

# Conséquences de l'interaction magma-CO<sub>2</sub> dans le volcanisme explosif des Monts Albains (Italie)

Corin JORGENSON



1. Le paysage des Monts Albains.

Les Monts Albains (Colli Albani) constituent un massif volcanique mal connu situé à seulement 30 km au Sud-Est de Rome (Italie), qui compte 2,8 millions d'habitants (Figure 1).

Ils forment une caldeira et sont caractérisés par l'émission de magma mafique (pauvre en silice [SiO<sub>2</sub>] riche en magnésium [MgO]) et alcalin (sodium et potassium [Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O]), souvent associée à des éruptions effusives comme à Hawaï (États-Unis) ou sur la rive de Reykjanes (Islande). Les données géologiques montrent généralement une corrélation entre la chimie du magma et l'explosivité des éruptions : un magma plus riche en silice (acide) sera visqueux et sera à l'origine d'une éruption explosive alors qu'un magma mafique, de viscosité moindre, sera plutôt caractéristique d'une éruption effusive.

Les Monts Albains sont donc caractérisés par l'émission de magmas mafiques, et pourtant, ils ont connu des éruptions explosives de grande ampleur avec des volumes de téphras (cendres et ponces) très importants (jusqu'à 63 km<sup>3</sup>).

Ces éruptions explosives volumineuses ont eu un indice d'explosivité volcanique (VEI) de 6, similaire à des éruptions comme celle de Crater Lake (il y a 7 600 ans), du Tambora (1815) et bien supérieur à l'éruption du Pinatubo en 1991 (Newhall et Self, 1982). Elles ont la particularité commune d'avoir émis des magmas riches en silice et très visqueux, ce qui n'est pas le cas des Monts Albains. Une première question se pose :

comment une éruption peut être très explosive quand le volcan émet des laves mafiques et alcalines ?

## Situation géologique

Les Monts Albains font partie de la province magmatique romaine, une région connue pour la présence de magmas très riches en potassium (ou ultra-potassiques). Cette province magmatique romaine fait partie de la marge tyrrhénienne de l'Italie, où se produit une extension orientée Nord-Ouest/Nord-Est (Marra *et al.*, 2004). La marge tyrrhénienne s'étend sur une longueur 250 km et chacune des quatre zones volcaniques constituant la province magmatique romaine entre en éruption à un intervalle d'environ 48 000 ans (Marra *et al.*, 2004). Le magmatisme de cette province est une conséquence de l'extension (causée par la subduction, vers le Nord-Est, de la plaque Adriatique). En effet, cette extension provoque un amincissement de la lithosphère et favorise ainsi la remontée du manteau supérieur et sa fusion partielle à l'origine du magma (Marra *et al.*, 2004).

Le complexe volcanique des Monts Albains est actif depuis 600 000 ans (600 ka) avec un dynamisme éruptif allant des petites éruptions hawaïennes à l'émission de grandes nappes d'ignimbrites lors de paroxysmes explosifs pliniens (Giordano et CARG Team, 2010). L'ignimbrite est une roche volcanique qui se



forme à partir (à chaud) des dépôts de coulées pyroclastiques. Ces grandes éruptions explosives des Monts Albains ont eu lieu durant la période appelée Vulcano Laziale, s'étendant de 600 à 355 ka (Giordano et CARG Team, 2010). Cette période présente les plus grandes ignimbrites mafiques et liées à la caldeira du complexe. Elles sont subdivisées en deux unités : Pisolitic Tuff et Pozzolane Tuff (Giordano et CARG Team, 2010). Notre travail sera fait sur une formation spécifique du Pozzolane Tuff : la formation Villa Senni (VSN).

La chambre magmatique des Monts Albains s'est mise en place dans des roches carbonatées ( $[Ca, Mg]CO_3$ ) (Bianchi *et al.*, 2008). En effet, il n'est pas exceptionnel que des volcans s'installent dans un environnement avec des roches hôtes carbonatées. On peut citer le Vésuve et l'Etna (Italie), le Popocatépetl (Mexique) et le Merapi (Indonésie). Cela induit une interaction entre le magma et les carbonates qui peut modifier les paramètres physiques et chimiques du magma (Blythe *et al.*, 2015).

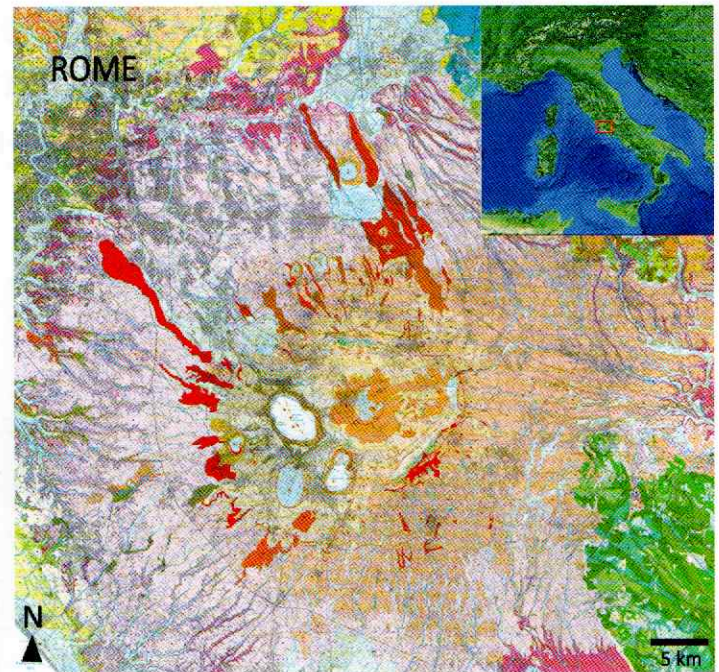
L'assimilation du carbonate de calcium de la roche hôte par le magma entraîne la décomposition du  $CaCO_3$ , apportant un excès d'oxyde de calcium (CaO) et de dioxyde de carbone ( $CO_2$ ). Le  $CO_2$  supplémentaire pourrait avoir des effets importants sur la dynamique éruptive d'un volcan (Blythe *et al.*, 2015).

Selon plusieurs études, l'assimilation du carbonate et l'excès de  $CO_2$  apporté seraient la cause des éruptions explosives des Monts Albains (Freda *et al.*, 2008; Gaeta *et al.*, 2006). Cependant, si l'interaction magma- $CO_2$  aux Monts Albains est largement acceptée, deux sources différentes ont été proposées pour le  $CO_2$ . Dans un cas, il proviendrait de l'assimilation des carbonates dans la croûte supérieure (Dallai *et al.*, 2004; Iacono-Marziano *et al.*, 2007), alors que d'autres études suggèrent une origine plus profonde (Avanzinelli *et al.*, 2009; Gaeta *et al.*, 2006). Cependant, personne n'avait essayé de déterminer la teneur en  $CO_2$  de ces magmas, ce qui pourrait apporter des indices sur leur(s) source(s), c'est la base de mes recherches de master.

### Campagne de terrain

En septembre 2019, j'ai réalisé une campagne de terrain d'une semaine sur les flancs des Monts Albains, pour des observations et des prélèvements d'échantillons, avec mes superviseurs Luca Caricchi et Gregor Weber.

Le travail sur le terrain a été effectué avec le Dr Giordano qui est un expert de cette région. Les ignimbrites des Monts Albains sont étendues et très colorées ! Dans cette étude, je me



**Figure 1.** Complexe de la caldeira des Monts Albains, modifié de Giordano *et al.*, 2010 et Google Earth (2019). Notez la proximité de Rome et la grande étendue de l'unité de Villa Senni (en rose). Voir l'original pour une description complète de la légende.

suis concentrée sur la formation de « Villa Senni », qui marque les dernières éruptions de volumes intermédiaires de l'édifice Vulcano Laziale (couvrant environ 1 600 km<sup>2</sup>) et à l'origine de la forme actuelle de la caldeira, (Giordano et CARG Team, 2010). « Villa Senni » est divisée en deux sous-unités : « Tufo Lionato » (VSN1) et « Pozzolanelle » (VSN2) âgées respectivement de  $355 \pm 2$  et  $357 \pm 2$  ka. Elles appartiennent cependant à la même séquence éruptive (Karner *et al.*, 2001).

L'ignimbrite de « Tufo Lionato », est reconnaissable pour sa couleur jaune à orange/rouge causée par l'altération de la zéolite (figure 2). La composition moyenne est téphri-phonolitique (Conticelli *et al.*, 2010). En général, le dépôt est massif, sans structure et présente un classement inverse (les grains les plus gros sont au sommet du dépôt et les plus fins sont à la base) des scories et des clastes lithiques. L'épaisseur moyenne est entre 2 à 10 m.

L'ignimbrite de « Pozzolanelle » couvre la même superficie que celle de Tufo Lionato et a une épaisseur moyenne de 20 m avec un maximum à 80 m. La composition moyenne est intermédiaire (téphrite à téphri-phonolitique) (Conticelli *et al.*, 2010). C'est une ignimbrite gris foncé à rouge foncé ayant un faciès massif et chaotique et qui est peu altérée. À partir des échantillons d'ignimbrite que nous avons collectés et rapportés au laboratoire de Genève, j'ai





**Figure 2.** Les ignimbrites de Tufo Lionato (VSN1) et Pozzolanelle (VSN2) à la carrière de la famille Esman. Remarquez les géologues indiquant l'échelle du dépôt!

recherché les phénocristaux typiques de l'unité VSN: le clinopyroxène et la leucite. Afin de récupérer ces cristaux, les échantillons sont d'abord broyés et tamisés. Ensuite, un triage manuel est effectué pour récupérer ces minéraux. De là, les minéraux sont montés dans une résine époxy afin de les polir et les analyser par microsonde.

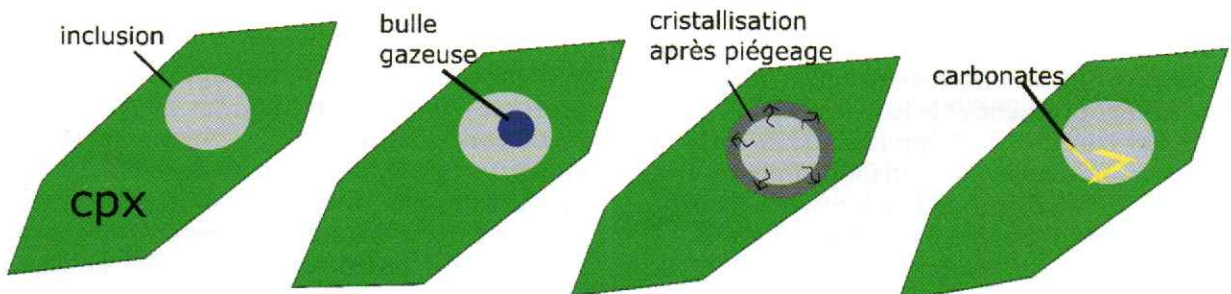
#### Procédures analytiques et résultats

Dans les cristaux de clinopyroxène et de leucite, j'ai recherché des inclusions magmatiques (figure 4). Les inclusions magmatiques (ou vitreuses) sont de petites «gouttes» de magma (liquide à haute température) piégées dans un minéral lors de sa formation dans la chambre magmatique. Ce piégeage intervient souvent avant le dégazage, elles enregistrent donc le contenu en gaz ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , Cl, F) du magma en

profondeur (Lowenstern, 1995). Si les inclusions magmatiques peuvent donner un aperçu de la teneur en gaz avant une éruption, certains processus peuvent cependant changer la composition chimique de l'inclusion (figure 3).

C'est, par exemple, la cristallisation de minéraux après le piégeage et la formation d'une bulle gazeuse (Roedder, 1979; Mironov *et al.*, 2015). La cristallisation après piégeage se produit lors du refroidissement de l'inclusion, elle va appauvrir l'inclusion en certains éléments qui iront dans le minéral (Roedder, 1979; Danyusheky *et al.*, 2002).

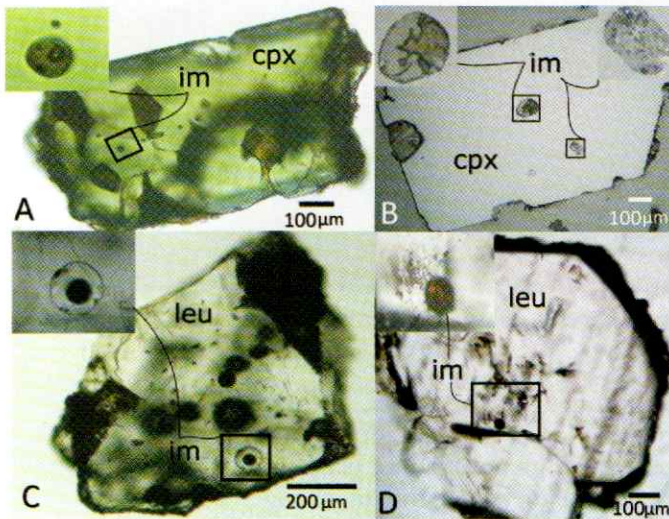
Ainsi, des carbonates peuvent être présents dans ces minéraux et ils vont « aspirer » le  $\text{CO}_2$ . De même, du  $\text{CO}_2$  ira dans la bulle gazeuse, réduisant d'autant la quantité de  $\text{CO}_2$  contenue dans le verre de l'inclusion (Mironov *et al.*, 2015).



**Figure 3.** Différents types de processus de post-piégeage pour les inclusions.



La présence d'une bulle ou de cristaux dans l'inclusion magmatique rend donc l'analyse de la teneur des volatils plus difficile et il est nécessaire de ré-homogénéiser les échantillons. C'est provoquer une dissolution de toutes les phases solides et gazeuses pour rendre l'inclusion magmatique à nouveau vitreuse (Danyushchik *et al.*, 2002; Mironov *et al.*, 2015). Nous avons réalisé cette manipulation en utilisant un appareil de piston-cylindre, qui chauffe les cristaux à températures et pressions élevées, de 1 200 à 1 350 °C et 7 kbar (1 kbar = 1 000 fois la pression atmosphérique au niveau de la mer) dans notre cas.

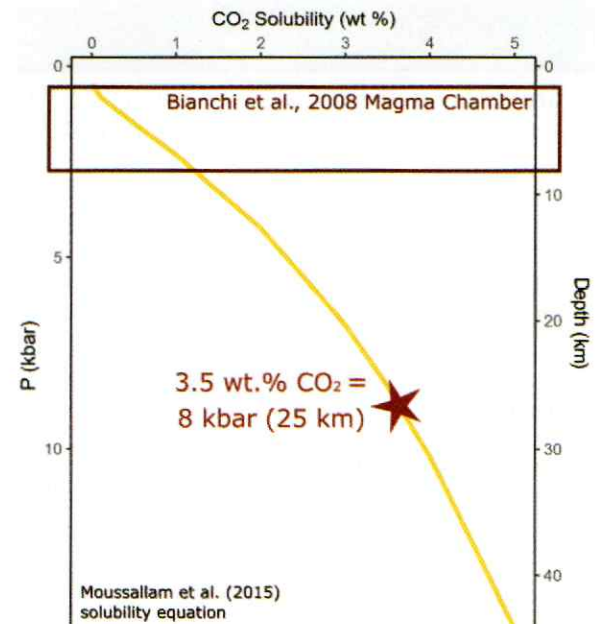


**Figure 4.** Inclusions observées au microscope optique. A-B) Inclusions magmatiques vitreuses avec des bulles de gaz. Le minéral hôte est un clinopyroxène (cpx, A - lumière transmise, B - lumière réfléchie, avec les micro-cristaux en inclusion).

C-D) Inclusion magmatique (vitreuse) dans une leucite (leu, C et D - lumière transmise).

Ces inclusions réhomogénéisées et certaines non réhomogénéisées ont été analysées. L'un des résultats les plus intéressants a été obtenu grâce au spectromètre de masse des ions secondaires (SIMS), un outil utilisé pour rechercher le contenu gazeux. Le SIMS bombarde la surface de l'échantillon avec des ions, des ions secondaires sont alors réémis par l'échantillon puis collectés par un spectromètre de masse afin d'obtenir une concentration. Nous avons mesuré les inclusions magmatiques hébergées dans le clinopyroxène et la leucite pour le CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O. Les concentrations en dioxyde de carbone et en eau présentent des variations importantes, allant de 0,25 à 3,5 et de 0 à 4 % wt % dans les clinopyroxènes (pourcentage poids : 1 wt % = 1 gramme pour 100 gramme de matière) et de 0,014 à 0,036 wt % de CO<sub>2</sub> dans les leucites avec l'eau en dessous de la limite de détection.

Ces résultats sont passionnants, car il est rare d'avoir un taux de CO<sub>2</sub> aussi élevé dans des inclusions magmatiques, surtout si l'on considère la solubilité du CO<sub>2</sub>. C'est-à-dire la quantité de CO<sub>2</sub> pouvant être dissoute dans le magma car elle est directement liée à la pression. En effet, selon certains travaux (Schanofski *et al.*, 2019; Vetere *et al.*, 2014) de grandes quantités de CO<sub>2</sub> ne sont solubles dans le magma qu'à des pressions (et donc une profondeur) élevées. Jusqu'à présent les études réalisées sur les Monts Albains suggéraient que le CO<sub>2</sub> provenait d'une assimilation de carbonates peu profonds. Nos résultats s'opposent à cette hypothèse. En utilisant un modèle avec une équation liant solubilité du CO<sub>2</sub> à la pression, pour les magmas alcalins (Moussallam *et al.*, 2015), nous obtenons que 3,5 wt.% de CO<sub>2</sub> ne peuvent être piégés qu'à 8 kbar, soit environ 25 km, beaucoup plus profond que les roches carbonatées que l'on trouve au maximum jusqu'à 7 km (figure 5).



**Figure 5.** Courbe de solubilité du CO<sub>2</sub> (d'après Moussallam *et al.*, 2015) montrant la dépendance de la quantité de CO<sub>2</sub> soluble dans le magma vis-à-vis de la pression et de la profondeur. L'étoile montre la teneur maximale en CO<sub>2</sub> trouvée dans les inclusions de Colli Albani, qui correspondrait à 8 kbar (25 km). Le cadre représente l'emplacement de la chambre magmatique.

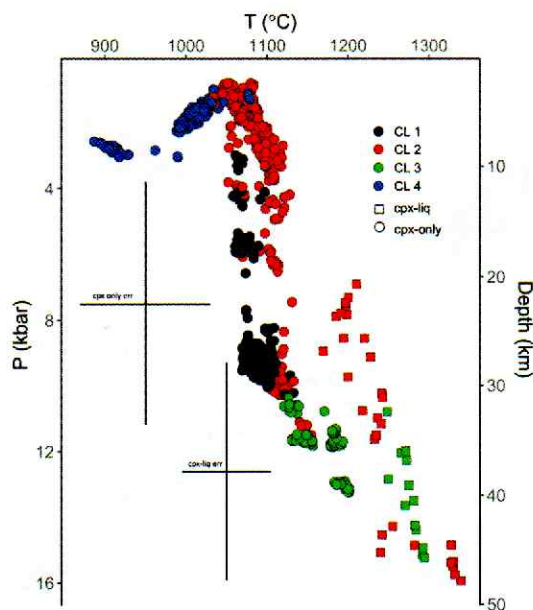
Pour confirmer cette hypothèse d'un magma profond, j'ai utilisé des modèles de géothermomètre et de géobaromètre. La thermobarométrie en pétrologie utilise la chimie des éléments majeurs (les plus abondants) d'un minéral pour estimer sa température et sa pression de cristallisation. Des données ont été recueillies sur les clinopyroxènes en particulier car il s'agit d'une phase minérale commune et abondante dans les



roches. La chimie du clinopyroxène est donc utilisée pour estimer la pression et la température. Cependant, aucun thermobaromètre utilisant le clinopyroxène n'a été modélisé pour les magmas mafiques et alcalins.

Nous avons dû utiliser une autre méthode de thermobarométrie : l'apprentissage automatique, c'est-à-dire que l'ordinateur va « apprendre » à partir d'un ensemble de données (Petrelli *et al.*, 2020). On applique ainsi un algorithme de « forêts d'arbres décisionnels » pour réaliser la thermobarométrie d'un système volcanique. Les données sont classées, hiérarchisées et organisées comme une forêt où chaque arbre a des branches et des feuilles, chaque décision de la machine amène à une feuille. Certaines de ces « feuilles » pourront correspondre au résultat souhaité, par exemple la pression à laquelle un cristal s'est formé.

L'algorithme « apprend » à déterminer la pression en utilisant la chimie des minéraux et du magma produit expérimentalement à une pression et une température connue. Après avoir entraîné l'algorithme, je l'ai appliqué à nos données pour déterminer les pressions et les températures.



**Figure 6.** Estimations de la pression et de la température modélisées à partir de phénocristaux de clinopyroxène. Les formes indiquent la méthode d'estimation de pression (P) et température (T) par clinopyroxène uniquement (cercles) ou clinopyroxène et liquide (carrés). Remarquez la grande différence des valeurs de pression. La grande croix noire indique les estimations d'erreur standard de la pression et de la température modélisées à partir de l'étalonnage clinopyroxène uniquement (3,9 kbar et 60,7 °C) et de l'étalonnage clinopyroxène-liquide (2,6 kbar et 56,7 °C). Les couleurs des points représentent les clusters hiérarchiques comme discuté dans le texte.

À partir de cette thermobarométrie de forêt d'arbres décisionnels, nous avons obtenu une pression allant de 0 à 16 kbar et des températures allant de 890 à 1340 °C (figure 6). Il s'agit d'une variation très large englobant à la fois la chambre magmatique actuelle (2-7 km), mais qui s'étend également beaucoup plus profondément (environ 50 km). Ces cristaux de clinopyroxène viennent donc de multiples sources à l'intérieur de la Terre. Pour approfondir cette question, je me suis tournée vers une autre technique d'apprentissage automatique : le regroupement (ou « clusters ») hiérarchique.

L'analyse par regroupement hiérarchique est une technique d'apprentissage automatique, non supervisée. Elle est utilisée pour identifier objectivement des groupes de données partageant des caractéristiques similaires, dans notre cas la chimie des éléments majeurs. Pour ce faire, nous calculons un paramètre appelé une « Distance Euclidienne » entre chacune des analyses pour voir à quel point elles sont similaires, puis séparons les données en groupes (ou « clusters »). Nous calculons la distance euclidienne en considérant les valeurs normalisées de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, CaO, Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, MgO, et Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Lorsque nous exécutons l'algorithme de regroupement, nous avons trouvé dans notre cas que le meilleur nombre de clusters est de quatre (figures 6 et 7).

## Discussion et conclusions

### Un magma profond!

Si nous rassemblons toutes les données, nous avons des résultats intéressants! Comme nous l'avons vu, la teneur en gaz dissous dans le magma et les calculs de thermo-barométrie indiquent une cristallisation à une profondeur supérieure à celle proposée de la chambre magmatique (2-7 km, figures 5 et 6; Bianchi *et al.*, 2008). La concentration élevée de CO<sub>2</sub> et le modèle de solubilité de Mousallam *et al.*, (2015) indiquent une pression minimale de piégeage de 8 kbar (environ 25 km) pour avoir 3,5 wt.% de CO<sub>2</sub> dissous dans le liquide magmatique. Ceci, combiné aux clinopyroxènes formés à haute pression issus de notre algorithme de forêt d'arbre décisionnels, indiquent qu'il existe une source de magma profonde! Cela ne signifie pas qu'il n'y a pas de magma à faible profondeur, la chambre magmatique peu profonde actuelle est bien visible via des études géophysiques et certaines de nos données indiquent une cristallisation à des profondeurs inférieures à 3 km (figure 6 cluster 4; Bianchi *et al.*, 2008; Freda *et al.*, 2008). Cependant, nos données suggèrent qu'un ensemble de matériel source et les conditions de cristallisation s'étendent au-delà de la croûte supérieure.



### Assimilation de la plaque plongeante (ou «slab»)

Cette hypothèse de différentes sources magmatiques nous amène à considérer les résultats de l'analyse par regroupement hiérarchique. Selon nos algorithmes, nous avons une grande différence dans les groupes, ce qui suggère l'existence de multiples réservoirs et sources. Les estimations de pression par rapport à la chimie des éléments majeurs révèlent des tendances intéressantes. En effet, le plus étonnant est la relation entre augmentation de pression et teneurs en CaO et MgO où les groupes noir et vert (1 et 3) ont les pressions les plus élevées (figures 7A, C; figure 6). Cela indique clairement que la source de cristallisation (le magma) des clinopyroxènes formés à haute pression est riche en magnésium (Mg) et en calcium (Ca). La plaque subductante sous l'Italie pourrait être de nature dolomitique [ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ] et libérerait ainsi une grande quantité de CaO, MgO et  $\text{CO}_2$  dans le magma à partir duquel les clinopyroxènes cristallisent (figure 7A). Ainsi, nous suggérons que les clinopyroxènes du groupe profond (cluster 1) se sont formés à partir d'un magma ayant reçu l'apport de carbonates subductés et partiellement fondus.

### Magma mafique

Il y a aussi une relation entre la pression et les composants mafiques des magmas comme l'oxyde de chrome ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) et le magnésium (MgO), (figures 7C et I, cluster 3). La teneur élevée en MgO est cohérente avec un ajout de dolomite au magma, cependant, la teneur élevée en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  indiquerait une origine plus primitive (mantellique).

Ainsi, la composition de ces clinopyroxènes reflèterait deux sources magmatiques en profondeur: la fusion de la plaque plongeante (cluster 1) et un apport du manteau (cluster 3). De plus, nous observons que la majeure partie du magma mafique, à la base de la couche d'ignimbrite, serait le premier magma à être émis.

Cependant, selon les clusters et les pressions, ce magma mafique est le magma le plus profond. De fait, ce matériel mafique formé à haute pression, remontant rapidement, n'aurait pas eu le temps de se rééquilibrer complètement dans la chambre magmatique peu profonde.

Comme la quantité de matériaux observés dans l'unité VSN2 est plus faible, nous postulons que c'est cette injection de magma mafique et profond qui a déclenché l'éruption!

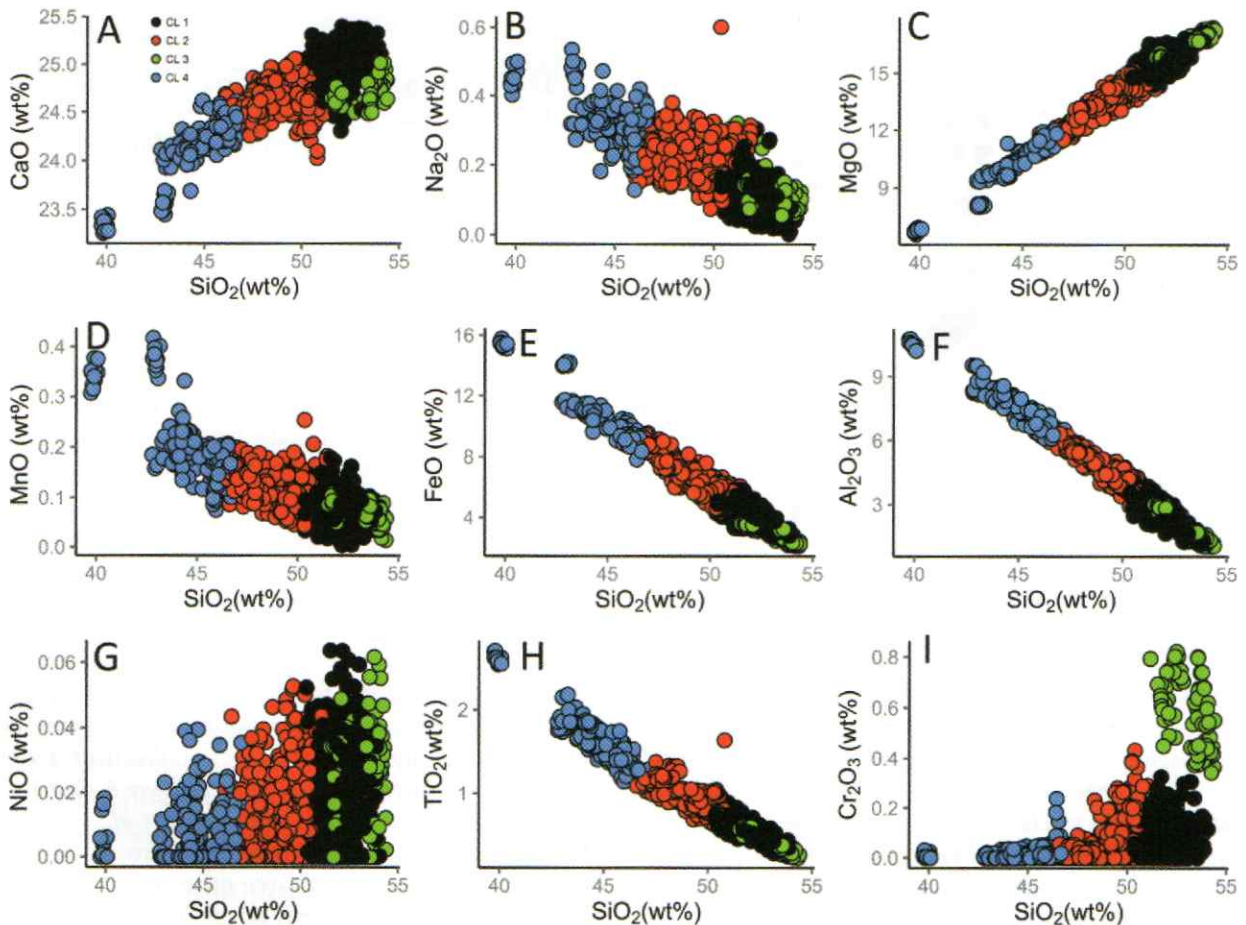


Figure 7. Chimie des éléments majeurs en fonction du  $\text{SiO}_2$ . Le code couleur correspond aux différents clusters identifiés.



### Prochaines étapes

Il reste encore beaucoup de questions sans réponse! Les analyses SIMS doivent être reproduites. Mais de nombreuses questions fondamentales se posent: comment ce magma est-il arrivé à la surface? Qu'est-ce qui a déclenché cette remontée et quelle était sa vitesse d'ascension? Ce sont des questions importantes pour comprendre pourquoi ce volcan est à l'opposé de ce que nous pensons du modèle habituel.

Je suis heureuse d'annoncer que je poursuivrai cette recherche pendant toute la durée de

mon doctorat à l'université de Genève. Si vous êtes intéressé par cette recherche, avez des questions ou des commentaires, n'hésitez pas à me contacter par mail: corin.jorgenson@unige.ch. Cela a été un projet incroyablement stimulant et intéressant sur lequel travailler, et une aide financière comme celle de la bourse LAVE me fut très utile afin de poursuivre ma recherche. Alors du fond du cœur, merci beaucoup!

Et un grand merci à Jean-Guillaume Feignon pour son aide dans la traduction français-anglais! □

**Avertissement:** toutes les données présentées sont en préparation dans le cadre d'une publication scientifique et ne peuvent être reproduites ou partagées en dehors du contexte de cette revue.

### Orientation bibliographique

- Avanzinelli R., Lustrino M., Mattei M., Melluso L. & Conticelli S., Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: Significance of carbonated pelitic vs. pelitic sediment recycling at destructive plate margins. *Lithos* 113, 213–227 (2009).
- Bianchi I., Agostinetti N. P., Gori P. De & Chiarabba C., Deep structure of the Colli Albani volcanic district (central Italy) from receiver functions analysis. *J. Geophys. Res.* 113, 1–16 (2008).
- Blythe L. S. *et al.*, CO<sub>2</sub> bubble generation and migration during magma–carbonate interaction. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 169, 1–16 (2015).
- Conticelli S., Boari E. & Avanzinelli R., *The Colli Albani Volcano: Special Publications of LAVCEI*. (2010).
- Dallai L., Freda, Carmela & Gaeta M., Oxygen isotope geochemistry of pyroclastic clinopyroxene monitors carbonate contributions to Roman-type ultrapotassic magmas. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 148, 247–263 (2004).
- Danyushevsky L. V., McNeill A. W. & Sobolev A. V., Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: An overview of techniques, advantages and complications. *Chem. Geol.* 183, 5–24 (2002).
- Freda C. *et al.*, Magma–carbonate interaction: An experimental study on ultrapotassic rocks from Alban Hills (Central Italy). *Lithos* 101, 397–415 (2008).
- Gaeta M. *et al.*, Time-dependent geochemistry of clinopyroxene from the Alban Hills (Central Italy): Clues to the source and evolution of ultrapotassic magmas. *Lithos* 86, 330–346 (2006).
- Giordano G. & TEAM T. C., The Colli Albani Volcano. *Spec. Publ. LAVCEI* 3, 43–97 (2010).
- Iacono Marziano G., Gaillard F. & Pichavant M., Limestone assimilation and the origin of CO<sub>2</sub> emissions at the Alban Hills (Central Italy): Constraints from experimental petrology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 166, 91–105 (2007).
- Karner D. B., Marra F. & Renne P. R., The history of the Monti Sabatini and Alban Hills volcanoes: Ground for assessing volcanic-tectonic hazards for Rome. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 107, 185–219 (2001).
- Lowenstern J., Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles. *Magmas, Fluids Ore Depos. Mineral.* pp. 71–99 (1995).
- Marra F. *et al.*, Post-caldera activity in the Alban Hills volcanic district (Italy): *Bull. Volcanol.* 65, 227–247 (2003).
- Mironov N. *et al.*, Quantification of the CO<sub>2</sub> budget and H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> systematics in subduction-zone magmas through the experimental hydration of melt inclusions in olivine at high H<sub>2</sub>O pressure. *Earth Planet. Sci. Lett.* 425, 1–11 (2015).
- Moussallam Y., Morizet Y., Massuyeau M., Laumonier M. & Gaillard F., CO<sub>2</sub> solubility in kimberlite melts. *Chem. Geol.* 418, 198–205 (2015).
- Newhall C. G. & Self S., The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.* 87, 123–1238 (1982).
- Petrelli M., Caricchi L. & Perugini D., Machine Learning Thermo-barometry: Application to clinopyroxene bearing magma, In Review. *Submitt. to JGR Solid Earth* 3, 54–67 (2020).
- Roedder E., Origin and significance of magmatic inclusions. *Bull. Minéralogie* 102, 487–510 (1979).
- Schanofski M., Fanara S. & Schmidt B. C., CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O solubility in K rich phonolitic and leucititic melts. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 174, (2019).
- Vetere F., Holtz F., Behrens H., Botcharnikov R. E. & Fanara S., The effect of alkalis and polymerization on the solubility of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> in alkali-rich silicate melts. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 167, 1–17 (2014).