) et Unzen (Holtz et al., 2005) ont une composition similaire à celle du magma du Tutupaca. La cristallisation de l'amphibole lors la formation de la dacite impose de fortes contraintes en termes de P-T-XH<sub>2</sub>O. Ainsi, pour que l'amphibole soit stable dans une dacite, la température doit varier entre 750 et 900°C, la gamme de pression doit rester entre 160 et 300 MPa, et la teneur en eau soit élevé, de l'ordre de 4-7 wt.% (Scaillet et Evans, 1999; Prouteau et Scaillet, 2003; Holtz et al., 2005). En ce qui concerne la biotite, elle est stable à des températures et pressions inférieurs 775-800 °C et 100-200 MPa respectivement, la teneur en eau peuvent osciller entre 5 et 7 wt.% (Holtz et al., 2005; Castro et Dingwell, 2009). La présence de sphène dans ce dacites fournit aussi quelque contraintes sur les conditions de cristallisation de ces magmas. D'après les expériences dans les dacites de Fish Canyon Tuff (Hayden et al., 2008), la sphène cristallise entre 745 et 780 °C à une pression oscillant entre 100 et 300 MPa (Hayden et al., 2008).

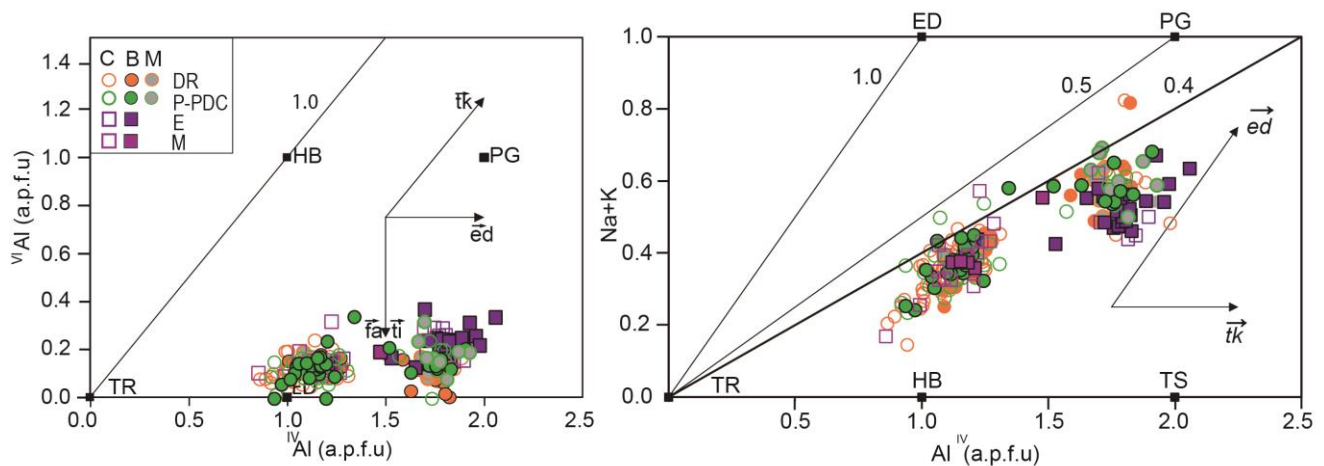
### 5.2 Cristallogénie des amphiboles

L'amphibole est un très bon indicateur des conditions pré-éruptives. En fonction de la composition chimique et des textures observées, nous avons identifié 2 familles d'amphiboles, les amphiboles « riches en Al » et les amphiboles « pauvres en Al ».

Cette variation systématique des compositions des amphiboles, notamment la teneur en Al et en alcalins (Na+K) permet d'observer différents types de substitutions, lesquelles contrôlent la composition des amphiboles des séquences volcaniques calco-alcalines (Bachmann et Dungan, 2002 ; de Angelis et al., 2013). Les substitutions communes sont: (1) la substitution de type Tschermack ( $\text{Si}_{(\text{Tsite})} + \text{Mg}_{(\text{Csite})} = \text{IVAl}_{(\text{Tsite})} + \text{VIAl}_{(\text{Csite})}$ ); (2) la substitution Ti-Tschermack ( $\text{Si}_{(\text{Tsite})} + \square_{(\text{Asite})} = \text{IVAl}_{(\text{Tsite})} + \text{VIAl}_{(\text{Csite})} + \text{Ti}_{(\text{M1-M3site})}$ ) et (3) la substitution édénitique ( $\text{Si}_{(\text{Tsite})} + \square_{(\text{Asite})} = \text{Al}_{(\text{Tsite})} + (\text{Na} + \text{K})_{(\text{Asite})}$ ).

La substitution Tschermakitique est directement proportionnelle à l'augmentation de la pression de cristallisation et donc a été considérée comme un baromètre (Poli et Schmidt, 1992). En revanche, les deux dernières substitutions prennent en compte l'aluminium tétraédrique ( $^{IV}Al$ ) et Na+K et sont sensibles aux variations de température (Blundy et Holland, 1990 ; Holland et Blundy, 1994).

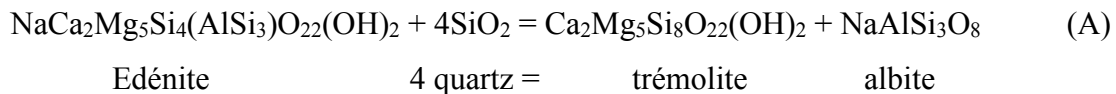
Dans le diagramme  $^{IV}Al$  vs.  $^{VI}Al$  (a.p.f.u), nous pouvons observer quelques différences entre les amphiboles des différentes unités des éruptions récentes du Tutupaca. Dans les dômes, les microlites peuvent être riches et pauvres en  $^{IV}Al$ , tandis que tous les microlites de l'écoulement pyroclastique Paipatja et de l'avalanche de débris (unité 2b) sont riches en  $^{IV}Al$  (Fig.17a et b). De même, dans l'échantillon de « mush », tous les phénocristaux et microlite montrent de teneurs basses en  $^{IV}Al$  (Fig.17, 18). Au contraire dans l'enclave toutes les amphiboles sont riches en  $^{IV}Al$  (Fig.17 a et b). D'autre part, nous pouvons noter que les teneurs en l'aluminium octaédrique ( $^{VI}Al$ ) présentent des valeurs homogènes (0.00 – 0.24 a.p.f.u) dans les dômes, le « mush », la plupart des amphiboles de l'écoulement pyroclastique Paipatja sauf quelques microlites et bordures (Fig.17b). Néanmoins l'enclave présente une légère augmentation de la  $^{VI}Al$  (0.13 – 0.37 a.p.f.u) dans tous les échantillons (Fig. 17a). La variation de  $^{IV}Al$  nous montre que les substitutions qui contrôlent les compositions de l'amphibole sont la substitution édénitique et Ti-Tschermack, lesquels sont plutôt sensibles aux changements de température.



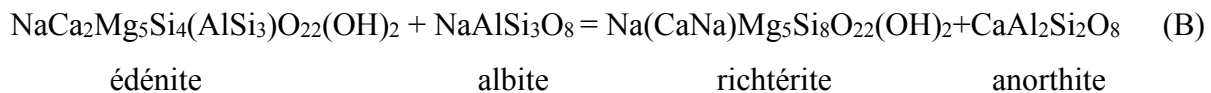
**Figure 17:** a) Diagramme de composition de  $Al^{VI}$  vs  $Al^{IV}$  (a.p.f.u) b) Diagramme de composition de Na+K vs  $Al^{IV}$  (a.p.f.u) des produits du Tutupaca Récent. Les flèches représentent la direction des vecteurs des substitutions et les numéros représentent les pentes des lignes additionnelles (C - couer, B - bordure, M - microlite, DR – Dôme Récent, P-PDC – écoulement pyroclastique Paipatja, E – enclave, M – mush, TR-tremolite, ED – edenite, PG – pargasite, TS – tschermackite, HB – hornblende, GL – glaucophane, tk – tschermack, pl – plagioclase, ed – edenite, fa – fayalite, ti – ti tschermack)

### 5.3 Détermination des conditions de de T-P-fO<sub>2</sub>-XH<sub>2</sub>O

**Température.** Blundy et Holland (1990) ont calibré le thermomètre amphibole – plagioclase en utilisant des amphiboles synthétiques et naturelles de roches calco-alcalines, basiques, ultrabasiques et acide. Ils ont montré que le <sup>IV</sup>Al est fortement dépendant de la température. Ce thermomètre est basé sur la relation d'équilibre entre les composants trémolite, édénite, le quartz, et l'albite, dans des conditions de saturation en silice:



Plus tard, Holland et Blundy (1994) ont proposé un nouveau thermomètre qui n'a pas besoin de la présence de quartz et qui peut être appliqué à des roches sous-saturées en silice et riches en feldspaths riches en anorthite. Il est calibré dans un intervalle de températures entre 500 et 900 °C. Ce deuxième thermomètre est basé sur l'équilibre suivant :

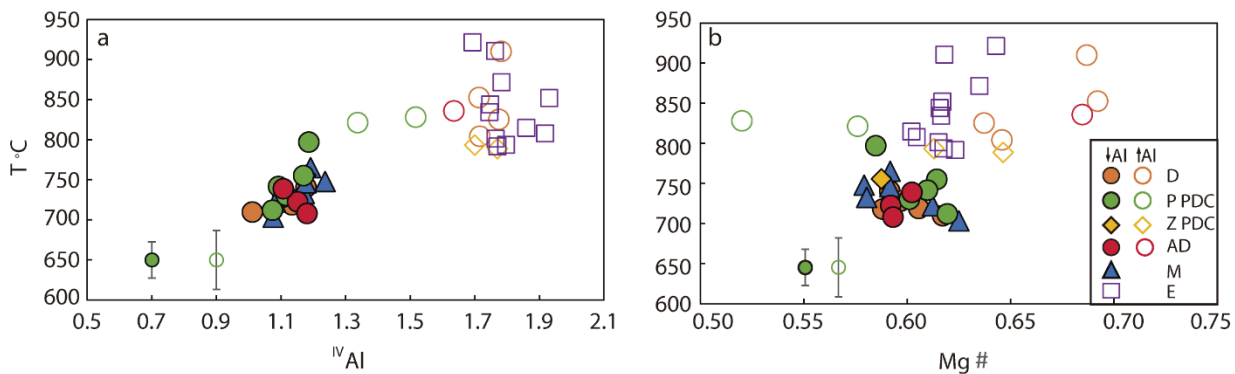


Etant donné que dans les dacites du Tutupaca on trouve quelques rares cristaux xénomorphes de quartz, il est probable que ces cristaux ne soient pas en équilibre avec les paires amphibole – plagioclase. C'est pourquoi, nous avons préféré utiliser le thermomètre B de Holland et Blundy (1994) pour trouver la température avant l'éruption. Pour ces calculs, nous avons choisi des minéraux en équilibre, notamment les bordures des phénocristaux d'amphibole et de plagioclases en contact entre eux ou en inclusions un dans l'autre.

Selon la teneur en Al nous pouvons observer quelques différences de températures. Pour les températures qui ont été calculées en fonction des amphiboles pauvres en Al, les résultats sont presque homogènes entre 703 et 797 °C (735 ± 23 °C, n=20). En revanche, la température obtenue à partir des amphiboles riches en Al est plus élevée par rapport à celle obtenue pour les amphiboles pauvres en Al. La plupart des analyses ont été faites dans les bordures de microlites de plagioclase et d'amphibole, et aussi dans les surcroissances. Les températures calculées varient entre 789 et 921 °C (835 ± 41, n=20), les températures les plus élevées correspondant à l'enclave. Ces variations sont présentées dans un

diagramme  $^{IV}Al$  vs.  $T(^{\circ}C)$  (Fig. 18a) qui montre les deux familles d'amphiboles et les valeurs de température associées. Les amphiboles qui présentent des teneurs élevées en  $^{IV}Al$  montrent des températures plus élevées. Un comportement similaire est observé entre les valeurs de  $T$  et le  $Mg\#$  des amphiboles (Fig. 18b). En effet, les valeurs de température plus élevées correspondent à des amphiboles ayant des valeurs aussi élevées en  $Mg\#$ . Donc la teneur en  $Mg\#$  augmente avec l'augmentation de la température, le même comportement a été observé à Soufriere Hills (Rutherford et Devine, 2003). Dans les cristaux de l'enclave, qui montrent des zonations normales, la variation de température de 921 à 800  $^{\circ}C$  est corrélée avec la variation de  $Mg\#$  (de 0.65 à 0.60). Cette variation de température peut s'expliquer par un refroidissement progressif de l'enclave, les températures les plus élevées correspondant à la température de mise en place du magma parent de l'enclave.

Les amphiboles qui montrent une augmentation de température sont surtout présentes sous forme de microphénocristaux / microlites, ou en bordure de cristaux riches en Al. Tandis que la plupart des phénocristaux et des amphiboles de « mush » sont de basse température et les amphiboles de l'enclave sont d'haute température. Les zonations inverses de certains cristaux d'amphibole (également observées dans les biotites et les pyroxènes) indiquent donc une augmentation de température.



**Figure 18:** a) Diagramme entre la température  $^{\circ}C$  et le  $^{IV}Al$  montre les deux familles des amphiboles. b) Diagramme de  $T^{\circ}C$  vs  $Mg\#$ , la plupart des bordures montrent une augmentation de température et  $Mg\#$  ( $\downarrow Al$  « pauvre en Al », « riche en Al »  $\uparrow Al$ ).

Pour corroborer les températures obtenues avec le thermomètre de Holland et Blundy (1994), nous avons utilisé d'autres méthodes. Le thermomètre basé sur la teneur en Zr du sphène (Hayden et al., 2008) a été calibré pour un magma ayant cristallisé du sphène en équilibre avec le zircon, le quartz et le rutile. La teneur en Zr est très dépendante de la température, mais elle est aussi sensible à la pression et nécessite des conditions de saturation en silice et  $TiO_2$ . En considérant que l'activité du  $TiO_2$  et du  $SiO_2$  est presque égale à 1 (Hayden et al., 2008), et grâce aux 4 analyses en éléments en trace obtenues

par ICP-MS par ablation laser, nous avons obtenu une concentration en Zr des sphères comprise entre 488 à 588 ppm, soit une température de  $747 \pm 4$  °C (n=4), coïncidant avec les températures calculés dans les amphiboles pauvres en Al. Nous avons aussi utilisé le géothermomètre de Ghiorso et al., 2008; nous avons utilisé six paires d'ilménites et de magnétites qui sont proches ou qui se touchent, la température obtenue oscille entre 726 et 932 °C, en accord avec les valeurs obtenues avec les deux autres thermomètres.

**Pression.** Plusieurs auteurs comme Johnson et Rutherford, 1989, Schmidt, 1992, Anderson et Smith (1995), et plus récemment Ridolfi et al., (2010) ont calibré un baromètre en fonction du contenu de  $^{107}\text{Al}$  dans les hornblendes en équilibre avec une paragenèse composée de plagioclase, biotite, quartz, sanidine, sphère et oxydes de Fe-Ti. Tous les échantillons étudiés du Tutupaca répondent parfaitement à ces critères minéralogiques. Ces baromètres ont été calibrés pour un intervalle de température et de pression spécifiques (*voir table 4*), ce qui limite ces conditions d'application. En effet, les baromètres fonction de la teneur en  $^{107}\text{Al}$  ne peuvent être utilisés en dehors de l'intervalle de température de calibration. En effet, la teneur en aluminium est sensible à la fois à la pression (substitution de Tschermack), mais aussi à la température (substitution édénitique et substitution Ti- Tschermack) (Poli et Schmidt, 1992 ; Anderson et Smith, 1995 ; Bachmann et Dungan, 2002). Sur la base de cette observation, Médard et al. (2013) ont calibré un nouveau baromètre en utilisant uniquement la teneur en aluminium octaédrique ( $^{\text{VI}}\text{Al}$ ), laquelle est sensible uniquement à la pression.

Auteurs	T de calibration (°C)	Pression (Kbar)
Johnson et Rutherford 1989	740-780	2-8 ( $\pm 0.5$ kbar)
Schmidt 1992	655-750	2.5-13 ( $\pm 0.6$ kbar)
Anderson et Smith 1995	675-760	1-10 ( $\pm 0.6$ kbar)
Ridolfi et al., 2010	820-1050	< 12
Médard et al., 2013	655-780	1-4 (0.36 kbar)

**Tableau 4:** Différents thermomètres avec ses températures et pression de calibration. Presque tous ont été calibrés en fonction du  $^{107}\text{Al}$ , sauf le baromètre de Médard et al. (2013), lequel est calibré seulement en fonction de  $^{\text{VI}}\text{Al}$ .

Au total nous avons analysé 117 amphiboles riches en Al et 150 amphiboles pauvres en Al. Il faut rappeler que les amphiboles pauvres en Al correspondent globalement à des phénocristaux automorphes et en équilibre avec la matrice; en revanche les amphiboles riches en Al correspondent à quelques microlites et aux bordures de surcroissance des amphiboles pauvres en Al, ces compositions

témoignent donc d'une étape de cristallisation un peu plus tardive. Ces observations suggèrent que l'estimation de la pression du réservoir magmatique est fournie uniquement par les valeurs de pression des amphiboles pauvres en Al. En plus, la température obtenue avec les amphiboles pauvres en Al est de  $735 \pm 23$  °C, ce qui coïncide avec dans la gamme de variation de la température pour la plupart des baromètres calculés expérimentalement. Finalement, il faut souligner que l'association minérale observé dans les dacites du Tutupaca est la même que celle suggéré dans la plus part de baromètres (Johnson et Rutherford, 1989 ; etc). On a donc des conditions idéales pour l'application de ces baromètres. En considérant seulement les amphiboles pauvres en Al, la chambre magmatique doit se trouver à des pressions de 183- 294 MPa (Tableau 5).

En ce qui concerne les amphiboles riches en Al, les valeurs élevés en <sup>tot</sup>Al donnent des valeurs de pression anormalement élevées pour la plus part des baromètres, sauf celui de Ridolfi et al. (2010). Néanmoins, le baromètre de Médard et al. (2013), du fait qu'il est calibré uniquement pour l'aluminium octaédrique donne des valeurs de pression identiques à ceux du groupe pauvre en Al (Tableau 5). Finalement, les valeurs obtenues pour les enclaves sont plus élevé même pour le baromètre de Médard et al., 2013, parce que l'enclave est à composition d'andésite basaltique est ce baromètre a été calibré pour magmas de composition dacitique et rhyolitique.

Comme la pression (183- 294 MPa) est directement liée à la profondeur de la chambre magmatique, si l'on considère une densité de la croûte supérieure de 2700 kg/m<sup>3</sup> (Kono et al., 1989), on estime que la chambre magmatique se trouve entre 7 et 11 km (Tableau 5).

Auteurs	Pauvre en Al (736° C)				Riche en Al (829 °C)				Enclave (921 °C)			
	Pression (MPa)	$\sigma$	Profondeur (km)	$\sigma$	Pression (MPa)	$\sigma$	Profondeur (km)	$\sigma$	Pression (MPa)	$\sigma$	Profondeur (km)	$\sigma$
Johnson et Rutherford 1989	<b>183</b>	<b>43</b>	<b>6.9</b>	<b>0.4</b>	425	84	15.6	3.3	509	79	19.2	3.0
Schmidt 1992	<b>294</b>	<b>48</b>	<b>11.1</b>	<b>2.4</b>	566	95	17.7	5.2	661	89	24.9	3.4
Anderson 1995	<b>239</b>	<b>54</b>	<b>9.0</b>	<b>2.0</b>	350	85	11.8	2.4	314	157	11.9	5.9
Ridolfi 2010	117	16	4.4	4.4	<b>274</b>	<b>67</b>	<b>10.0</b>	<b>6.5</b>	363	85	13.7	3.2
Médard et al. 2013	<b>272</b>	<b>34</b>	<b>10.0</b>	<b>3.4</b>	<b>271</b>	<b>62</b>	<b>10.8</b>	<b>2.5</b>	<b>380</b>	<b>35</b>	<b>14.8</b>	<b>1.6</b>

**Tableau 5:** Différentes pressions et profondeur pour la calibration de chaque auteur.

**Fugacité d'oxygène.** Ghiorso et Evans (2008) ont présenté un nouveau modèle qui considère la coexistence entre les oxydes de Fe-Ti rhomboédral (rhm) et cubique (spn) qui ont été équilibrés sous des conditions de température, pression et fugacité de l'oxygène connues (dans un intervalle de 700 à 1300 °C et NNO-3 à NNO+3). Les volcans Pinatubo, Mont Saint Helens et d'autres roches volcaniques



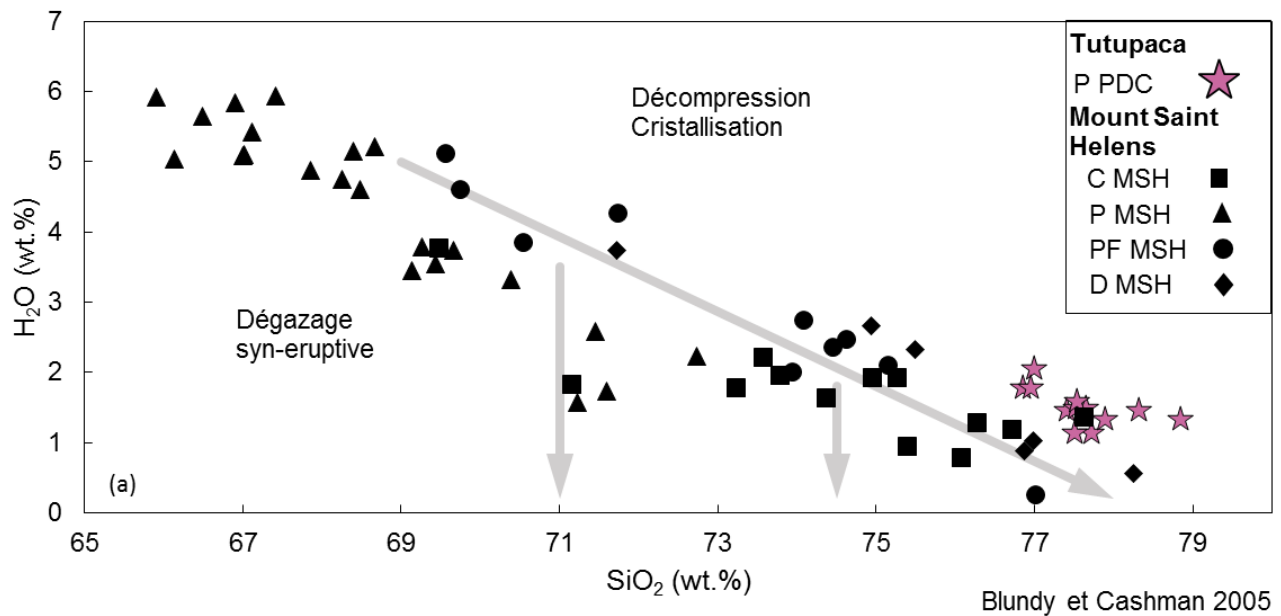
siliciques montrent que l'état d'oxydation oscille entre 0.74 et 2.0  $\log_{10} fO_2$  (NNO) (Evans et Scaillet 1997; Gardner et al., 1995). Au Tutupaca nous avons utilisé six paires d'ilménites et de magnétite en équilibre. L'état d'oxydation se trouve dans la gamme de 0.97 et 1.34  $\log_{10} fO_2$  (par rapport à NNO). En utilisant à nouveau le baromètre de Ridolfi et al. (2010) nous trouvons  $1.07 \pm 0.2$   $\log_{10} fO_2$  (NNO). Les valeurs obtenues au Tutupaca sont concordantes avec les autres volcans qui ont une composition similaire.

**Estimation de la teneur en eau.** Lange et al. (2009) ont proposé un hygromètre basé sur la réaction d'échange plagioclase – liquide silicaté entre les composants anorthite ( $CaAl_2Si_2O_8$ ) et albite ( $NaAlSi_3O_8$ ) applicables aux magmas métalumineux et alcalins. Par la suite Waters et Lange (2015) ont recalibré l'hygromètre à 750-1244 °C, à des pressions de 0–350 MPa, et une composition de plagioclase de 17 à 95 d'anorthite. L'erreur standard pour le modèle est  $\pm 0.32$  wt%.

La teneur en eau dans les magmas dacitiques oscille entre 3.7 à 6.4 wt%. Selon certaines expériences sur des échantillons du Mount Saint Helens, il est possible que les teneurs en eau changent dans de courtes périodes de temps. Les changements de teneurs en eau et le décalage des conditions saturées en eau à sous – saturées des dacites peuvent être attribués à l'injection d'un magma basique dans un réservoir dacitique, laquelle produit des dacites plus chaudes et plus sèches par augmentation de température (Gardner et al., 1995). Avec l'hygromètre de Water et Lange (2015) nous avons calculé la teneur en eau, en prenant en compte l'équilibre entre la matrice du verre et le plagioclase. Le « mush » montre une teneur en eau plus élevée (5.5 - 6 wt%), pendant que les dômes, l'avalanche de débris, l'écoulement pyroclastique Paipatja et l'enclave donnent des teneurs basses qui oscillent entre 3 à 5 wt%. Ces changements de teneurs pouvaient être attribués à des changements de températures dans la chambre magmatique. En effet, une augmentation de température se traduit par une augmentation de la proportion de liquide par dissolution des cristaux, et donc une dilution de l'eau dissoute dans le liquide.

Nous avons également analysé 12 inclusions vitreuses de composition rhyolitique dans les phénocristaux de plagioclase d'un échantillon de l'écoulement pyroclastique Paipatja (Tu-12-77C). Nous avons utilisé l'hygromètre de Water et Lange (2013) et les résultats obtenus sont similaires (3.5 - 4 wt%). Dans les mêmes inclusions, nous avons mesuré directement la teneur en eau par spectroscopie Raman (voir Annexe 2), les résultats obtenus oscillent entre 1 et 2.5 wt% (Fig. 19). Les teneurs plus basses en eau pourraient être dues à la diffusion de l'eau dans la bulle de gaz de l'inclusion lors

l'ascension du magma (Holtz et al., 2005) ou pour un processus de cristallisation par décompression (Blundy et Cashman, 2005).



**Figure 19:** Diagramme de H<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> (normalisé à 100% H<sub>2</sub>O). Les inclusions magmatiques du Tutupaca suivent la tendance de décompression et cristallisation. (P PDC - écoulement pyroclastique Tutupaca, C MSH- Cryptodome du volcan Mount Saint Helens, P MSH - plinien du volcan Mount Saint Helens, PF MSH - écoulement pyroclastique du volcan Mount Saint Helens, D MSH - dôme du volcan Mount Saint Helens, le donnés du Mount Saint Helens ont été pris de Blundy et Cashman, 2005).

## 6. DISCUSSION

### 6.1 Processus petrogénétiques dans le réservoir dacitique

Certaines caractéristiques minéralogiques et géochimiques des magmas du Tutupaca indiquent que la diversité géochimique a été contrôlée par des processus de cristallisation fractionnée. En effet, la diminution des teneurs en CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Na<sub>2</sub>O suggère une cristallisation progressive du plagioclase, de plus en plus sodique. De même, les tendances négatives du TiO<sub>2</sub>, du Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, indiquent le fractionnement continu du sphène, de la titano–magnétite, et de l'apatite pendant l'évolution des dacites. Enfin, la tendance négative de Ni, Sc et Y pourrait être attribuée à un fractionnement du clinopyroxène et de l'amphibole. D'autre part, la présence de plagioclase avec des zonations normales (An<sub>57-30</sub> ; An<sub>53 - 58 - 42</sub>), ainsi que la diminution depuis le cœur vers les bordures du Mg# dans les amphiboles (zonation normale), suggèrent un processus de cristallisation fractionnée. En conclusion, le magma dacitique à l'aplomb du Tutupaca a été produit par un processus de cristallisation fractionnée comprenant du plagioclase, de l'amphibole, de la biotite, avec des quantités mineures du clinopyroxène, de sphène, du quartz, de l'apatite et d'oxydes de Fe-Ti. A ce processus de cristallisation fractionnée, on doit ajouter de l'assimilation crustal lors de la remontée de ces magmas à travers la croûte, un processus très fréquent dans les arcs continentaux ayant une croûte épaisse, comme c'est le cas des Andes Centrales (Mamani et al., 2010 ; Rivera, 2010). La mise en évidence et la quantification de ces processus nécessitent des traceurs isotopiques, et c'est au-delà de la portée de ce travail.

### 6.2 Evidence de recharge du système magmatique

L'ensemble des échantillons du Tutupaca Récent se caractérisent par l'occurrence de nombreuses textures de déséquilibre suggérant que d'autres processus magmatiques sont aussi intervenus lors de son évolution magmatique. Nous pouvons en citer quelques exemples :

- Les phénocristaux de plagioclase montrent une zonation inverse (An<sub>27-61</sub>) et oscillatoire (An<sub>32-44-31-55</sub>), avec des surfaces de dissolution et surcroissances riches en CaO (An<sub>42-61</sub>), ainsi qu'une augmentation de la teneur en FeO<sub>t</sub> (0.41 à 0.57 wt.%) des cœurs vers les bordures. De même, certains phénocristaux de plagioclase ont développés des textures en tamis ou en «éponge» près de la bordure et/ou dans le cœur.

- Les amphiboles qui montrent aussi des zonages inverses et surcroissances, où les bordures sont plus riches en Al (8-11 wt.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) que les cœurs (6-7 wt.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), tandis que les microlites des amphiboles qui font partie de la matrice sont également riches en Al et Mg. En plus, on peut noter la présence de quelques amphiboles qui présentent une pâte cryptocristalline composé d'oxydes de Fe-Ti, de pyroxènes et de plagioclase (altération de type « Gabroïque », de Angelis et al., 2013).
- Les clinopyroxènes qui montrent des zonations inverses avec une augmentation de MgO, et aussi un léger incrément CaO dans les bordures. Il est possible que les bordures aient cristallisées à des températures plus élevées que les cœurs.
- Les sphènes montrent aussi des zonations inverses avec une augmentation du FeO, et certains présentent des couronnes de réaction qui sont constitués principalement par des oxydes de Fe-Ti.
- Finalement, la présence de quartzs xénomorphes à bordures arrondies.

Selon Couch et al. (2001) et Ruprecht et Worner (2007) les changements de An peuvent être expliqués pour deux processus: (1) le mélange compositionnel (compositional mixing) entre deux magmas de compositions et propriétés physiques différentes ou (2) le réchauffement ou « auto-mélange » (thermal mixing ou self-mixing). Ce deux processus peuvent produire des variations dans la composition chimiques, des zonations inverses et des textures de déséquilibre dans les minéraux. Néanmoins un processus de mélange compositionnel se caractérise principalement par l'homogénéisation partielle ou complète des deux magmas. Dans le cas du Tutupaca, le réservoir a une cristallinité très élevée, ainsi que le fait qu'il n'y a pas d'évidence de rubanement et la proportion d'enclaves est très faible, militent en faveur de la deuxième hypothèse. Donc, le seul processus capable d'induire une augmentation de la température, la remobilisation du magma et les différentes textures de déséquilibre dans la chambre magmatique est le réchauffement. Ce processus a été décrit dans le volcan Soufriere Hills à Montserrat (Murphy et al., 2000; Couch et al., 2001; Rutherford et Devine, 2003,), le Misti (Ruprecht et Wörner 2007), ou encore l'Unzen (Holtz et al., 2005).

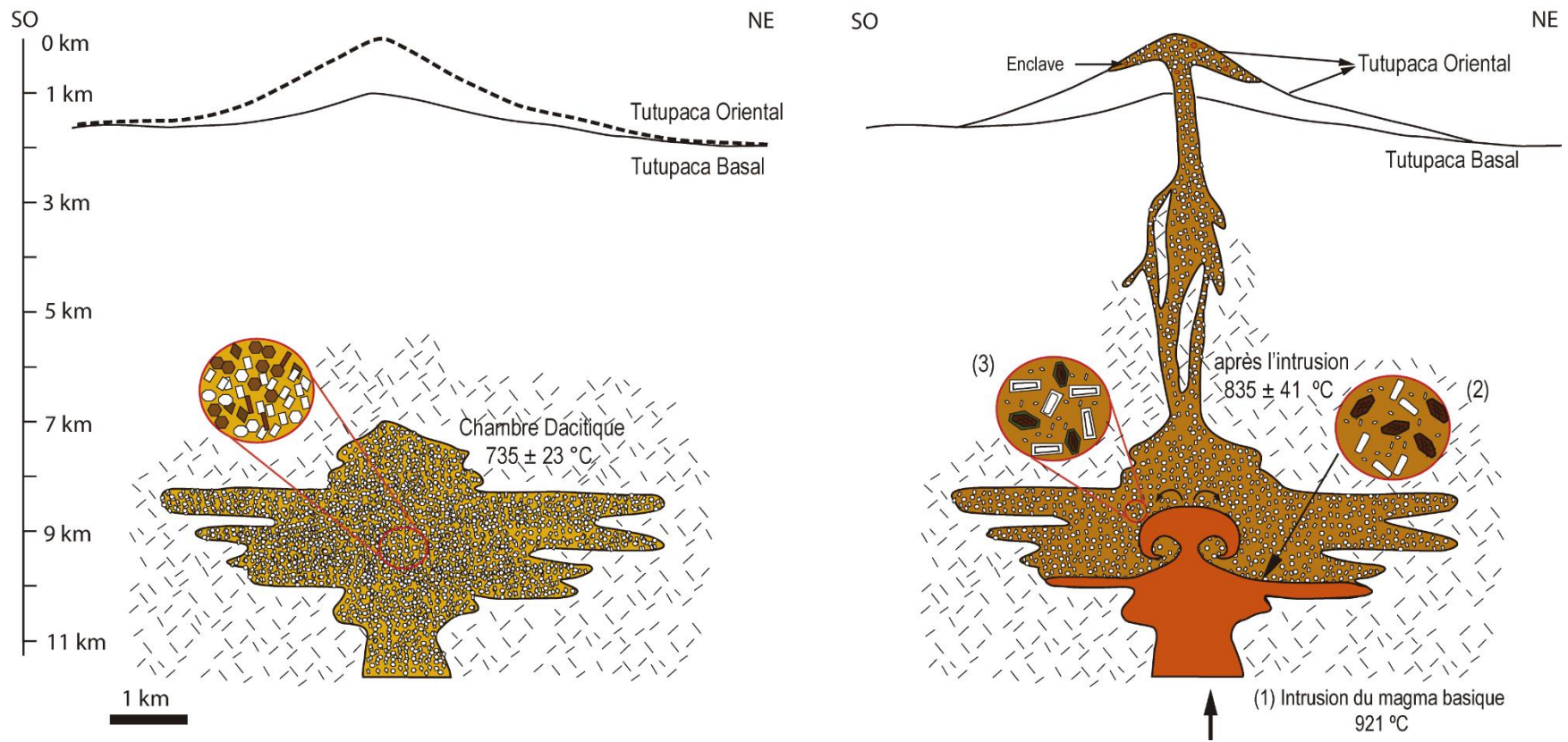
### **6.3 Le système d'alimentation magmatique et le mécanisme de déclenchement de l'éruption**

L'intrusion d'un magma primitif et chaud dans un réservoir différencié est un processus récurrent dans plusieurs volcans auteur du monde comme Soufrière Hills (Murphy et al., 2000); Unzen (Holtz et

al., 2005), Quizapu (Ruprecht et Bachmann, 2010), ou Ubinas (Rivera et al., 2014). L'addition d'un magma plus basique dans la chambre magmatique qui est plus silicique peut produire certains effets, comme le réchauffement du magma résident, générer l'exsolution de volatiles, et produire la pressurisation de la chambre magmatique. Egalement, il est possible de générer la remobilisation et la convection dans le réservoir, et donc produire une éruption (Murphy et al., 2000 ; Couch et al., 2001).

Au Tutupaca le réservoir dacitique se localise entre 7 et 11 km, à des pressions de 183 et 294 MPa et à une température initiale de  $735 \pm 23$  °C, avec une fugacité d'oxygène qui oscille entre 0.97 et 1.34 (par rapport à NNO) et une teneur d'eau maximale de 4-6 wt.%. La présence de zonations inverses et oscillatoires dans les minéraux, notamment dans les plagioclases et les amphiboles, nous suggéraient que les bordures des surcroissances ont été produites pour une augmentation de température dans le système magmatique. Ce changement de température est dû à l'intrusion d'un magma plus chaud et basique (*Fig. 20*), qui est représenté par les rares enclaves, lesquels nous donnent les valeurs de température plus élevées (801 – 921 °C). Après que l'intrusion dans la chambre magmatique se soit produite, cela a entraîné une diminution de la teneur en eau (3 – 5 wt.%), une remobilisation du magma et aussi un processus de convection. D'autre part, les inclusions magmatiques donnent des teneurs en eau très basses (1 et 2.5 wt.%) suggérant un processus de dégazage ou de diffusion de l'eau dans le plagioclase (Holtz et al., 2005). Dans le Mont Saint Helens, plusieurs produits de l'éruption de 1980 à 1986, montrent des teneurs en eau basses, comparables à ceux du Tutupaca, ce comportement peut être attribué aux processus de cristallisation par décompression (Blundy et al., 2005) lors de la remonté du magma et la mise en place du cryptodôme (Neill et al., 2010).

Ces changements dans le système magmatique ont permis l'extrusion des dômes qui ont aboutis à la déstabilisation de l'édifice produisant l'effondrement du flanc Nord-Est du Tutupaca, en générant l'avalanche de débris, et puis le déclenchement de l'écoulement pyroclastique "Paipatja".



**Figure 19:** Le diagramme montre l'intrusion d'un magma basique dans la chambre magmatique différencié du Tutupaca, avant la dernière éruption

## 7. CONCLUSION

L'étude pétrographique montre que les produits du Tutupaca ont de composition de dacites à amphibole et biotite, avec une matrice vitreuse avec d'abondants microlites de plagioclase et amphibole. L'ensemble des échantillons étudiés présentent presque le même assemblage minéralogique composé principalement de plagioclase, associé à de l'amphibole, biotite, clinopyroxène, oxydes de Fe-Ti, ainsi que des sphènes, apatite et quartz comme minéraux accessoires.

Selon les caractéristiques géochimiques des magmas du Tutupaca, la série magmatique a été contrôlée par des processus de cristallisation fractionnée et d'assimilation crustal. Néanmoins, les minéraux montrent des zonations inverses et de fréquentes textures de déséquilibre. Ainsi, les plagioclases présentent des bordures de surcroissance riches en anorthite ( $An_{42-54}$ ), des textures en tamis et des zonations inverses ( $An_{27-54}$ ); les amphiboles sont représentées par deux familles, les amphiboles pauvres en Al (6-7 wt.%  $Al_2O_3$ ) et les amphiboles riches en Al (8-11 wt.%  $Al_2O_3$ ); la zonation inverse dans d'autres minéraux comme le clinopyroxène, le sphène et la biotite; ainsi que les quartz avec bordures de résorption. Ces textures et les teneurs de Al et Mg# élevées dans les bordures de surcroissance et dans les microlites nous indiquent qu'un autre processus est intervenu juste avant l'éruption.

La température de la chambre magmatique avant l'éruption est estimée à  $735 \pm 23^\circ C$ , tandis que la pression oscille entre 183 et 294 MPa (correspondant à un réservoir situé à 7-11 km de profondeur), avec un état d'oxydation qui est dans la gamme comprise entre 0.97 et 1.34 (par rapport à NNO), et une teneur en eau initiale comprise entre 4 et 6 wt.%. D'autre part, la température de l'intrusion du magma basique a été estimée à  $840 \pm 45^\circ C$ . Ce scénario est très similaire à celui décrit pour l'éruption du Soufrière Hills 1997 (Murphy et al., 2000, Couch et al., 2001; Rutherford et Devine, 2003). La dernière éruption du Tutupaca a été générée par la recharge d'un magma basique dans un réservoir dacitique très cristallisé. L'intrusion de ce magma, plus chaud, a induit un réchauffement du magma dacitique et un processus de « self-mixing » de celui-ci. Ce processus a accompagné la croissance des dômes du Tutupaca et a probablement déclenché la déstabilisation du flanc NE, ainsi que la mise en place de l'avalanche de débris et la séquence pyroclastique « Paipatja ».

## BIBLIOGRAPHIE

- Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., & Isacks, B. L. (1997). The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the central andes. *Rev. Earth Planet* 25: 139-74
- Anderson J.L. & Smith D.R. (1995). The effects of temperature and fO<sub>2</sub> on the Al-in-hornblende barometer. *Am Mineral.* 80:549 – 559.
- Bachmann, O. & Dungan, M. A. (2002). Temperature- induced Al-zoning in hornblendes of the Fish Canyon magma, Colorado. *American Mineralogist* 87, 723 – 738.
- Behrens, H., Roux, J., Neuville, D. R., & Siemann, M. (2006). Quantification of dissolved H<sub>2</sub>O in silicate glasses using confocal microRaman spectroscopy. *Chemical Geology*, 229(1-3), 96–112. <http://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.01.014>
- Belousov, A. (1996). Deposits of the 30 March 1956 directed blast at Bezymianny volcano. *Bull Volcanol* 57: 649–662.
- Belousov, A., Voight, B., & Belousova, M. (2007). Directed blasts and blast-generated pyroclastic density currents : a comparison of the Bezymianny 1956 , Mount St Helens 1980 , and Soufrière Hills , Montserrat 1997 eruptions and deposits. *Bull Volcanol*, 701–740.
- Blundy, J. & Holland, T. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib Mineral Petrol*, 104, 208-224.
- Blundy, J., & Cashman, K. (2001). Ascent-driven crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens , 1980 – 1986. *Contrib Mineral Petrol* 2, 631–650. <http://doi.org/10.1007/s004100000219>
- Blundy, J., & Cashman, K. (2005). Rapid decompression-driven crystallization recorded by melt inclusion from Mount St. Helens volcano. *Geological Society of America*, 33, 793-796.
- Blundy, J., Cashman, K. & Humphreys, M. (2006). Magma heating by decompression – driven crystallization beneath andesite volcanoes. *Nature* 443 – 7.
- Bromley, G. R. M., Schaefer, J. M., Winckler, G., Hall, B. L., Todd, C. E., & Rademaker, K. M. (2009). Relative timing of last glacial maximum and late-glacial events in the central tropical Andes. *Quaternary Science Reviews*, 28(23-24), 2514–2526. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.05.012>
- Chabiron, A., Pironon, J., & Massare, D. (2004). Characterization of water in synthetic rhyolitic glasses and natural melt inclusions by Raman spectroscopy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146(4), 485–492. <http://doi.org/10.1007/s00410-003-0510-x>
- Castro, J.M & Dingwell, D.B. (2009). Rapid ascent of rhyolitic magma at Chaitén volcano, Chile, *Nature* 461, 78-783
- Couch S, Sparks R. S. J. & M. R. Carroll (2001) Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature* 41: 1037-1039
- De Angelis, S. H., Larsen, J., & Coombs, M. (2013). Pre-eruptive magmatic conditions at Augustine volcano, Alaska, 2006: Evidence from amphibole geochemistry and textures. *Journal of Petrology*, 54(9), 1939–1961. <http://doi.org/10.1093/petrology/egt037>
- Deer, W.A., Howie, R., Zussman J., 1978. *Rocks forming minerals*. Longman Group Limited, London
- Evans, B. W., & Caillet, B. (1997). The redox state of Pinatubo dacite and the ilmenite-hematite solvus.



American Mineralogist 82, 625–629.

- Fidel L, Zavala B (2001) Mapa preliminar de amenaza volcánica del volcán Tutupaca. Boletín 24, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, INGEMMET, 109 p
- Gardner, J.E., Rutherford, M., Carey, S., & Sigurdson, H. (1995). Experimental constraints on pre-eruptive water contents and changing magma storage prior to explosive eruptions of Mount St. Helens volcano. *Bull Volcanol*, 57: 1 - 17
- Ghiorso, M. & Evans, B. (2008). Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer. *American Journal of Science*, 308, 957-1039.
- Hayden, L. A., Watson, E. B., & Wark, D. A. (2008). A thermobarometer for sphene ( titanite ). *Contrib Mineral Petrol*, 529–540. <http://doi.org/10.1007/s00410-007-0256-y>
- Holland, T., & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib Mineral Petrol*, 433–447.
- Holtz, F., Sato, H., Lewis, J., Behrens, H., & Nakada, S. (2005). Experimental Petrology of the 1991 – 1995 Unzen Dacite, Japan. Part I: Phase Relations, Phase Composition and Pre-eruptive Conditions. *Journal of Petrology*, 46(2), 319–337. <http://doi.org/10.1093/petrology/egh077>
- Johnson, M. C., & Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera ( California ) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837 - 841.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Barriga, R., & Lauri, E. (2003). The Nazca – South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth sciences* 16, 125–131.
- Kono, M., Fukao, Y. & Yamamoto, A. (1989). Mountain building in the Central Andes. *J. Geophys. Res.* 94, 3891–3905.
- Lange, R., Frey, H. & Hector J. (2009). A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. 94, 494-506.
- Lara, L. E., Lavenu, A., Cembrano, J., & Rodríguez, C. (2006). Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle – Puyehue area ( 40 . 5 ° S ), Southern Andes. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 158, 70–86.
- Leake, B., Woolley, A., Arps, Ch., Birch, W., Gilbert, M., Grices, J., Hawthorne, F., Kato, A., Kisch, H., Krivovichev, V., Linthout, K., Laird, J. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35: 219-246
- Le Losq, C., Neuville, D. R., Moretti, R., & Roux, J. (2012). Determination of water content in silicate glasses using Raman spectrometry: Implications for the study of explosive volcanism. *American Mineralogist*, 97(5-6), 779–790. <http://doi.org/10.2138/am.2012.3831>
- Mamani, M., Wörner, G., & Sempere, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Bulletin of the Geological Society of America*, 122(1-2), 162–182.
- Médard, E., Le Pennec, J.L., Francomme, J., E, Temel, A, Nauret, F . (2013). Reconstructing the magma feeding system of the Cappadocian ignimbrites (Turkey) through amphibole thermobarometry. *Goldschmidt conference, Florence, Italy*
- 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.

- Murphy, M. D., Sparks, R. S. J., Barclay, J., Carroll, M. R., Brewer, T. S., & Gene, D. E. (2000). Remobilization of Andesite Magma by Intrusion of Mafic Magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies, 41(1), 21–42.
- Neill, O. K., Hammer, J. E., Izbekov, P. E., Belousova, M. G., Belousov, A. B., Clarke, A. B., & Voight, B. (2010). Influence of pre-eruptive degassing and crystallization on the juvenile products of laterally directed volcanic explosions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(1-2), 264–274. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.011>
- Peccerillo, P. & Taylor, S. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81
- Poli, S. & Schmidt M.W. (1992). A comment on Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase thermometer by JD Blundy and TJB Holland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 1990, 104, 208–224
- Porras, M. R. (2010). Genèse et évolution des magmas andésitiques à rhyodacitiques récents des volcans Misti et Ubinas (Sud du Pérou), 409.
- Prouteau, G. & (2003). Experimental Constraints on the Origin of the 1991 Pinatubo Dacite. *Journal of Petrology*, 44(12), 2203–2241. <http://doi.org/10.1093/petrology/egg075>
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-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
- Rivera, M. (2010). Genèse et évolution des magmas andésitiques à rhyodacitiques récents des volcans Misti et Ubinas. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand, 415.
- Rivera, M., Thouret, J. C., Samaniego, P., & Le Pennec, J. L. (2014). The 2006–2009 activity of the Ubinas volcano (Peru): Petrology of the 2006 eruptive products and insights into genesis of andesite magmas, magma recharge and plumbing system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 270(March 2006), 122–141. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.11.010>
- Ruprecht, P., & Bachmann, O. (2010). Pre-eruptive reheating during magma mixing at Quizapu volcano and the implications for the explosiveness of silicic arc volcanoes, (10), 919–922. <http://doi.org/10.1130/G31110.1>
- Ruprecht, P., & Wörner, G. (2007). Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahuasi monogenetic cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165(3-4), 142–162. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.06.002>
- Rutherford, M. J., & Devine, J. D. (2003). Magmatic Conditions and Magma Ascent as Indicated by Hornblende Phase Equilibria and Reactions in the 1995 ± 2002 Soufriere Hills Magma. *Journal of Petrology*, 44(8), 1433–1454.
- Samaniego, P., Le Pennec, J. L., Robin, C., & Hidalgo, S. (2011). Petrological analysis of the pre-eruptive magmatic process prior to the 2006 explosive eruptions at Tungurahua volcano (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 199(1-2), 69–84.
- Samaniego, P., Valderrama, P., Mariño, J., van Wyk de Vries, B., Roche, O., Manrique, N., Chédeville, C., Liorzou, C., Fidel, L., Malnati, J. (2015). The historical (218 ± 14 aBP) explosive eruption of Tutupaca volcano (Southern Peru). *Bulletin of Volcanology*, 77(6)
- Saubin, E., Tuffen, H., Gurioli, L., Owen, J., Castro, J. M., Berlo, K., McGowan, E., Schipper, I., Wehbe, K.

- (2016). Conduit Dynamics in Transitional Rhyolitic Activity Recorded by Tuffisite Vein Textures from the 2008 – 2009 Chaitén Eruption, *Frontier in Earth Science* 4(May).
- Scaillet, B., & Evans, Bernard., (1999) The 15 June 1991 Eruption of Mount Pinatubo. I. Phase Equilibria and Pre-eruption P – T – Fo<sub>2</sub> – H<sub>2</sub>O conditions of the Dacite Magma. *Journal of petrology*, 40:3, 381-411
- Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2-3), 304–310. <http://doi.org/10.1007/BF00310745>
- Siebert L, Simkin T, Kimberly P (2010) *Volcanoes of the world*. Third edition. Smithsonian Institution and University of California press. 551 p
- Smith, J. A., Mark, B. G., & Rodbell, D. T. (2008). The timing and magnitude of mountain glaciation in the tropical Andes, 23, 609–634. <http://doi.org/10.1002/jqs>
- Spear, F. S. (1980). NaSi - CaAl Exchange Equilibrium Between Plagioclase and Amphibole. *Contrib Mineral Petrol* 41, 33–41.
- Tindle, A.G. & Webb, P.C., (1990) Estimation of lithium contents in trioctahedral using microprobe data: application to micas from granite rocks. *Eur. Jour. Mineral.* v2.p 595 610.
- Thouret, J., Wörner, G., Gunnell, Y., Singer, B., Zhang, X., & Souriot, T. (2007). Geochronologic and stratigraphic constraints on canyon incision and Miocene uplift of the Central Andes in Peru. *Earth and Planetary Science Letters* 263, 151–166.
- Valderrama, P., Roche, O., Samaniego, P., van Wyk de Vries, B., Bernard, K., & Mariño, J. (2016). Dynamic implications of ridges on a debris avalanche deposit at Tutupaca volcano (southern Peru). *Bulletin of Volcanology*, 78(2), 14.
- Voight, B., Komorowski, J., Norton, G. E., & Belousova, A. B. B. M. (2002). The 26 December ( Boxing Day ) 1997 sector collapse and debris avalanche at Soufriere Hills Volcano , Montserrat, 1(December 1996). *Geological Society London*, 21:363–407.
- 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(1-3), 217–240. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.023>
- Waters, L. E., & Lange, R. A. (2015). An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites. *American Mineralogist*, 100(10), 2172–2184. <http://doi.org/10.2138/am-2015-5232>
- Zhang, X., Liu, B., Wang, J., Zhang, Z., Shi, K., & Wu, S. (2014). Adobe photoshop quantification (PSQ) rather than point-counting: A rapid and precise method for quantifying rock textural data and porosities. *Computers and Geosciences*, 69, 62–71. <http://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.04.003>

## ANNEXE 1

### Analyse Modale

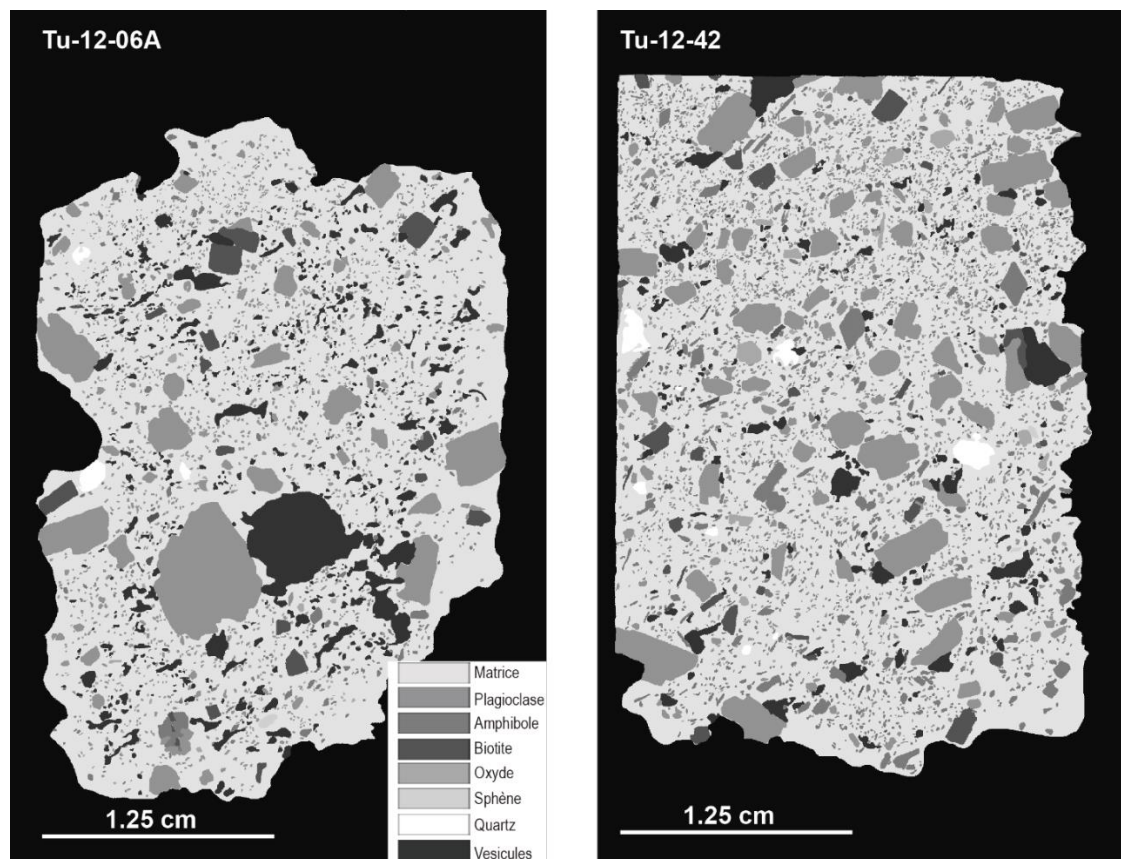
Pour analyser les images, il existe plusieurs logiciels (comme Adobe Photoshop® et ImageJ) qui permettent de déterminer la fréquence, la forme, l'arrondissement, la taille des grains, ainsi que la géométrie et la fréquence des vésicules. Ces codes utilisent le nombre de pixels d'une sélection pour calculer le pourcentage relatif d'une zone préalablement sélectionnée (Zhang et al., 2014).

L'analyse modale de nos échantillons a été faite en suivant plusieurs méthodologies. Nous avons choisi 2 échantillons, le premier correspond à l'écoulement pyroclastique Paipatja (Tu-12-06A) et le deuxième au dôme III (Tu-12-42). Tout d'abord nous avons scanné les lames minces. Après, avec le logiciel Adobe Photoshop® nous avons sélectionné chaque minéral d'une teinte de gris différente (*Fig. 1*), nous avons différencié: la matrice, le plagioclase, l'amphibole, la biotite, la sphène, le quartz, les oxydes de Fe-Ti et les vésicules. Il a été possible d'utiliser l'outil de Photoshop "Magic wand tool" pour sélectionner automatiquement quelques phénocristaux comme le plagioclase et l'amphibole. Néanmoins les petits cristaux et les vésicules ont été sélectionnés de façon manuelle car le logiciel ne peut pas détecter automatiquement le contraste entre la matrice, les bulles et quelques microcristaux. Ensuite, nous avons utilisé les 2 logiciels pour calculer le pourcentage de chaque couleur. Avec Adobe Photoshop® nous avons fait différents couches pour chaque tonalité de gris. Après, avec l'outil histogramme nous avons récupéré toute l'information de chaque couche comme la moyenne, l'écart type, la médiane et les nombre de pixels. Pour notre étude nous avons seulement considéré le nombre de pixels. Nous avons déterminé le nombre total des pixels de toute l'image, puis le nombre de pixels de chaque couche. Finalement nous avons calculé le pourcentage pour chaque couche (Zhang et al., 2014).

L'autre logiciel utilisé pour calculer le pourcentage de minéraux a été ImageJ®. Pour le calcul il faut créer des images JPG de chaque minéral avec Photoshop et une image qui corresponde à la surface totale. Après, pour traiter toutes les images rapidement nous avons utilisé l'outil macro, qui nous a permis de sélectionner toutes les images au même temps. Comme résultats nous avons obtenu le nombre de points analysés et la surface totale pour chaque minéral. Au final, les résultats obtenus avec chaque logiciel sont similaires (*Tableau 1*), avec un écart de 3%.

Minéraux	Tu-12-06A		Tu-12-42	
	Photoshop CS6 ® (%)	ImageJ (%)	Photoshop CS6 ® (%)	ImageJ (%)
Matrice	64	68	60	65
Plagioclase	18	16	20	18
Amphibole	3	2	12	8
Biotite	2	2	2	2
Oxide	0.40	0.24	0.92	0.89
Sphène	0.07	0.06	0.06	0.05
Quartz	0.34	0.35	0.73	0.80
Vésicules	12	10	5	5
Totale	100	100	100	100

*Tableau 1: Analyse modal réalisé avec les logiciel Adobe Photoshop CS6 et ImageJ.*



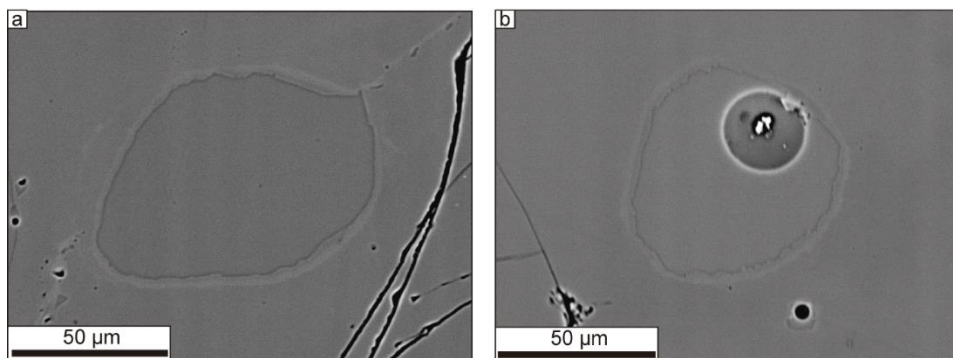
*Figure 1: Lames minces scannées correspondant à une ponce (Tu-12-06A) de l'écoulement pyroclastique Paipatja et un bloc du dôme (III; Tu-12-42)*

## ANNEXE 2

### Préparation des inclusions magmatiques

Les inclusions sont du liquide magmatique non dégazé, piégé dans les phénocristaux. Ils se forment dans les cristaux lorsque des processus interfèrent dans la croissance d'un cristal parfait (Wallace, 2005). La présence des bulles dans les inclusions est due à la dépressurisation.

Pour la préparation des inclusions nous avons suivi les procédures suivantes: 1) nous avons choisi un échantillon de type bombe chou-fleur, correspondant à l'écoulement pyroclastique Paipatja (*Fig. 1a et b*) 2) Après le broyage de la bombe, nous avons séparé 10 cristaux de plagioclases de tailles similaires. 3) Nous les avons mis dans la résine pour ensuite les polir, pour faire sortir les inclusions jusqu'à la surface. En total nous avons identifié 12 inclusions, qui mesurent entre 18 et 50  $\mu\text{m}$ .



**Figure 1:** a et b) Inclusions magmatiques correspondent à l'échantillon Tu-12-77C de l'écoulement pyroclastique Paipatja.

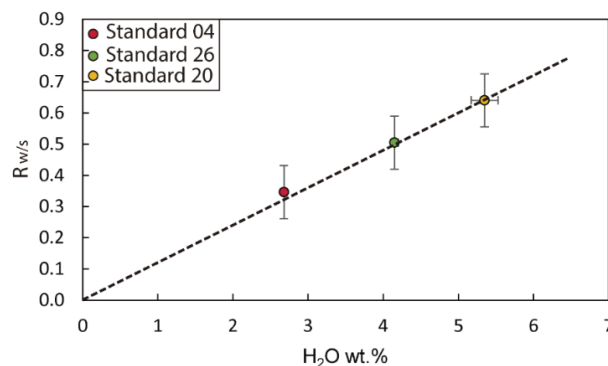
### Spectroscopie Raman

Les analyses d'eau dans les verres et les inclusions magmatique ont été réalisées dans le micro spectromètre Raman, au laboratoire Magmas et Volcans à Clermont – Ferrand. La spectroscopie Raman est une technique d'analyse non destructive, basée sur la détection des photons diffusés inélastiquement suite à l'interaction de l'échantillon avec un faisceau de lumière monochromatique. La différence de fréquence entre photon exciteur et photon diffusé renseigne sur la nature chimique de la molécule à l'origine de la diffusion. Les bandes de basse fréquence ( $20 - 1500 \text{ cm}^{-1}$ ) ne sont pas affecté par la concentration d'eau. Ces bandes dépendent de la concentration de  $\text{SiO}_2$  des verres. Les spectres de basse fréquence peuvent être utilisés pour identifier les structures de différents types de verre. En revanche, les spectres d'haute fréquence ( $3000 - 4000 \text{ cm}^{-1}$ ) sont fortement dépendants de la quantité

d'eau dissous dans le verre (Le Losq et al., 2012). Pour quantifier la teneur en eau total l'intensité de vibration a été à  $3550\text{ cm}^{-1}$  (Behrens et al., 2006). La puissance utilisée est de 10%, le temps d'acquisition a été de 60 secondes pour les silicates et pour l'eau de 12 secondes. Le numéro d'accumulation pour les silicates a été 1, pendant que pour l'eau, il a été 37. Dans chaque inclusion, nous avons fait 3 points de mesure.

#### - *Calcul de la teneur en eau*

Une fois que nous avons acquis les spectres, nous avons dû faire la correction de la ligne base de chaque spectre, utilisant le logiciel Peakfit. Le calcul de la ligne base est important pour prendre en compte les effets chimiques. La méthode pour la détermination d'eau et différenciation de OH et H<sub>2</sub>O dans les verres est basée sur le calcul de la surface de la bande OH entre  $3000$  et  $3788\text{ cm}^{-1}$  (Chabiron et al., 2004). Nous avons choisi les points pour lesquelles la ligne base doit passer, pour l'eau la bande commence entre  $3138$  et  $3141\text{ cm}^{-1}$  et finit entre  $3740$  et  $3747\text{ cm}^{-1}$ , tandis que pour le silicate nous avons choisi 3 points, le premier commence à  $226$ - $232\text{ cm}^{-1}$ , le deuxième est entre  $847$  et  $854\text{ cm}^{-1}$ , et la troisième finit entre  $1250$  et  $1381\text{ cm}^{-1}$ . Le principe de calibration est de calculer le ratio  $R_{w/s}$  entre la région de surface du silicate et la région de surface de l'eau  $R_{w/s}=A_w/A_s$  et après corroborer avec la teneur en eau des verres déjà étudiés. Pour faire cette calibration nous avons utilisé 3 verres de compositions rhyolitiques standards (*Fig. 2*) avec des teneurs en eau connues : 1) standard 20 avec  $5.35 \pm 0.18\text{ wt.}\%$  de teneur en eau, 2) standard 26 avec  $4.15 \pm 0.05\text{ wt.}\%$  de teneur en eau, 3) standard 04 avec  $2.68 \pm 0.15\text{ wt.}\%$  de teneur en eau. A partir de cette calibration nous calculé que le teneur en eau dans les inclusions oscillent entre 1 et  $2.5\text{ wt.}\%$ .



**Figure 2:** Diagramme entre le  $R_{w/s}$  (rapport entre l'eau et le silicate) et  $H_2O\text{ wt.}\%$  des verres standards de composition rhyolitique.

## ANNEXE 3

Unités	M	M	M	M	M	M	DR	DR	DR	DR	DR	Z-PDC	AD	AD	AD	P-PDC	P-PDC	P-PDC	P-PDC	P-PDC
Sample	Tu_14_08 Amph 1	Tu_14_08 Amph 2	Tu_14_08 Amph 3	Tu_14_08 Amph 4	Tu_14_08 Amph 5	Tu_14_08 Amph 6	Tu-12-42 Amph 1	Tu-12-42 Amph 2	Tu-12-70 Amph 1	Tu-12-70 Amph 2	Tu-12-70 Amph 3	Tu-12-79a Amph 1	Tu-12-78 Amph 1	Tu-12-78 Amph 2	Tu-12-78 Amph 3	Tu-12-22 Amph 1	Tu-12-77C Amph 1	Tu-12-77C Amph 2	Tu-12-77C Amph 2	Tu-12-77C Amph 2
SiO <sub>2</sub>	45.75	46.43	46.56	46.52	47.43	46.73	46.32	47.43	46.31	46.54	47.08	45.76	46.63	46.44	46.77	46.35	46.14	46.87	46.38	46.89
TiO <sub>2</sub>	1.42	1.45	1.36	1.35	1.25	1.44	1.31	1.23	1.44	1.21	1.31	1.27	1.34	1.43	1.20	1.25	1.35	1.12	1.36	1.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.94	7.87	7.18	7.76	7.11	7.69	7.56	6.73	7.65	7.48	7.25	7.24	7.59	7.69	7.18	7.21	7.33	6.85	7.30	7.05
FeO*	15.81	15.51	13.86	15.92	14.86	15.69	15.55	14.51	15.18	14.67	15.20	15.29	15.13	15.08	14.94	14.78	15.82	14.56	14.81	14.93
MgO	12.21	12.61	12.97	12.36	13.17	12.75	12.63	13.12	12.50	12.97	12.96	12.62	12.69	12.67	13.04	12.84	12.77	13.29	13.24	13.06
MnO	0.43	0.39	0.42	0.35	0.47	0.43	0.36	0.41	0.41	0.39	0.39	0.49	0.45	0.41	0.41	0.41	0.34	0.43	0.40	0.43
CaO	11.87	11.42	11.91	11.73	11.95	11.37	11.76	11.66	11.85	11.76	11.56	11.63	11.94	12.21	11.52	11.64	11.30	11.57	11.58	11.66
Na <sub>2</sub> O	1.39	1.47	1.36	1.44	1.35	1.37	1.44	1.21	1.47	1.28	1.42	1.54	1.44	1.44	1.45	1.34	1.38	1.27	1.38	1.27
K <sub>2</sub> O	0.85	0.80	0.71	0.80	0.82	0.84	0.78	0.68	0.75	0.82	0.76	0.90	0.83	0.81	0.66	0.78	0.84	0.66	0.78	0.75
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.12	0.07	0.05	0.30	0.14	0.03	0.24	0.30			
Sum	97.65	97.96	96.33	98.22	98.40	98.32	97.70	96.98	97.61	97.25	97.98	96.79	98.35	98.31	97.19	96.85	97.57	97.23	97.84	97.80
T (°C) HB2	748	765	703	732	722	746	741	710	718	719	728	756	722	708	739	730	797	712	755	742
AlIV	1.24	1.19	1.08	1.17	1.08	1.18	1.18	1.01	1.16	1.13	1.11	1.18	1.15	1.18	1.11	1.12	1.19	1.07	1.17	1.09
AlVI	0.15	0.17	0.18	0.17	0.14	0.15	0.14	0.16	0.17	0.17	0.15	0.10	0.16	0.15	0.14	0.15	0.09	0.12	0.10	0.13
Ab	0.61	0.59	0.64	0.64	0.64	0.64	0.63	0.65	0.66	0.64	0.66	0.63	0.66	0.66	0.65	0.63	0.57	0.68	0.64	0.61
An	0.36	0.37	0.31	0.33	0.32	0.31	0.33	0.30	0.30	0.32	0.29	0.32	0.32	0.30	0.32	0.32	0.40	0.25	0.32	0.34

**Tableau 1 :** Analyses des amphiboles pauvres en Al (M – mush ; DR – dôme récent ; Z-PDC – écoulement pyroclastique Zuripujo ; AD – avalanche de débris ; P-PDC – écoulement pyroclastique Paipatja).

Unités	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	DR	DR	DR	DR	Z-PDC	Z-PDC	AD	P-PDC	P-PDC
Sample	Tu-14-01a Amph 1 (e)	Tu-14-01a Amph 2 (e)	Tu-14-01a Amph 3 (e)	Tu-14-01a Amph 4 (e)	Tu-14-01a Amph 5 (e)	Tu-14-01a Amph 6 (e)	Tu-14-01a Amph 7 (e)	Tu-14-01a Amph 8 (e)	Tu-14-01a Amph 9(e)	Tu-14-01a Amph 10 (e)	Tu-14-01a Amph 11 (e)	Tu_12_42 Amph 3	Tu-12-70 Amph 4 (m)	Tu-12-70 Amph 5	Tu-12-14 Amph 2	Tu-12-79a Amph 1	Tu-12-79a Amph 2	Tu-12-78 Amph 2 (m)	Tu-12-77C Amph 3	Tu-12-77C Amph 4
SiO <sub>2</sub>	42.50	43.09	42.51	42.27	42.13	42.48	42.21	41.04	42.61	41.03	41.45	42.69	42.45	43.10	42.01	42.53	41.77	43.69	42.76	45.03
TiO <sub>2</sub>	2.49	2.79	2.65	2.60	2.91	2.79	3.32	2.87	2.39	2.95	2.69	2.96	3.31	2.78	3.02	2.93	3.24	2.94	1.68	1.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.76	10.85	11.63	11.62	11.66	12.03	11.53	12.84	11.65	12.77	12.28	10.81	10.78	10.75	11.00	10.90	10.84	10.20	9.70	8.60
FeO*	13.89	13.06	13.80	13.69	13.34	13.77	13.16	13.88	14.07	13.65	14.28	12.95	11.63	11.73	13.28	13.71	12.59	11.70	17.22	15.82
MgO	12.71	13.48	12.64	12.67	12.57	12.68	12.85	11.91	12.69	12.34	12.12	13.25	14.42	14.79	13.20	12.47	13.09	14.44	10.47	12.06
MnO	0.27	0.28	0.25	0.26	0.19	0.21	0.18	0.20	0.26	0.20	0.20	0.20	0.09	0.16	0.12	0.32	0.17	0.14	0.38	0.36
CaO	11.07	10.91	10.91	10.95	11.30	11.25	10.72	11.40	10.91	11.00	11.06	11.55	11.54	10.83	11.09	11.29	11.76	11.61	11.50	11.54
Na <sub>2</sub> O	2.12	2.36	2.18	2.25	2.18	2.17	2.43	2.40	2.15	2.24	2.28	2.30	2.43	2.28	2.16	2.16	2.16	2.22	1.69	1.82
K <sub>2</sub> O	0.94	0.66	0.81	0.87	0.79	0.89	0.65	0.96	0.89	0.92	0.81	0.87	0.79	0.72	0.76	0.90	0.88	0.94	1.17	0.87
F	0.27	0.16	0.18	0.11	0.11	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.22	0.35	0.20	0.25	0.36	0.36	0.00	0.00
Sum	98.03	97.64	97.57	97.30	97.19	98.33	97.05	97.50	97.63	97.11	97.18	97.58	97.66	97.50	96.84	97.45	96.87	98.23	96.56	97.81
T (C) HB2	801	921	844	911	791	793	872	808	834	852	814	804	910	853	825	793	789	836	828	821
AlIV	1.76	1.69	1.75	1.76	1.77	1.80	1.78	1.92	1.75	1.93	1.86	1.72	1.78	1.71	1.77	1.70	1.77	1.63	1.52	1.34
AlVI	0.27	0.18	0.27	0.26	0.26	0.27	0.22	0.33	0.27	0.30	0.29	0.16	0.08	0.14	0.15	0.20	0.14	0.12	0.22	0.16
Ab	0.64	0.44	0.56	0.41	0.66	0.66	0.56	0.62	0.56	0.55	0.62	0.67	0.51	0.59	0.65	0.67	0.69	0.61	0.45	0.51
An	0.32	0.54	0.42	0.57	0.30	0.30	0.40	0.34	0.40	0.42	0.33	0.28	0.47	0.34	0.30	0.28	0.26	0.35	0.53	0.47

**Tableau 2 :** Analyses des amphiboles pauvres en Al (E - enclave; DR – dôme récent ; Z-PDC – écoulement pyroclastique Zuripujo ; AD – avalanche de débris ; P-PDC – écoulement pyroclastique Paipatja).



<u>Unité</u>	DR	DR	DR	DR	DR	P PDC	P PDC	P PDC	P PDC	P PDC	M	M	M	E	E
<u>Analyses</u>	Tu-12-14	Tu-12-14	Tu-12-42	Tu-12-42	Tu-12-42	Tu-12-22	Tu-12-22	Tu-12-06A	Tu-12-06A	Tu-12-06A	Tu-14-08	Tu-14-08	Tu-14-08	Tu-14-01	Tu-14-01
<u>Mineral</u>	C	B	C	B	Mi	C	B	C	B	Mi	C	B	Mi	C	B
SiO <sub>2</sub>	60.79	54.17	61.51	61.03	60.07	61.74	56.05	61.36	54.71	55.10	60.61	59.25	59.79	60.56	54.29
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.00	0.06	0.00	0.08	0.00	0.04	0.05	0.04	0.03	0.01	0.01	0.00	0.07	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.35	28.20	23.57	23.96	24.32	23.70	27.50	23.80	27.81	27.53	24.72	25.77	25.61	24.46	28.44
FeO*	0.27	0.47	0.19	0.19	0.72	0.11	0.38	0.19	0.47	0.58	0.18	0.18	0.30	0.36	0.37
MnO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
MgO	0.03	0.06	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.06	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04
CaO	6.03	11.16	5.58	6.13	6.61	5.57	10.05	5.70	10.64	10.27	6.54	7.74	7.45	6.48	11.01
Na <sub>2</sub> O	7.46	4.90	7.56	7.55	6.86	7.71	5.53	7.65	5.13	5.03	7.26	6.86	6.61	7.14	5.01
K <sub>2</sub> O	0.87	0.30	0.93	0.80	0.97	0.85	0.44	0.79	0.41	0.50	0.73	0.51	0.64	0.69	0.26
Total	99.81	99.27	99.41	99.69	99.71	99.68	100.00	99.53	99.28	99.10	100.06	100.32	100.42	99.76	99.49
An	29.33	54.75	27.40	29.56	32.78	27.13	48.83	27.82	52.10	51.46	31.84	37.29	36.92	32.03	53.99
Ab	65.63	43.49	67.19	65.84	61.48	67.92	48.63	67.61	45.49	45.56	63.93	59.76	59.33	63.91	44.47
Or	5.20	1.80	5.60	4.80	6.00	5.20	2.60	4.80	2.50	3.00	4.40	3.00	3.90	4.20	1.60

**Tableau 3 :** Analyses des plagioclases (DR – dôme récent ; P-PDC – écoulement pyroclastique Paipatja ; M – mush ; E – enclave ; C – cœur ; B – bordure ; Mi - microlite)

<u>Unité</u>	DR	DR	P PDC	P PDC	E	M	DR	DR	P PDC	P PDC	DR	DR	M	M	P PDC	P PDC	DR	DR
<u>Analyses</u>	Tu-12-14	Tu-12-14	Tu-12-22	Tu-12-22	Tu-14-01	Tu-14-08	Tu-12-14	Tu-12-14	Tu-12-77C	Tu-12-77C	Tu-12-42	Tu-12-42	Tu-14-08	Tu-14-08	Tu-12-06	Tu-12-06	Tu-12-42	Tu-12-42
<u>Mineral</u>	1	2	1	2	16	80	45	46	44	45	36	33	88	87	49	50	23	22
<u>Mineral</u>	bt	bt	bt	bt	bt	bt	cpx	cpx	cpx	cpx	sph	sph	sph	sph	ox	ox	ox	ox
<u>Mineral</u>	C	B	C	B	B	B	C	B	C	B	C	B	C	B	Mag	Ill	Mag	Ill
SiO <sub>2</sub>	36.51	36.49	37.08	37.06	36.97	36.91	52.48	51.88	50.92	51.28	29.79	29.53	29.81	29.83	0.09	0.02	0.09	0.06
TiO <sub>2</sub>	4.55	4.46	4.38	4.59	3.62	4.34	0.28	0.55	0.53	0.67	36.95	37.37	37.22	36.61	10.11	37.61	11.44	37.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.51	13.34	13.58	13.62	14.48	13.49	0.97	2.35	2.52	2.96	1.13	1.07	0.96	1.20	1.29	0.23	1.37	0.30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.10	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.14	0.02	0.23	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03	0.04	0.05	0.01
FeO	18.54	17.25	17.29	16.15	16.14	18.20	10.07	7.58	10.30	7.90	1.53	1.42	1.36	1.86	80.46	55.89	79.09	55.14
MnO	0.22	0.16	0.18	0.16	0.13	0.23	0.31	0.12	0.44	0.15	0.07	0.11	0.14	0.12	0.52	0.41	0.66	0.46
MgO	12.57	13.16	13.70	13.89	13.81	12.23	14.66	15.48	14.52	15.05	0.01	0.01	0.02	0.00	1.77	2.28	1.66	2.14
CaO	0.00	0.05	0.03	0.01	0.05	0.00	20.41	20.79	19.46	20.60	27.24	27.00	27.10	27.31	0.01	0.08	0.10	0.16
Na <sub>2</sub> O	0.58	0.62	0.47	0.59	0.75	0.57	0.44	0.48	0.53	0.51	0.00	0.02	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05
K <sub>2</sub> O	9.14	8.99	8.90	8.94	8.89	9.47	0.04	0.04	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.04	0.00	0.02	0.05	0.05
Total	96.02	95.56	96.02	96.39	95.11	95.71	99.66	99.41	99.24	99.37	96.74	96.56	96.69	97.03	94.34	96.61	94.55	96.33

**Tableau 4:** Analyses des biotites, des clinopyroxènes, des sphènes, des oxydes (DR – dôme récent ; P PDC – écoulement pyroclastique Paipatja ; M – mush ; E – enclave ; C – cœur, B – bordure, Mag – magnétite, Ill – ilménite)

## RÉSUMÉ

Le volcan Tutupaca (Pérou) a connu une importante éruption historique il y a 218 ans. Les produits éruptifs de cette éruption sont des dacites très homogènes (63.2-68.0 wt.% SiO<sub>2</sub>) très riches en phénocristaux de pl+horn+bt+cpx+, oxydes de Fe-Ti, ainsi que quelques minéraux accessoires (sph+ap+qz). Les calculs thermo-barométriques permettent d'estimer que la température initiale du réservoir était de 735 ± 23° C, à une pression oscillant entre 183 et 294 MPa (correspondant à une profondeur entre 7 et 11 km), avec une fugacité de l'oxygène de 0.97 et 1.34 et une concentration en eau entre 4 et 6 wt.%. Les minéraux des dacites du Tutupaca montrent les indices de déséquilibre, tels que des zonations inverses, des zones de résorption et des surcroissances, qui suggèrent un processus de réchauffement et la remobilisation du magma dacitique par une intrusion de magma primitif. En effet, de rares enclaves basiques (53-58 wt.% SiO<sub>2</sub>) récents dans les dacites des dômes donnent des valeurs de température beaucoup plus élevées (801-921° C). La dernière éruption du Tutupaca a été déclenché par un processus de réchauffement (self-mixing) d'un corps de magma très cristallisé qui a été réchauffé et remobilisé par l'intrusion d'un magma primitif beaucoup plus chaud. Ce processus a accompagné la croissance des dômes du Tutupaca et a déclenché la déstabilisation d'une partie de l'édifice, causant l'avalanche de débris et les écoulements pyroclastiques qui l'ont accompagnée.

## ABSTRACT

The historical eruption of Tutupaca volcano (Peru) 218 years ago was a significant event. The erupted products are homogeneous dacites (63.2-68.0 wt.% SiO<sub>2</sub>) rich in phenocrysts of pl+horn+bt+cpx+ Fe-Ti oxides together with some accessory minerals (sph+ap+qz). Based on thermobarometric data, the initial temperature of the reservoir is estimated to be 735 ± 23° C at a pressure between 183 and 294 MPa (corresponding to a depth range between 7 and 11 km), together with an oxygen fugacity of 0.97-1.34 and a water concentration between 4 and 6 wt.%. The minerals of the Tutupaca dacites show textures indicating disequilibrium such as reverse zonation, areas of resorption and overgrowth. These (disequilibrium) textures suggest a heating process and remobilization by intrusion of a primitive magma in the dacitic magma chamber. A few basic enclaves (53-58 wt.% SiO<sub>2</sub>), which are present in the dacite domes, have provided a higher range of temperature (801-921 °C). The most recent eruption of Tutupaca was triggered by self-mixing of a highly crystallized magma body that was reheated and re-mobilized by the intrusion of a much warmer primitive magma. The process triggered the destabilization of part of the edifice, producing the debris avalanche and companion pyroclastic flows.

**Mots clés :** Tutupaca, dômes, réchauffement, enclave, intrusion, teneur en eau.