



UNIVERSITÉ D'ORLÉANS



ÉCOLE DOCTORALE
ENERGIE, MATERIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans

THÈSE présentée par :
Mickaël LAUMONIER

soutenue le : **3 Mai 2013**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université d'Orléans**

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Atmosphère

**Mélange de magmas à HP-HT,
contraintes expérimentales et
application au magmatisme d'arc**

THÈSE dirigée par :

Laurent ARBARET
Bruno SCAILLET

Maître de Conférence (HDR), Université d'Orléans
Directeur de recherche, ISTO, Orléans

RAPPORTEURS :

Pierre BARBEY
Didier LAPORTE

Professeur, CRPG Nancy
Directeur de recherche, LMV Clermont-Ferrand

JURY:

Michel FAURE
Pierre BARBEY
Didier LAPORTE
Georges CEULENEER
Laurent ARBARET
Bruno SCAILLET

Professeur, Université d'Orléans, Président de jury
Professeur, CRPG Nancy
Directeur de recherche, LMV Clermont-Ferrand
Directeur de recherche, GEToulouse
Maître de Conférence (HDR), Université d'Orléans
Directeur de recherche, ISTO, Orléans

Bili war ziribin Ne zastumont ket a vezhin.

Une fleur, c'est joli. C'est dur de l'ignorer !
Parfois ça éblouit, lorsqu'on sait regarder.
Et si on ose venir, c'est bon de respirer !
Alors certains sourient, se mettent à rêver
D'autres n'ont qu'une envie, ils se mettent à pleurer...
Une fleur signifie une histoire pour chacun
Un moment de sa vie que l'on tient dans sa main.
Si la fleur est décrite, et qu'elle prend un nom,
C'est qu'un homme s'agite vivant pour sa passion.
Il écrit par la suite tant de comparaisons
Puis ravi il ébruite toutes observations :
« Elle a une structure : racines, tige et fleur ;
Tire sa nourriture depuis les profondeurs !
Elle naît, vit et s'éteint sans profiter du temps,
Des fois elle revient dès le prochain printemps. »

Moi je vois la nature d'un œil peu différent :
Je trouve l'aventure dans le cœur des volcans.

Un volcan c'est joli, c'est dur de l'ignorer !
Parfois ça éblouit, parfois c'est meurtrier...
Et s'il vient à gémir, que va-t-il se passer ?
Alors certains sourient, se mettent à rêver
D'autres n'ont qu'une envie, ils se mettent à pleurer...
Un volcan signifie une histoire pour chacun
Ce moment de ma vie, vous l'avez dans les mains.
Lisez, découvrez vite et portez attention
A ces quelques chapitres, relatant ma passion.
Par ici je récite trois ans de réflexion,
Ma discussion licite qui fait suite aux questions.
« Conduit et réservoir, quelles sont tes structures
Quand dans les profondeurs, tu tires nourriture ?
Tu nais, vis et t'éteins, sans profiter du temps,
Mais des fois tu reviens dès le prochain printemps. »

Après cette lecture, serez-vous différents ?
Voici mon aventure : « dans le cœur d'un volcan »...

A 2 adorables belettes arrivées au milieu de ces 3 années et
A Yvette et Joseph, partis trop tôt, qui, à défaut de connaître les volcans, ont aimé les fleurs.

REMERCIEMENTS

Un certain 17 septembre, quelqu'un a chanté « Rien ne presse, même pas la Paterson... ». Ce jour-là, je l'avais oubliée, la Paterson. Et à part Saint Mervin (qui a oublié Serial n°8, et pendant 3 ans), il y a beaucoup de monde que je tiens à remercier pour m'avoir soutenu, aidé, supporté. Parmi toutes les victimes, il y a des Marcells, Marcelles, Marcelli (en italien dans le texte, mais sans l'accent), et les jeunes Marcells qui ont démarré cette folle aventure qu'est la thèse. Pour les pressés (...), rendez-vous directement à la page suivante ! Pour ceux qui espèrent voir leur nom sur cette page, alors il faudra vous farcir la suite... Sympa, je vous ai mâché le travail en écrivant les noms en... [bleu](#) ! Voici donc les personnes avec lesquelles j'ai pu interagir pendant ces 3 années + 2 bonus : 6 mois de master avant, et 6 mois de rab après...

C'est en partie grâce à une bonne note en rhéologie des magmas (et donc grâce à moi et moi-même) que [Laurent](#) s'est laissé convaincre par [Yan](#), 'Nigoulas' et Cousin [Mourad](#) de me proposer un sujet de M2. Puisque ça n'allait pas si mal, on a rempli en thèse après une courte trêve au pays du soleil levant. Nous voilà partis, [Bruno](#), [Laurent](#) et moi pour un bout de chemin à « mixer » et « mingler » (prononcer [min-goële]) tant bien que mal des magmas. En deuxième ligne, Marcel [Champallier](#), présent quotidiennement pour toutes ces questions et pour les coups en dessous de la ceinture (de la presse bien sûr !) dans un combat acharné qui m'a tout de même pris plus d'un an et demi ! Sur la même ligne, les 2 Marcells de l'atelier ([Esteban](#) et [Philippe](#)) qui vous usinent une pièce pour la veille ! Merci à Marcel [Gaillard](#) pour ne pas avoir créé Lab-book©, ni les guignols de l'isto©, et pour... m'avoir collé une co-bureau (j'y reviens !). Une équipe de Marcelli a bien pris soin de moi, à commencer par la grande Sorella [Marina](#) aidée de [Charlottine](#) qui m'ont accueilli il y a 4 ans ; [Ida](#) qui a changé le planning MEB toutes les semaines pour moi ; [Giada](#) avec qui on a tant parlé de Science (ne t'inquiète pas, Giada, le Gros Bleu n'est pas gros !), et le Catalan que je mets dans la même boîte, j'ai nommé le clown Marcel [Joan](#). Je crois que c'est bon, je ne te demanderai plus les conditions de stockage du basalte de Santorini ! *Grazie mille* à vous 4 ! Merci également à [Alain](#), pour tes conseils, tes opinions, le pigeon carnivore et une bonne adresse pour les myrtilles ! Un Marcel et Tonton (au sens figuré, et presque au sens propre), [Michel](#), qui a toujours eu le bon mot, la bonne référence ET le bon pâté (pour taire la bonne bouteille) ! Merci [Caroline](#), c'est sympa d'avoir perdu aux fléchettes à chaque fois pour me remonter le moral ! J'espère seulement que tu es meilleure au tennis... Une pensée également à 2 Docteurs qui étaient en pleine rédaction alors que je venais les solliciter... Oups... [Anne](#) et [David](#), promis, je n'ai rien pompé dans vos manuscrits ! Je n'oublierai pas toutes les personnes qui m'ont aidé dans des démarches scientifiques, techniques et surtout administratives ! Je pense à [Patricia](#), [Olivier](#), [Marie-Noëlle](#), [Nathalie](#), [Fabienne](#) et [Chantal](#). Certains sont passés ([Lucas](#), [John](#), [Ian](#), [Mélanie](#)), d'autres arrivés en cours de route (le [Grand Machin](#), [Malky](#), [Colin](#), [Nonol'](#)...), et on a passé des bons moments ! [Leila](#)... [souplesse]... How many are you in your head ? Savvy ?

Je tiens également à remercier F. Millot et S. Ory du CEMHTI pour leur aide sur les lasers, et Tim pour le terrain.

La réflexion autour de cette étude a encore avancé grâce à l'expertise et à l'investissement de Pr Barbey, Dr Laporte (rapporteurs) Dr Ceuleneer et Pr Faure (examineurs). Merci à tous les 4 pour vos commentaires constructifs et complémentaires.

Et puis je mets dans la même boîte les amis (même ceux qui aiment les piafs ou les pots en terre cassés par nos aïeux) que je ne nommerai pas car les vrais se reconnaîtront, ma famille et ma belle-famille qui m'ont soutenu à leur manière.

Et enfin, un paragraphe, même court, dédié uniquement à ma femme [Valérie](#), présente depuis 8 ans, et qui, paraît-il, savait déjà qu'un jour, j'écrirai ces lignes. Merci tellement...

SOMMAIRE

CHAPITRE I : INTRODUCTION	9
1. « Magma »	9
2. Evolution et coexistence de magmas	9
3. Origine des mélanges de magmas	10
CHAPITRE II : PROBLEMATIQUES	13
1. Le problème de la coexistence de magmas différents	13
1.1. Des témoins prouvant le mélange de magmas	14
1.2. Occurrence, conditions et contexte de mélange	19
2. Mélanges de magmas : Etat de l'art	24
2.1. Textures reproduites	25
2.2. Viscosité et possibilités de mélanges	27
2.3. Ecoulement et dynamique de réservoirs magmatiques	34
2.4. Mélange de magmas : déclencheur d'éruption ou stockage ?	36
3. Ce que vous trouverez dans cette étude	39
CHAPITRE III : METHODES EXPERIMENTALES & TECHNIQUES ANALYTIQUES	41
1. Méthodes expérimentales	41
1.1. Autoclave à chauffage interne	41
1.2. Déformation en presse Paterson	43
2. Techniques analytiques	54
2.1. Sections d'étude de l'échantillon déformé	54
2.2. Microscopie électronique	55
2.3. Microsonde électronique	55
2.4. Micro tomographie X	56
2.5. Logiciels d'analyse d'image	57
CHAPITRE IV : MATERIAUX DE DEPART & SYNTHES EXPERIMENTALES	59
1. Matériaux de départ	59
1.1. Choix des matériaux de départ	59
1.2. Caractérisation des matériaux de départ	60
1.3. Contraintes sur les conditions de stockage des produits naturels	63
1.4. Stratégie de synthèses	64
2. Tests préliminaires	64
2.1. Basalte de Santorin	64
2.2. Haptonalite (Htn)	68
2.3. Bilan des tests préliminaires et choix des synthèses	71
3. Protocole de synthèse des suspensions magmatiques	74
3.1. Synthèse à HP	74
3.2. Synthèse à pression atmosphérique	75
3.3. Synthèses particulières des enclaves	75
4. Caractérisation des synthèses réalisées	75

4.1.	<i>Suspensions hapltonalitiques</i>	76
4.2.	<i>Suspensions basiques</i>	76
4.3.	<i>Caractérisation de l'état des magmas en conditions expérimentales</i>	78
5.	Résumé des suspensions synthétisées	81
CHAPITRE V : INTERACTIONS ENTRE DES MAGMAS SECS		83
1.	Interactions sans déformation	83
1.1.	<i>Description des expériences</i>	83
1.2.	<i>Résultats</i>	84
1.3.	<i>Interprétation des textures</i>	96
2.	Interactions avec déformation appliquée	101
2.1.	<i>Experimental simulation of magma mixing at high pressure (article soumis à Journal of Petrology)</i>	101
2.2.	<i>Textures supplémentaires</i>	136
3.	Géométries particulières	141
3.1.	<i>Demi cylindres accolés</i>	141
3.2.	<i>Cylindres emboîtés</i>	144
4.	Résumé du chapitre	149
CHAPITRE VI : INTERACTIONS ENTRE DES MAGMAS HYDRATES		151
1.	Expérience préliminaire en torsion	151
1.1.	<i>Expérience et textures macroscopiques</i>	151
1.2.	<i>Textures microscopiques</i>	152
2.	Experimental mixing of hydrous mafic-felsic crystal-bearing magmas (article soumis à Journal of Petrology)	154
3.	Interactions de magmas à basse viscosité absolue	186
3.1.	<i>Déformation limitée</i>	186
3.2.	<i>Structures macroscopiques sans ou avec peu de déformation appliquée</i>	187
3.3.	<i>Textures microscopiques et analyses chimiques</i>	190
3.4.	<i>Discussion sur les expériences</i>	195
3.5.	<i>Implications sur le dynamisme d'un réservoir magmatique</i>	201
4.	Résumé du chapitre	202
CHAPITRE VII : SIMULATION DE DEFORMATION D'ENCLAVES		203
1.	Objectifs	203
2.	Synthèses initiales	203
2.1.	<i>Enclaves en or</i>	203
2.2.	<i>Enclaves basiques</i>	204
2.3.	<i>Encaissant contenant les enclaves</i>	206
3.	Stratégies	208
3.1.	<i>Echantillon avec des billes en or</i>	208
3.2.	<i>Echantillons avec des billes basaltiques</i>	208
4.	Résultats	210
4.1.	<i>Déformation macroscopique</i>	210
4.2.	<i>Analyse des produits expérimentaux (2D, 3D)</i>	212
5.	Discussion concernant la déformation d'enclaves	219
6.	Résumé du chapitre	220

CHAPITRE VIII : DONNEES RHEOLOGIQUES DES PRODUITS DE DEPART ET ECHANTILLONS MIXTES	221
1. Données rhéologiques des extrêmes compositionnels	221
1.1. Loi d'écoulement et comportement des magmas	221
1.2. Contrainte différentielle et aspect de la chemise	223
1.3. Viscosité des matériaux secs	228
2. Données rhéologiques des échantillons mixtes	231
2.1. Magmas secs	231
2.2. Verres secs	235
2.3. Déformation d'enclaves	242
2.4. Magmas hydratés	244
3. Discussion sur les contraintes conditionnant le mélange de magmas	247
3.1. Cadre de l'étude	247
3.2. Seuil de transition rhéologique et contraste de viscosité	248
3.3. Seuil de viscosité maximale	250
3.4. Régime et quantité de déformation	251
CHAPITRE IX : DISCUSSION & PERSPECTIVES	253
1. Fraction de magma injecté et conditions favorables aux mélanges dans un réservoir	253
1.1. Viscosité de magmas naturels	253
1.2. Proportion de magma injecté et possibilités de mélange	257
1.3. Contraintes naturelles sur les taux de recharge	261
1.4. Occurrence des figures de mélanges	263
2. Perspectives	265
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	267
ANNEXES	281
Annexes A : Notions de rhéologie	281
Annexes B : Cartographies chimiques	287
Annexes C : Enclaves de la Soufrière de Monserrat	307
Annexes D : Articles publiés	313

CHAPITRE I :

INTRODUCTION

1. « MAGMA »

Par définition, un magma consiste en une phase liquide, en général silicatée, éventuellement accompagnée des phases gazeuse (bulles) et solide (cristaux) et dont la possible cristallisation suite au refroidissement donne lieu à une roche magmatique. Les magmas résultent directement ou indirectement de l'évacuation de la chaleur terrestre. Dans un cas, la fusion de roches mantelliques permet de dissiper l'énergie par convection de matériel dans le manteau (Spohn & Schubert, 1982). Le magma parvient quelquefois en surface, en contextes intraplaques et au niveau de dorsales médio océaniques. Dans le second cas, la dispersion de la chaleur entraîne le mouvement de plaques lithosphériques, et dont la collision ou la subduction produit la fusion partielle des roches enfouies. La nature chimique des magmas dépend de la roche source. Par la suite, selon leur composition chimique et les conditions environnantes (température, pression, conditions redox...), les magmas aboutissent à toute une variété de roches magmatiques. Les classifications qui existent pour les reconnaître sont basées sur les proportions de cristaux qu'elles contiennent, les textures et/ou les concentrations relatives en différents oxydes. Par exemple, la teneur en silice (SiO_2) d'une roche ou d'un magma traduit son degré de différenciation, synonyme d'évolution depuis le magma source. Pour qualifier brièvement une roche sans tenir compte d'aucun processus, on utilisera les termes basique (pauvre en SiO_2) et felsique (riche en SiO_2). La texture d'une roche s'appuie sur les proportions et l'arrangement des différentes phases qui la constituent. Par exemple, les roches plutoniques, des roches stockées en profondeur pendant longtemps, sont exclusivement composées de cristaux qui ont eu suffisamment de temps pour croître. A l'inverse, de nombreuses roches volcaniques, émises en surface et rapidement refroidies, conservent encore du verre. Les nombreuses roches magmatiques observées traduisent la grande variété de magmas existant ou ayant existé, avec des propriétés chimiques et physiques diverses, parmi lesquelles les propriétés rhéologiques qui contrôlent le comportement des magmas pendant leur transfert depuis leur source jusqu'à leur niveau de mise en place finale.

2. EVOLUTION ET COEXISTENCE DE MAGMAS

Du fait de la nature des roches mantelliques et des roches subduites, les magmas générés sont essentiellement des basaltes qui vont se placer à un niveau structural en fonction de leur densité. Typiquement, ils viennent s'intercaler dans la croûte moyenne ou supérieure, formant des réservoirs magmatiques (par exemple Yoshinobu et al, 1998). Lorsque ces réservoirs alimentent un volcan, ils sont appelés chambres volcaniques. Une fois en place, ces réservoirs continuent leur évolution. Le refroidissement par contact avec l'encaissant plus froid tend à cristalliser le réservoir. Bowen (1915) a proposé une suite de cristallisation de minéraux définissant la cristallisation fractionnée. En fonction des minéraux cristallisant, le liquide s'enrichit en éléments légers (Si et alcalins) et s'appauvrit en éléments réfractaires (tels Fe, Mg, Ca...). Par exemple, un liquide basaltique qui cristallise de l'olivine $(\text{Fe, Mg})_2 [\text{SiO}_4]$ s'appauvrit en fer et magnésium puisque l'olivine est plus concentrée que lui en FeO et MgO. A l'inverse, le liquide s'enrichit en silice. Ainsi, la cristallisation fractionnée entraîne l'évolution chimique d'un magma, caractérisée par sa teneur en silice. On distingue différents magmas en fonction de leur composition : des compositions basiques (exemple du basalte, $\text{SiO}_2 \sim 48$ % pds) à évoluées (exemple de la rhyolite, $\text{SiO}_2 > 70$ % pds) en passant par des compositions intermédiaires (trachyte, andésite, dacite...). D'autres phénomènes influencent la composition chimique du réservoir magmatique tels que l'assimilation de roches encaissantes ou la contamination par certains éléments

chimiques. Un autre phénomène, relativement fréquent en contexte de subduction, bouleverse les conditions chimiques, mais également physiques du réservoir ; il s'agit de la réalimentation du réservoir par un magma basique (par exemple Anderson, 1976 ; Sparks & Sigurdsson, 1977 ; Sakuyama, 1979 ; Eichelberger, 1980 ; Coulon et al, 1984 ; Bacon, 1986 ; Nixon, 1988 ; Michael, 1991). En conséquence, des (1) réservoirs différenciés, (2) couramment alimentés par (3) un magma basique impliquent la juxtaposition de magmas chimiquement contrastés appelés par la suite extrêmes compositionnels. L'observation sur le terrain offre de nombreux exemples de la co-existence de 2 (voire davantage) magmas différents.

3. ORIGINE DES MELANGES DE MAGMAS

La communauté scientifique est maintenant convaincue de l'existence d'un tel processus. Cependant, il a fallu du temps et bouleverser les mentalités pour que le mélange de magma se face une place. Dès 1851, le chimiste Robert Bunsen propose l'idée que le mélange entre deux magmas est à l'origine de la majorité de la diversité compositionnelle des roches magmatiques observées (Bunsen, 1851). Il classe des roches volcaniques d'Islande en fonction de leur teneur en SiO_2 , et calcule les proportions de mélanges entre 2 pôles pour obtenir toute la gamme de roches échantillonnées et analysées. Mais le nouveau concept est mal intégré pour 2 raisons principales. Tout d'abord, R. Bunsen est un chimiste et Sartorius von Waltershausen ayant déjà travaillé sur les mêmes roches réplique immédiatement (Sartorius von Waltershausen, 1853). La deuxième raison vient du fait que Bunsen ne propose aucun autre procédé pour expliquer la diversité des magmas et le mélange de magmas devient un processus exclusif. L'idée est donc critiquée au point d'être complètement rejetée. Le principe de cristallisation fractionnée développé par Bowen (1915) vient enterrer le concept de mélange de magmas. Pourtant, des travaux ont fourni des preuves telle que la co-solidification d'enclaves dans leur encaissant (Phillips, 1880 ; Harker, 1904), la forme des enclaves, déformées dans un état suffisamment mou avec l'encaissant (Reyer, 1881), l'intrusion simultanée de magmas gabbroïque et granitique (Massif granitique de Brocken, Lossen, 1889 ; Erdmannsdörffer, 1912). De Lapparent (1913) observa sur le complexe granitique de la Haya (Pyrénées) des textures similaires aux textures observées dans les produits volcaniques d'Irlande et décrit par Bunsen (1851). Brower (1921) décrit quelques temps plus tard des enclaves basiques apparentées au dôme andésitique de l'archipel Malais. La visite de Wilcox sur le volcan Novarupta, Katmai (Alaska) lance un nouveau débat sur l'origine de ponces et laves rubannées. Wilcox (1944) conclut que le rubanement provient du mélange entre une rhyolite et un basalte et propose que ce mélange se produit en profondeur. Williams (1952) « pousse le bouchon un peu plus loin » en suggérant pour la première fois un lien entre le mélange de magmas et l'éruption d'un volcan costaricain. En effet, dans les tuffis, des tessons de verre de différentes couleurs et dégageant des index de réfraction différents se sont formés, selon lui, par désintégration explosive d'un magma hétérogène juste avant son éruption. C'est à partir des années 1950 seulement que le concept de mélange de magmas fait son retour. En effet, il s'avère indispensable pour expliquer ces observations de terrain ; dans leur article « Basic Magma Chilled against Acid Magma », Wager & Bailey (1953) démontrent que l'auréole de cristaux sur le bord d'enclaves basiques est une texture de trempe apparue lorsque le magma basique encore liquide est venu contre le magma évolué encaissant. Cette publication est la première d'une nouvelle et longue série rapportant des textures de mélanges observées sur le terrain (quelques unes seulement : Bailey & McCallien, 1956 ; Elwell, 1958 ; Elwell et al., 1960, 1962 ; Gibson & Walker, 1963 ; King, 1964, 1965a, 1965b ; Blake et al., 1965 ; Wager et al., 1965 ; Blake, 1966 ; Walker & Skelhorn, 1966 ;

Kranck, 1969 ; Thompson, 1969 ; Didier et Lameyre, 1969a, 1969b). Les textures de mélanges sont donc courantes et observées dans des systèmes plutoniques comme dans des produits volcaniques. Cependant, des roches ignées basiques sont parfois juxtaposées à des roches différenciées mais sans textures de mélanges visibles. En résumé, deux cas de figure se présentent : dans certains cas, les deux magmas se sont mélangés (partiellement à complètement), tandis que d'autres exemples montrent que les 2 magmas n'ont pas interagi. Enfin, il convient d'adoucir les extrémistes quant à l'existence de roches intermédiaires ; le mélange de magmas est un processus parmi d'autres (cristallisation fractionnée, différenciation de magma, assimilation) et n'est donc pas exclusif.

Les propriétés physico-chimiques des magmas après leur juxtaposition évoluent jusque dans les derniers stades de leur mise en place. Ainsi, la cristallisation par refroidissement, le dégazage par décompression etc. sont des facteurs qui compliquent la lecture des interactions entre les magmas sur le terrain, et limitent la compréhension d'un tel phénomène. C'est pourquoi, l'approche expérimentale est un moyen incontournable pour révéler les conditions nécessaires permettant le mélange de magmas, et comprendre comment se forment les textures de mélanges en reproduisant les conditions magmatiques.

Ce travail porte essentiellement sur les interactions entre des magmas chimiquement contrastés, abordées via une approche expérimentale. Plusieurs couples de magmas, secs et hydratés, et contenant différentes proportions de cristaux, ont été utilisés afin de définir les conditions rhéologiques favorables aux mélanges, et reproduire les textures naturelles observées. Les résultats présentés dans ce mémoire permettent de mieux comprendre les capacités de mélanges de magmas. Il s'agit de la première étude expérimentale sur les mélanges de magmas en conditions réalistes, à savoir haute température (mais « raisonnables »), haute pression, déformés en torsion à des vitesses raisonnables et concernant des magmas secs et hydratés.

CHAPITRE II :

PROBLEMATIQUES

1. LE PROBLEME DE LA COEXISTENCE DE MAGMAS DIFFERENTS

Après un siècle de réfutation puis de négligence, le concept de mélange de magmas est finalement devenu indispensable pour expliquer de nombreuses observations de terrain. Les trente premières années pendant lesquelles le concept s'est vraiment installé (1950-1980) a vu l'apparition d'une vingtaine d'articles sur le sujet. Pendant les trente années suivantes (1981-2011) ce sont plus de 900 publications qui ont vu le jour (www.georef.org, dans Perugini & Poli, 2012). L'essentiel de ces publications rapportent des observations de terrain, et sont une vaste source d'exemples témoignant de la juxtaposition de magmas différents. Mais quand peut-on parler de mélange de magmas ? Est-il possible de dire que 2 magmas sont mélangés à partir du moment où ils montrent quelques interactions ensemble (cristaux hors équilibre, enclaves...), ou faut-il réserver ce terme uniquement lorsque qu'aucun des extrêmes compositionnels n'est reconnaissable (roche hybride) ? Pour répondre à cette question, il faut donc qualifier davantage le processus. En effet, le mélange de magmas est un processus évoluant au cours du temps ou en fonction de certain paramètres, abordant la notion d'intensité de mélange. Une roche hybride est le résultat d'un mélange complet, abouti, alors qu'une roche litée, ou comportant des enclaves ou des schlierens suggère l'idée d'un processus avorté puisqu'il laisse des structures héritées des magmas de départ. Dans la littérature, le mélange mécanique est traduit en anglais par *mingling* et le mélange chimique par *mixing* (Bacon, 1986 ; Sparks & Marshall, 1986). Ces 2 termes, illustrés en Figure II-1, ne laissent transparaître aucune notion d'intensité, le mélange faisant référence à toute interaction entre 2 magmas. En plus de l'avancement du mélange, il convient de prendre en compte l'échelle à laquelle est décrit le mélange. Une roche possédant des lits de quelques millimètres d'épaisseur sera hétérogène si elle est observée avec une résolution inférieure ou égale à l'épaisseur de son litage. Cette même roche, observée avec une résolution centimétrique, paraîtra homogène. Le mélange faisant intervenir différentes textures suit la même logique ; une roche homogène à l'affleurement peut comporter des minéraux issus d'une autre roche suite à des mélanges.

Dans la suite de ce mémoire, le terme « mélange » fera également référence à toute interaction entre 2 magmas ou plus, et dont le produit donnera des textures de mélanges telles que rencontrées dans la nature et décrites ci-après.

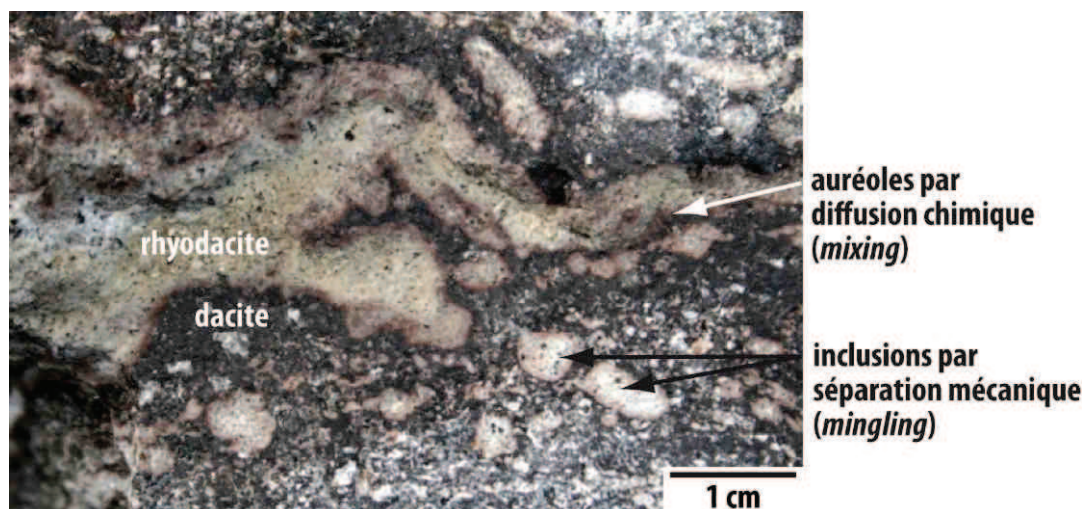


Figure II- 1 : produit naturel montrant des textures de mélange mécaniques (*mingling*) et chimiques (*mixing*) entre une dacite et une rhyodacite à Santorin (Grèce).

1.1. Des témoins prouvant le mélange de magmas

Les principales observations qui argumentent l'existence de mélange de magmas peuvent être classées selon 5 principales textures : les enclaves, les minéraux en déséquilibre dans leur roche hôte, les schlierens, les roches litées et les roches hybrides.

1.1.1. Enclaves

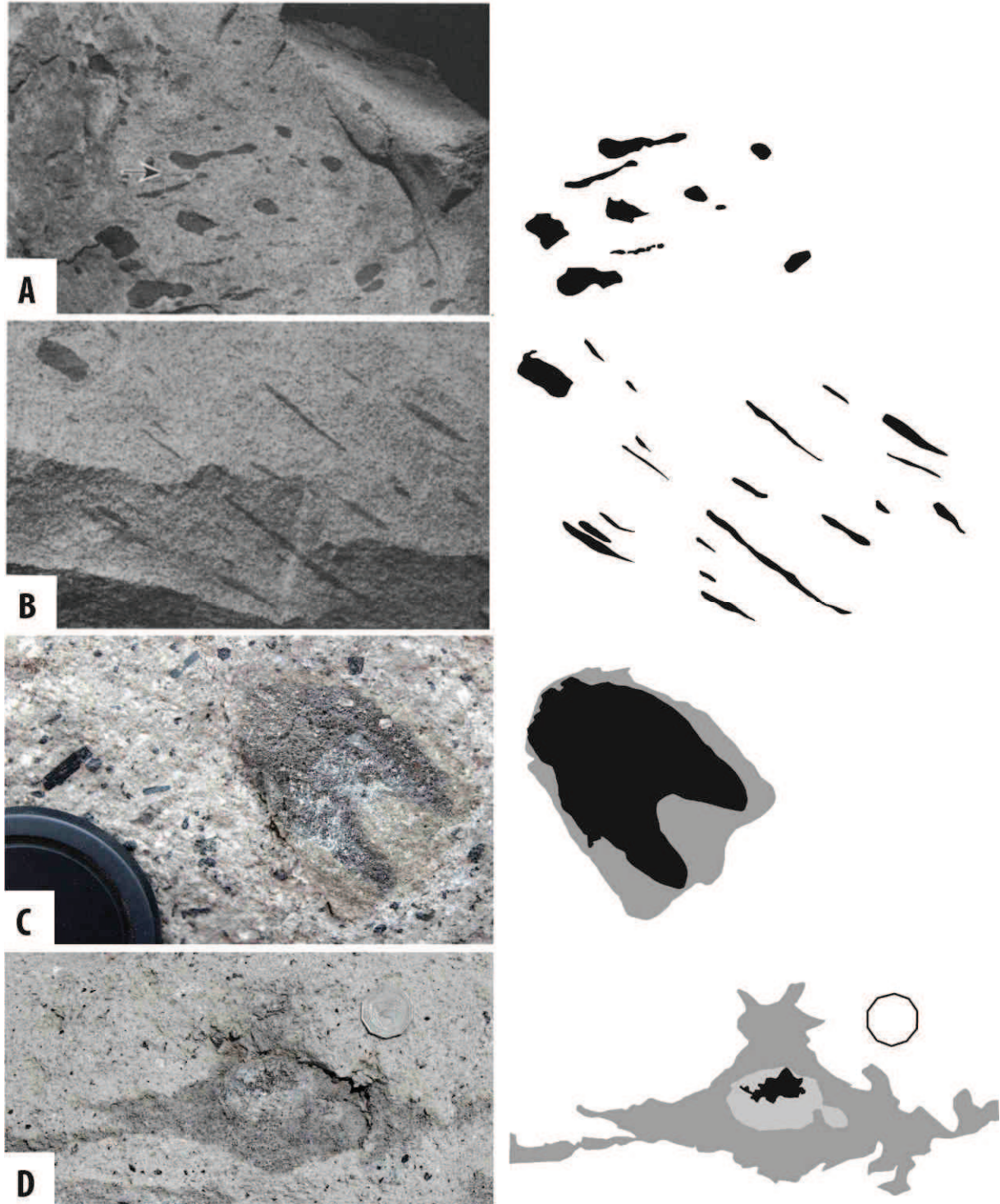


Figure II- 2 : exemples d'enclaves provenant du pluton Dinkey Creek (Californie ; A et B ; Williams & Tobisch, 1994) et du volcan de la Soufrière (Montserrat ; C, D). A, B et C montrent des enclaves ayant différents rapports de forme (~1 :1 jusqu'à ~14 :1) ; C et D montrent des relations entre différentes enclaves. Les couleurs ne suivent pas de code et n'ont pour but que de distinguer les différentes enclaves. La largeur des photos A et B est d'environ 1 mètre.

Un corps d'origine, taille, et nature non précisées présent dans une roche différente est appelée septa. Lorsque ce corps est d'origine magmatique et incorporé dans un autre magma hôte, il s'agit d'une enclave. La taille des enclaves varie de quelques micromètres correspondant à l'assemblage de quelques cristaux à plusieurs centaines de mètres (par exemple Reyer, 1881 ; Armienti et al., 1983 ; Frost & Mahood, 1987 ; Castro et al., 1990 ; Barbarin, 1990 ; Barbarin & Didier, 1992 ; Freundt & Schmincke, 1992 ; Fernandez & Gasquet, 1994 ; Williams & Tobisch, 1994 ; Bateman, 1995 ; Seaman et al., 1995 ; De rosa et al., 1996 ; Turner & Foden, 1996 ; Civetta et al., 1997 ; Barbey et al., 2001 ; 2008 ; Baxter & Feely, 2002 ; Asrat et al., 2004 ; Barbarin, 2005 ; Martin et al., 2006 ; Pons et al., 2006 ; Barbey et al., 2008 ; Seaman & Chapman, 2008 ; Pietranik & Koepke, 2009 ; Davi et al., 2010 ; Turnbull et al., 2010 ; Guan et al., 2012 ; Caricchi et al., 2012). Les enclaves ont des formes très diversifiées : certaines sont des boules presque parfaites, d'autres sont tellement allongées qu'elles ont une forme de cigare (*prolate*, Fig. II-2A et B). Les enclaves les plus communes sont des ovoïdes avec un rapport de forme de 1 à 5. Il est parfois possible de repérer plusieurs étapes de genèse d'enclaves quand une roche *A* contient une enclave de roche *B*, elle-même contenant une enclave de roche *C* etc. (Fig. II-2C, D & E). Les contacts entre les différentes enclaves plus ou moins allongées peuvent être arrondis ou anguleux. Une auréole constituée de petits minéraux ceinturant l'enclave est souvent visible (Eichelberger, 1980 ; Barbarin et Didier, 1992 ; De Rosa et al., 2003). Les enclaves sont très nombreuses et témoignent ainsi de la fréquence des interactions entre différents magmas. Les dykes sont parfois à l'origine d'enclaves ou d'essaims d'enclaves suite à leur désagrégation dans le magma hôte en fonction de la rhéologie des matériaux impliqués (Castro et al., 1990 ; Barbarin & Didier, 1992 ; Fernandez & Gasquet, 1994 ; Barbarin, 2005 ; Pons et al., 2006 ; Turnbull et al., 2010).

1.1.2. Cristaux zonés / en déséquilibre dans leur hôte

Pendant son refroidissement, le liquide magmatique cristallise des minéraux dont la composition chimique reflète les conditions de stockage du magma. En effet, la composition chimique des minéraux est imposée par la composition chimique du magma, mais suit une certaine variance en fonction de la pression, de la température et des conditions redox. Les minéraux enregistrent donc les conditions de stockage du magma et sont sensibles aux variations chimiques ou physiques telles qu'un changement de composition chimique ou l'augmentation de température lors de la recharge du réservoir magmatique (Anderson, 1976 ; Sakuyama, 1979, 1981, 1984 ; Castro et al., 1990 ; Freundt & Schmincke, 1992 ; Nakamura, 1995 ; Bateman, 1995 ; Seaman et al., 1995 ; Pallister et al., 1996 ; Venezky & Rutherford, 1997 ; Clyne, 1999 ; Miller et al., 1999 ; Kuscü & Floyd, 2001 ; Baxter & Feely, 2002 ; Reubi et al., 2002 ; Perugini et al., 2003 ; Gerbe & Thouret, 2004 ; Troll et al., 2004 ; Perugini et al., 2005 ; Browne et al. 2006a, b ; Pal et al., 2007 ; Pietranik & Koepke, 2009 ; Costa et al., 2010 ; Davi et al., 2010 ; Kent et al., 2010 ; Turnbull et al., 2010 ; Burda et al., 2011 ; Deering et al., 2011 ; Ray et al., 2011 ; Druitt et al., 2012 ; Eppich et al., 2012 ; Guan et al., 2012 ; Fig. II-3 & 4). Par exemple, l'assemblage de cristaux et leurs textures ont révélé le mélange entre 2 magmas ultrabasiques (volcan Slamet, Indonésie, Reubi et al., 2002). Certains produits magmatiques comportent des minéraux chimiquement en déséquilibre dans leur matrice, tels que des quartz et olivines dans des dacites et andésites du volcan Narcondam (mer Andaman), et sont interprétées par Pal et al. (2007) comme résultant d'un mélange entre une rhyolite (fournissant le quartz, les plagioclases sodiques) et un basalte (dédié par équilibre chimique, et fournissant l'olivine). L'association de minéraux tels que quartz et olivine est impossible sans invoquer l'interaction entre différents magmas.

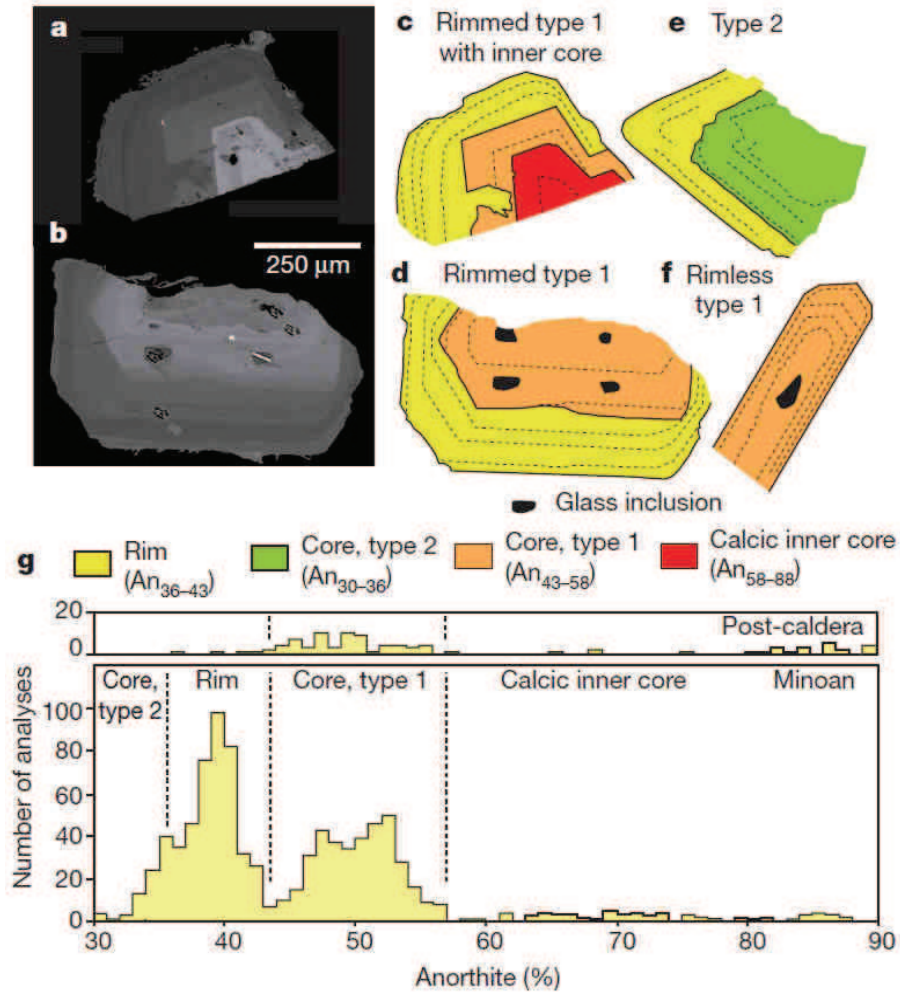


Figure II- 3 : Plagioclases zonés par le changement de la concentration en anorthite lors de la cristallisation des minéraux (Druitt et al., 2012)

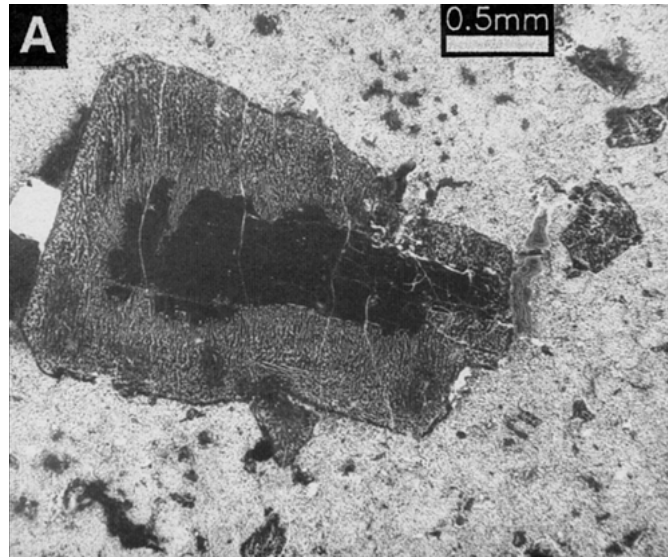


Figure II- 4 : Cristal d'anorthoclase montrant des figures de résorption et de recrystallisation (Freundt & Schmincke, 1992)

1.1.3. Schlierens

Les schlierens sont des corps magmatiques anisométriques chimiquement différents de la roche magmatique qui les entoure (Fig. II-5A). Les schlierens sont relativement courants dans les plutons et traduisent la fluidalité du magma lors de phénomènes hydrodynamiques ou encore la

déformation synchrone d'objets et de leur magma hôte (complexe de Quérigut, Marre, 1973 ; Granite de Pyramid Peak, Californie, Wiebe et al., 2002 ; pluton de Negash, Ethiopie, Asrat et al., 2004 ; Lamarck, Sierra Nevada, Californie, Frost & Mahood, 1987 ; Barbarin, 2005 ; pluton de Budduso, Sardaigne, Barbey et al., 2008). Ils se distinguent des enclaves par leur intensité d'élongation et peuvent avoir plusieurs origines. Certains schlierens sont issus de l'étirement d'enclaves (par exemple Barbey et al., 2008), d'autres ont une forme circulaire et sont interprétés par Clarke et al. (2013) comme résultant de mouvements verticaux tels que la remontée de bulles ou la chute de xénolithes. D'autres encore sont issus de la sédimentation de cristaux plus denses que le magma mais ne résultent pas de l'interaction entre des magmas et ne seront pas considérés dans la suite de cette étude.

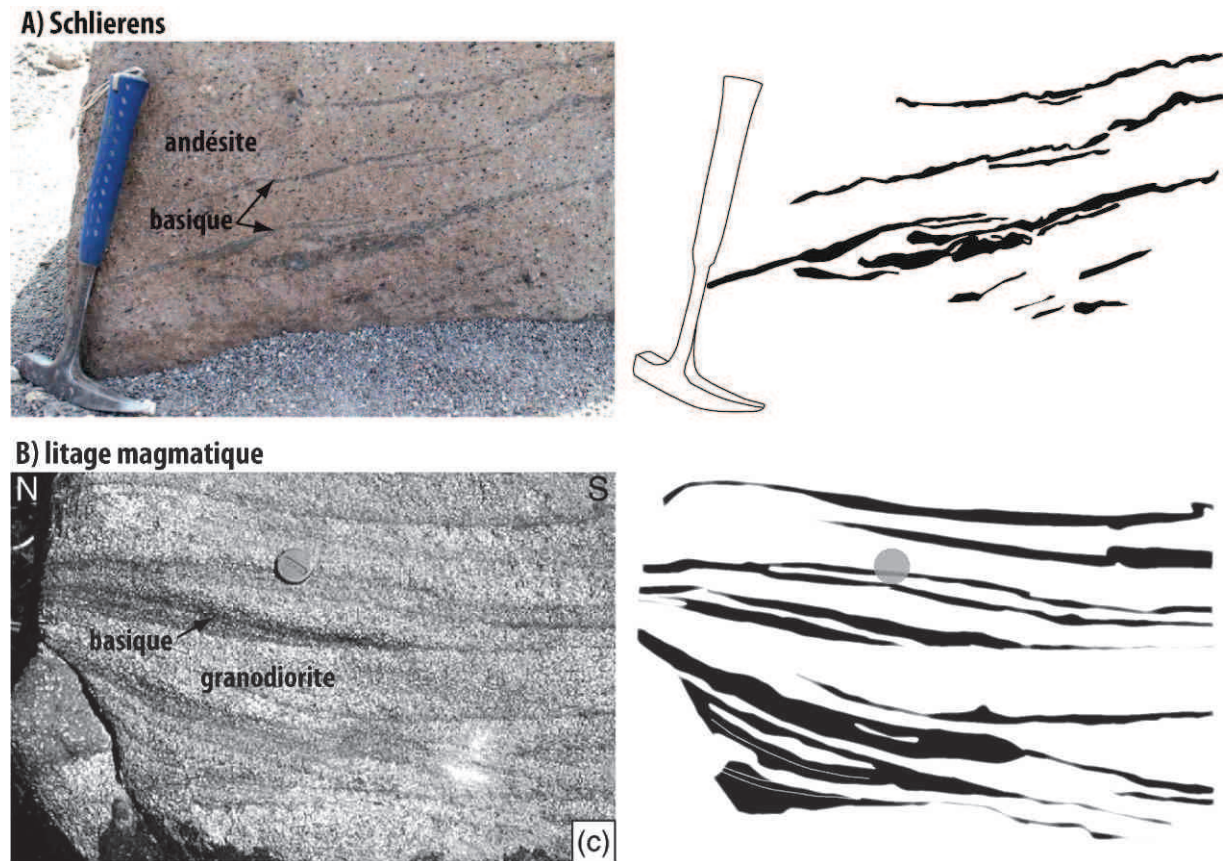


Figure II- 5 : Schlierens (A) et litage magmatique (B) provenant respectivement d'un bloc d'une coulée de bloc et cendres (Montserrat), et du pluton de Tarçouate, Maroc (d'après Pons et al., 2006)

1.1.4. Magmas lités

Les roches magmatiques litées sont relativement courantes et font suite à 2 mécanismes : l'un est la stratification de la chambre magmatique par ségrégation des cristaux et différenciation du liquide. C'est un processus normal pendant l'évolution d'un réservoir magmatique (exemple : le populaire massif de Skaergaard, Groenland ; McBirney & Noyes, 1979). L'autre correspond à la juxtaposition de différents magmas lors de la recharge du réservoir. Seul le deuxième cas nous intéresse dans le cadre de cette étude. Plusieurs publications reportent la coexistence de roches chimiquement différentes sous la forme d'une alternance de « lits » (par exemple Dôme Aliso, Arizona, Seaman et al., 1995 ; Vourvoulos tuffs, Santorin, Grèce, Druitt et al., 1999 ; Lipari, Italie, De Rosa et al., 2003 ; pluton de Tarçouate Maroc, Pons et al., 2006 ; pluton de Budduso, Sardaigne, Barbey et al., 2008). Le litage magmatique illustré en figure 5B est interprété comme des figures analogues à celles observées en milieu hydrodynamique actif dans des domaines sédimentaires, mais

le blindage des biotites par des amphiboles dans les matériaux formant les schlierens suggère une origine par mélange magmatique (Pons et al., 2006). Dès lors, l'étirement et le pissement répété de différent corps peut aboutir à ce genre de figure. Ce type de textures peut également être qualifié de mélange chaotique (Fig. II-6 ; Ottino et al., 1989 ; Perugini et al., 2003, 2004 ; Perugini et Poli, 2012 pour davantage de détails).



Figure II- 6 : Cas naturel de mélange chaotique (Perugini et al., 2003).

1.1.5. Roches hybrides

Une roche parfaitement hybride est une roche dans laquelle les produits de départ ne sont plus reconnaissables. Des témoins peuvent cependant persister, en particulier les cristaux hors équilibre et les cristaux zonés. Les inclusions vitreuses piégées dans des cristaux ne sont pas des témoins de mélange, mais à l'inverse, les preuves d'un liquide primaire (par exemple Reubi & Blundy, 2009). En comparaison avec les roches andésitiques (volcanique ou plutoniques), les inclusions andésitiques sont beaucoup moins présentes (Fig. II-7, Reubi & Blundy, 2009). Par ailleurs, les andésites présentent très souvent des cristaux montrant des déséquilibres avec leurs hôtes. C'est pourquoi Reubi & Blundy (2009) proposent le mélange de magmas comme étant le principal mécanisme à l'origine des andésites, participant à la genèse de la croûte continentale (Anderson, 1976 ; Rudnick, 1995). La fusion/cristallisation de basalte donne également lieu à des andésites (Fairbrothers et al., 1978). Le débat existant sur l'origine de la croûte continentale est finalement peu pertinent puisque les 2 mécanismes sont reconnus comme participant à la formation de roches intermédiaires (par exemple Glass Mountain, Eichelberger, 1975 ; Tumacacori Mountains, Seaman et al., 1995 ; Massif de Genera, Espagne, Castro et al., 1990 ; Pinatubo, îles Philippines, White, 1995 ; Sierra Nevada, Californie, Reid et al., 1983 ; Frost & Mahood, 1987 ; Manley et al., 2000 ; pluton de Negash, Asrat et al., 2004 ; Mount Hood, Oregon, Kent et al., 2010).

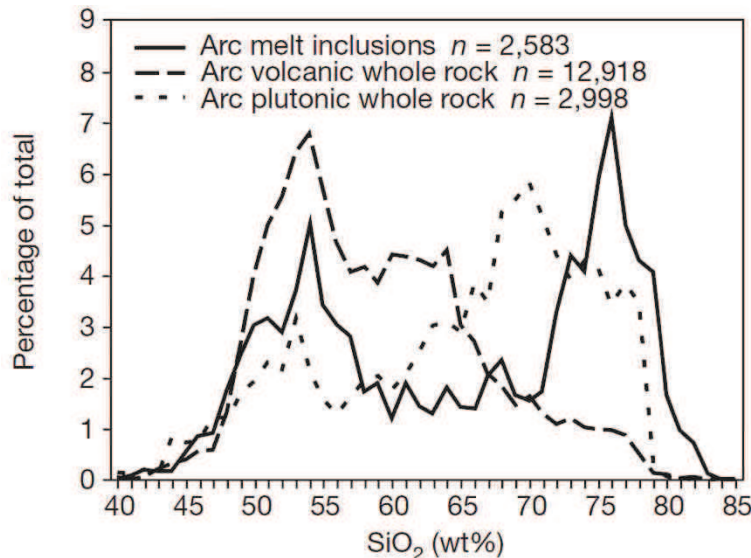


Figure II- 7 : Abondance des inclusions et magmas en contexte d'arc en fonction de leur concentration en SiO₂ (Reubi & Blundy, 2009).

1.2. Occurrence, conditions et contexte de mélange

1.2.1. Occurrence et conditions de mélange magmatique

Les conditions pré-éruptives de quelques 104 produits volcaniques ont été déterminées (Scaillet et al., 1998 ; Takeuchi, 2011 ; Andújar & Scaillet, 2012). Ces éruptions sont représentatives des éruptions courantes car elles concernent des magmas dont la concentration en SiO_2 s'étend de 46 à 78 % pds, la température de stockage est comprise entre 675 et 1190°C, avec la fraction cristalline et la teneur en eau variant respectivement entre 0 et 55 % et entre 0 et 7 % pds (Fig. II-8A & B). De nombreux affleurement de roches plutoniques montrent des textures similaires, et il est raisonnable de penser que le processus de mélange de magmas n'est pas restreint aux réservoirs volcaniques uniquement.

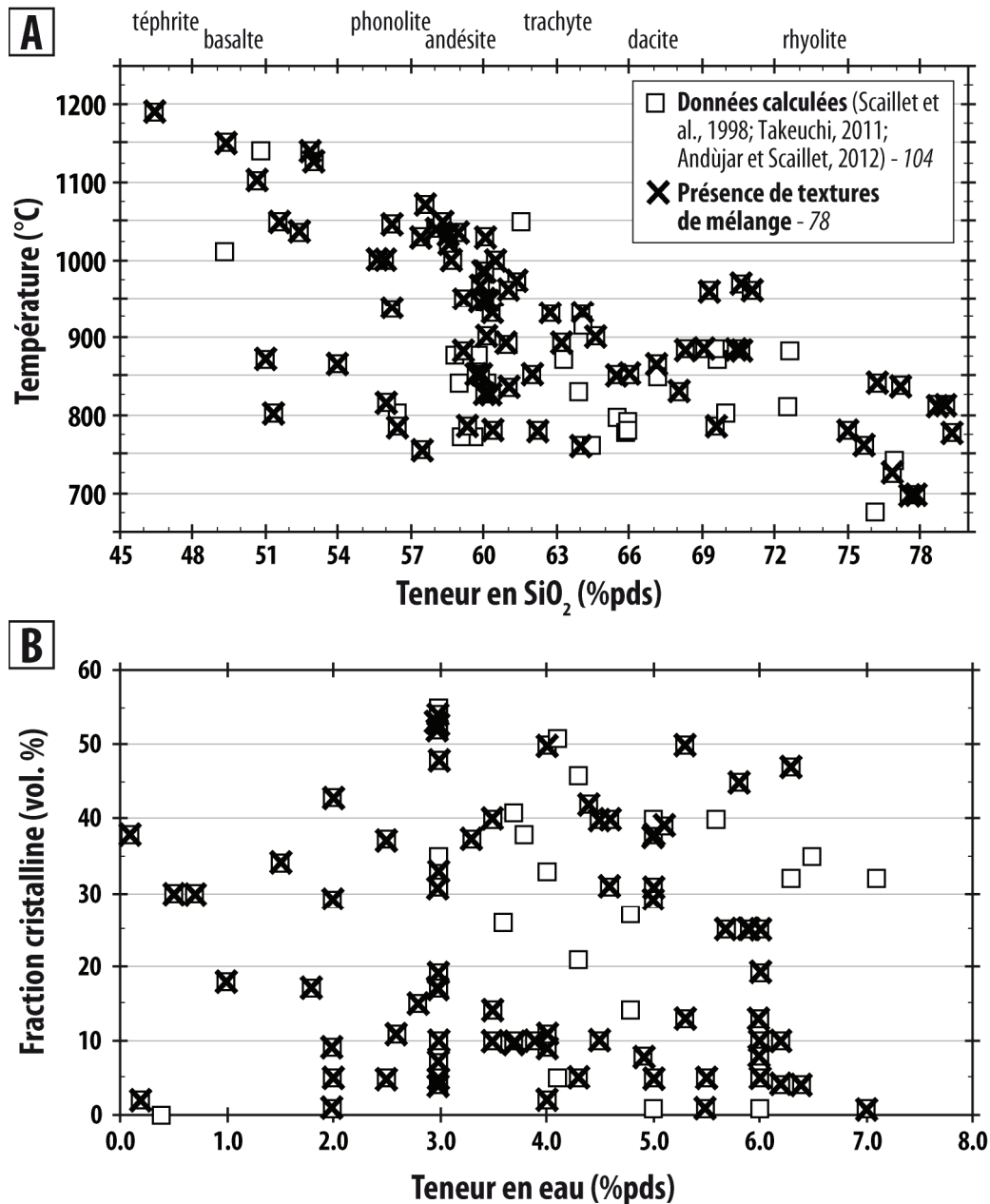


Figure II- 8: Occurrence des textures de mélanges de magmas dans la compilation de produits d'éruptions volcaniques (calcul des conditions pré-éruptives de Scaillet et al., 1998 ; Takeuchi, 2011 ; et Andújar & Scaillet, 2012) replacée dans des diagrammes Température - Concentration en SiO_2 (A) et Fraction cristalline – Concentration en eau (B).

Parmi ces 104 éruptions, 78 présentent des textures de mélanges reportées dans la littérature (ce nombre est un minimum). Ces 78 produits couvrent une large gamme de température et teneur en silice, et ne sont pas restreints à un domaine particulier. Par conséquent, le mélange de magma est un phénomène très courant dans les réservoirs volcaniques car il concerne de nombreux magmas, tel que suggéré par Anderson (1976) : « *Magma mixing is a widespread, if not universal igneous phenomenon of variable importance* ». Les 26 produits éruptés ne montrant pas de figure de mélanges concernent également diverses températures et concentration en SiO_2 . Trois hypothèses s'ensuivent : soit ces 26 roches sont issues d'un magma unique, soit plusieurs magmas résidaient dans le réservoir mais leur état ou les conditions de stockages n'étaient pas favorables au mélange, ou bien un mélange a eu lieu jusqu'à l'équilibre parfait. Il faut alors définir les conditions de stockage des magmas (température, pression, conditions redox...), et leur caractéristiques (composition, dont teneur en volatils, fraction cristalline, assemblage minéral...) pour en extraire les conditions favorable à leur mélange.

Puisque des textures de mélange sont retrouvées dans des roches provenant de magmas stockés dans des conditions variées, c'est-à-dire entre 700 et 1200°C et à pressions variées (différentes teneurs en eau dissoute dans le liquide), ni la température ni la pression ne semblent être des facteurs définissant directement les capacités de mélange. La composition chimique, au travers de la teneur en silice, et la quantité d'eau ne semblent pas non plus influencer le mélange. En revanche, la viscosité calculée des différents produits éruptés atteint un maximum $\text{Log } \eta = 7.2$ excepté 2 valeurs (Fig. II-9). La viscosité résulte de nombreux paramètres (pression, température, composition chimique, teneur en volatils, fraction cristalline...) dont la combinaison agit probablement sur les capacités de mélange. Ce maximum de viscosité est également valable pour les produits volcaniques sans figure de mélange. Or la remobilisation d'un magma dépend de sa viscosité. Par conséquent, si le mélange et l'éruption volcanique dépendent l'un de l'autre, alors la viscosité pourrait être un facteur contrôlant le mélange de magmas, et la valeur $\text{Log } \eta = 7.2$ Pa.s pourrait bien en être le seuil maximum.

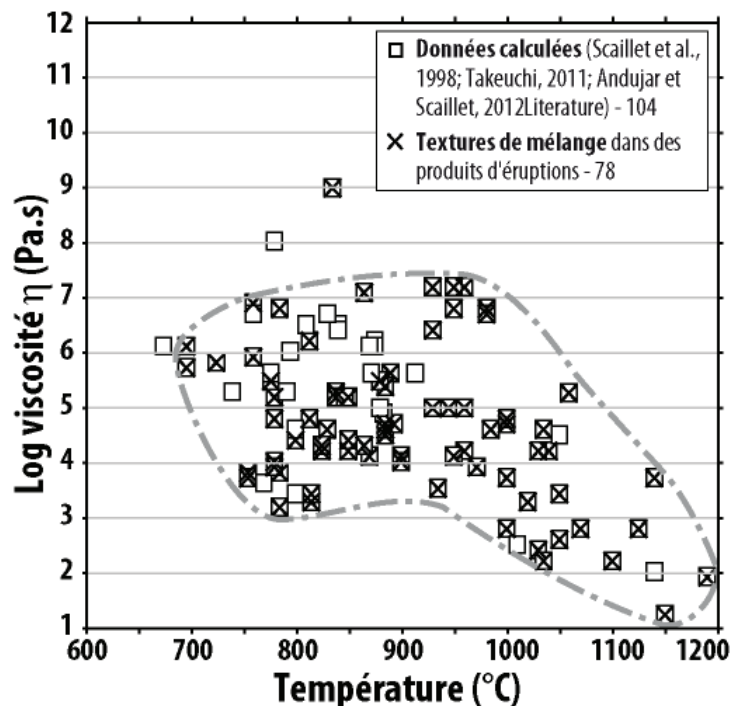


Figure II- 9 : viscosité calculée des éruptions référencées dans Scaillet et al, 1998 ; Takeuchi, 2011 et Andújar & Scaillet (2012), en fonction de la température de stockage.

Reyer (1881) imagine le premier le lien entre comportement rhéologique et mélange de magmas. En voyant la forme allongée et l'orientation de nombreuses enclaves parallèles à la foliation magmatique de leur roche hôte (Massif Adamello, Italie), il imagine que le magma donnant les enclaves était suffisamment « mou » pour couler avec le magma hôte (Fig. II-10). Son interprétation était juste, et a été proposée à maintes reprises par la suite (Voir section 2.2 de ce chapitre). L'observation de Reyner ne pouvait pas être vérifiée à cette époque, en particulier dans une ambiance réfractaire au concept de mélange de magmas. La viscosité est une notion appliquée aux gaz seulement (J. Maxwell), et Einstein développe la notion de viscosité d'une suspension (particules contenues dans un fluide) en 1906.

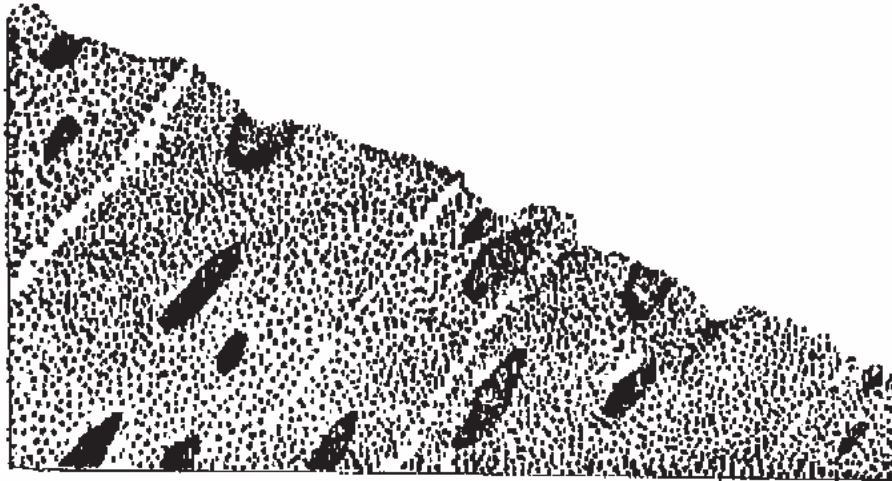


Figure II- 10 : schéma de l'affleurement d'une tonalite portant des enclaves basiques, massif Adamello, Italy (Reyer, 1881)

D'autres auteurs, se basant sur des textures naturelles, proposent également l'hypothèse de la contribution de la viscosité sur les capacités de mélanges et les figures produites. La forme de certaines textures de mélange semble être liée à la cristallinité du magma hôte (Eichelberger, 1980 ; Barbarin & Didier, 1992 ; Fernandez & Gasquet, 1994 ; Hallot et al., 1996 ; Barbarin, 2005). Eichelberger (1980) suggère que la texture microgrenue des MME (*Mafic Microgranular Enclaves*) provient de la cristallisation du terme basique et que les 2 magmas étaient liquides au moment de leur juxtaposition. Un magma peu visqueux injecté dans un autre magma crée une instabilité (Saffman-Taylor) au niveau de l'interface provoquant dans un premier temps une ondulation et allant jusqu'à détacher des « doigts » (viscous fingering ; Barbarin & Didier, 1992 ; Perugini & Poli, 2005). Selon l'intensité de l'injection, et la quantité de déformation, des enclaves peuvent se former. Il se peut également que le magma s'injecte dans les fractures de l'hôte, si ce dernier est relativement cristallisé (Hibbard and Watters, 1985). Dès lors, l'interface est instable et des enclaves se forment par dislocation du magma injecté. Ce phénomène suit une loi fractale, n'étant donc pas soumis à une échelle spatiale (Bébien et al., 1987).

D'après leurs observations sur le pluton de Tichka (Maroc), Fernandez & Gasquet (1994) attribuent à la fraction cristalline des magmas un rôle important dans leur comportement rhéologique. Les auteurs distinguent 3 états dans le comportement de chacun des magmas : (1) comportement newtonien, lorsque la fraction cristalline est inférieure à 0.35 ; (2) comportement rhéo fluidifiant ou binghamien, lorsque la fraction cristalline est comprise entre 0.35 et 0.65 ; et (3) comportement solide pour les plus hautes cristallinités. Dans un cas typique de refroidissement, le magma basique intrudant

cristallise le premier (comportement rhéo fluidifiant, binghamien ou solide). Si le magma hôte est peu cristallisé, des enclaves sont alors créées. Avec la cristallisation du magma felsique, les figures observées sont des structures bréchiques (Fernandez & Gasquet, 1994). Barbarin & Didier (1992) et Barbarin (2005) proposent un modèle qualitatif reliant la forme du magma (basique) injecté à la cristallinité du magma hôte (Fig. II-11). Plus la cristallinité du magma hôte est faible et plus le terme basique est dispersé. Les plus faibles fractions sont à l'origine de mélange chimique. Les cristallinités plus fortes aboutissent à des enclaves, puis à des dykes composites formant des essais d'enclaves (Pons et al., 2006), et enfin à des dykes qui remplissent les fractures de l'hôte. Une étude qualitative de Barbarin & Didier (1992) propose une explication sur la nature des figures de mélange en fonction de la cristallinité du magma hôte. Par ailleurs, les auteurs proposent que pour une même cristallinité, un magma basique est 10 à 1000 fois moins visqueux qu'un autre évolué. Les auteurs abordent la différence de viscosité lors des interactions entre deux magmas de différentes compositions. La fraction cristalline n'est pas l'unique paramètre définissant le problème de mélange ; la température est également un paramètre décrit comme influençant le mélange de magmas. Les minéraux formant l'auréole couramment observée autour des enclaves sont interprétés comme des cristaux de trempe résultant du refroidissement rapide d'un magma chaud dans son magma hôte plus froid (par exemple Eichelberger, 1980 ; Barbarin et Didier, 1992 ; De Rosa et al., 2003). Sparks & Marshall (1986) proposent en revanche que les enclaves témoignent d'un faible volume injecté, ayant permis leur refroidissement rapide. En revanche, leur préservation est due, non pas à un facteur physique (température, cristallinité), mais à un facteur chimique ; les enclaves et le liquide hôte sont immiscibles et la faible quantité de déformation permet de les préserver (Sparks & Marshall, 1986).

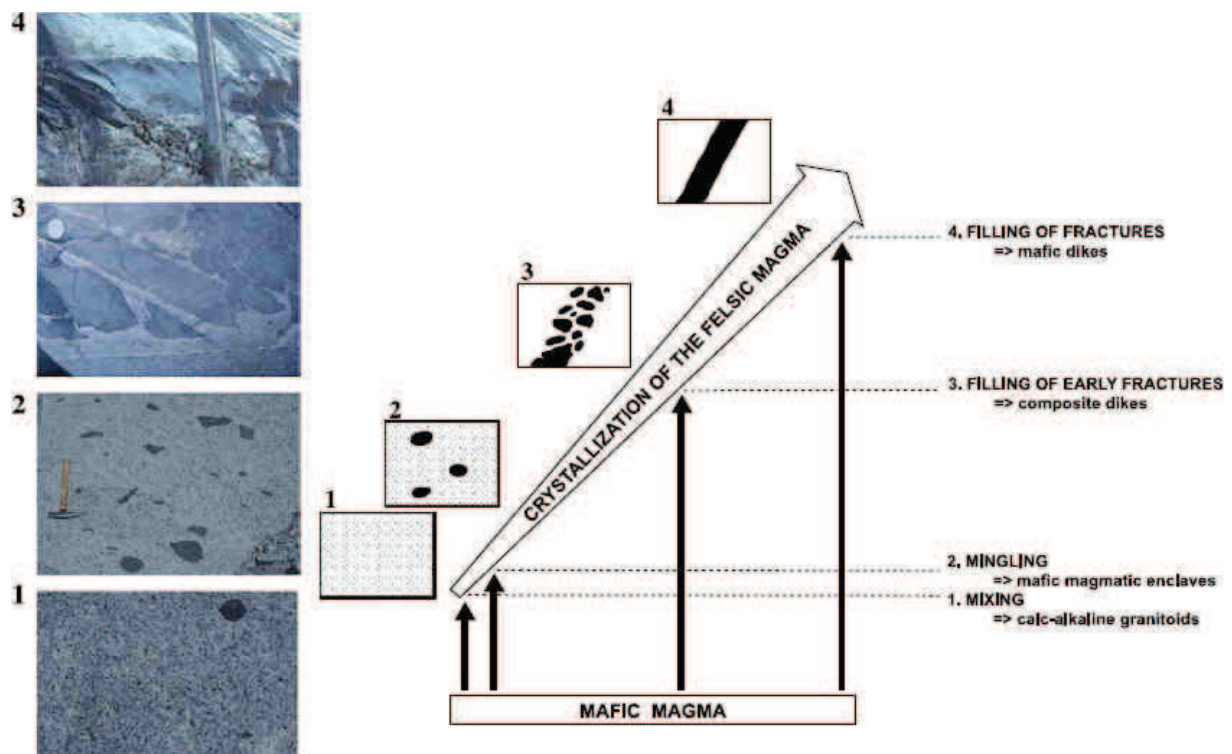


Figure II- 11 : modèle qualifiant la forme du magma recharge à différentes cristallinités du magma évolué hôte (d'après Barbarin & Didier, 1992).

A partir de l'étude de l'interaction entre une rhyolite et une latite des îles Lipari (Italie), Davi et al. (2009) identifient la température comme variable de la transition entre les mélanges chimiques et mécaniques par variation du contraste de viscosité entre les deux magmas. Les textures observées et la

détermination des conditions lors de leur formation conduisent les auteurs aux conclusions suivantes : le mélange mécanique a lieu lorsque la latite est plus visqueuse que la rhyolite et l'inverse entraîne le mélange chimique (Fig. II-12).

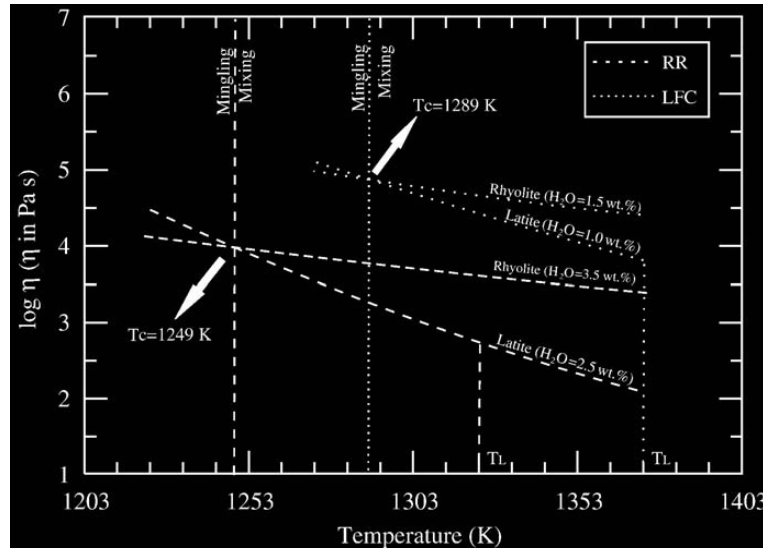


Figure II- 12 : Graphique illustrant l'évolution de la viscosité de laves de Roche Rosse (Lipari, Italie) et La Fossa Cone (Vulcano, Italie) avec la température (Davi et al., 2009). Le mélange mécanique ou chimique intervient en fonction de la viscosité relative des extrêmes compositionnels.

L'étude des interactions entre différents magmas de dôme Aliso (Arizona) a permis à Seaman et al. (1995) de calculer les viscosités des magmas. Dans les conditions retrouvées par les auteurs, les dacite et rhyolites participant au mélange ont des viscosités apparentes comprises entre 10^8 et 10^{10} Pa.s. Seaman et al. (1995) soutiennent donc la possibilité de mélange de magmas malgré une viscosité relativement élevée en contexte de dôme, soit 1 à 5 ordres de grandeur de plus que la viscosité attendue dans les réservoirs magmatiques.

1.2.2. Contexte de mélange de magmas

La fréquence des figures de mélange dans les roches magmatiques indique que le processus est courant se produisant sur de vastes gammes de pression, température, compositions chimiques (Sparks et al., 1977 ; Sakuyama, 1979 ; 1981 ; Bacon, 1986 ; Civetta et al., 1991 ; Nakamura, 1995 ; Pallister et al., 1996 ; Mandeville et al., 1996 ; Venezky & Rutherford, 1997 ; Clyne, 1999 ; Eichelberger & Izbekov, 2000 ; Browne et al., 2006 ; Pal et al., 2007 ; Eichelberger, 2010 ; Ruprecht & Bachmann, 2010). Le cas le plus fréquent, en particulier dans le contexte du volcanisme d'arc, est celui d'une chambre différenciée réalimentée par un magma basique et plus chaud. Cependant, le contraire est également possible (Eichelberger & Izbekov, 2000, et autres références citées dans leur article). Les magmas intermédiaires ne sont pas à exclure. Dans le cas le plus courant, le magma hôte a une composition dacitique à rhyolitique et une fraction cristalline variable. Le magma rechargeant le réservoir, quant à lui, est typiquement un basalte issu de la fusion partielle du manteau (Didier & Lameyre, 1969 ; Anderson, 1976) ; il a donc une température relativement élevée (jusqu'à $\sim 1200^\circ\text{C}$) et contient peu de cristaux. Les deux magmas chimiquement contrastés viennent en contact dans un réservoir magmatique en profondeur subissant une pression lithostatique. Cette pression permet aux magmas de conserver une fraction de volatils (principalement de l'eau) dissous dans la phase liquide. La recharge d'un réservoir magmatique peut se faire selon des pulses répétés (par exemple Irvine & Smith, 1967 ; Tepley et al., 2000) ou un remplissage continu (Wilcox, 1954 ; Reagan et al., 1987,

entre autres) par un réseau de dykes ou selon un panache (*plume*). Dans les deux cas, les vitesses de déplacement relatif du magma recharge par rapport au magma hôte avoisinent 10^{-4} à 10^{-2} s^{-1} (Albertz et al., 2005). Les mouvements du/des magma(s) dans le réservoir sont ensuite bien plus lents, (10^{-15} à 10^{-7} s^{-1} ; Albertz et al, 2005 et autres références citées dans leur article), sauf dans le cas d'une éruption volcanique. L'interaction éventuelle entre différents magmas se fait donc à des vitesses inférieures à 10^{-2} s^{-1} .

La Figure II-13 résume le contexte et les conditions dans lesquels le mélange de magmas est observé. Les principaux paramètres qui conditionnent l'environnement dans lequel des magmas sont susceptibles de se mélanger sont :

- la température
- la pression
- la vitesse de transfert/déformation
- la composition chimique des magmas impliqués, incluant la concentration en volatils (dont l'eau)

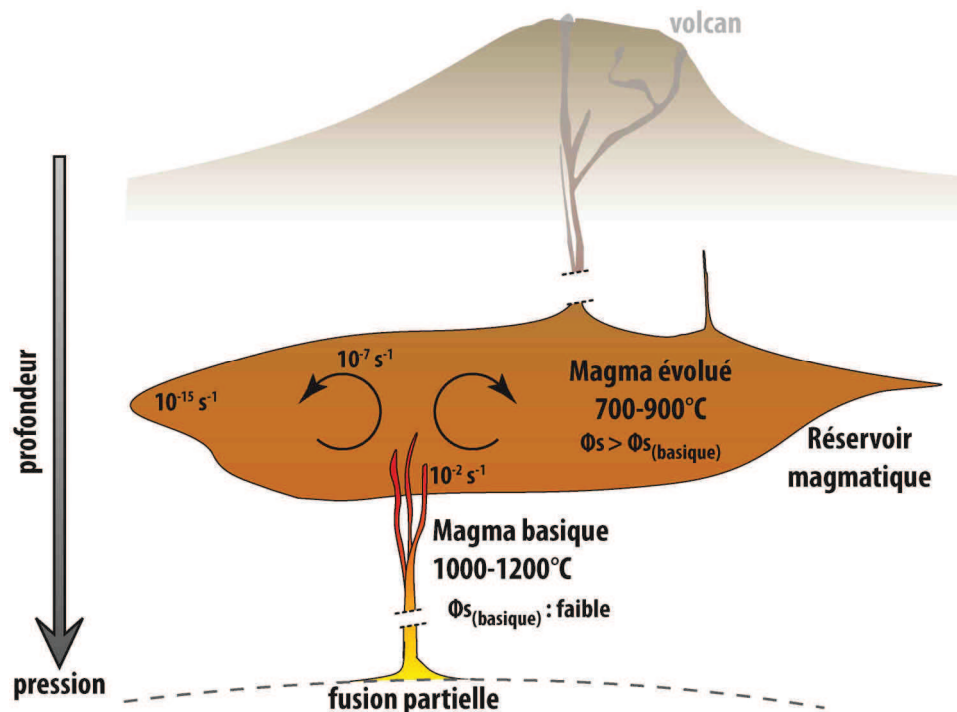


Figure II- 13 : schéma symbolisant les principaux paramètres et le contexte dans lequel des magmas peuvent se mélanger.

2. MELANGES DE MAGMAS : ETAT DE L'ART

Les observations de terrains ont, à de nombreuses reprises, révélé l'existence de magmas juxtaposés en profondeur dont certains seulement ont pu se mélanger. Des travaux analogiques, numériques et expérimentaux ont tenté d'expliquer les conditions requises pour le mélange de magmas. Les premiers furent les travaux analogiques, consistant bien souvent à mettre en contact des gels et solutions dont la viscosité et la densité étaient les variables (McBirney, 1980 ; Huppert et al. 1984 ; Blake & Ivey, 1986 ; Blake & Campbell, 1986 ; Campbell et Turner, 1985, 1986 ; Turner & Campbell, 1986 ; Sparks & Marshall, 1986 ; Freundt & Tait, 1986 ; Koyaguchi & Blake, 1989 ; Castro et al., 1990 ; Thomas et al., 1993 ; Snyder & Tait, 1996 ; Jellinek et al, 1999 ; Sato & Sato, 2009 ;

Woods & Cowan, 2009). A cela s'ajoute la géométrie du dispositif (diamètre du conduit, épaisseur des couches...) et le régime d'intrusion d'un des matériaux. Par la suite, grâce aux progrès technologiques, des travaux expérimentaux ont été réalisés, afin de considérer à la fois les aspects physiques et chimiques des mélanges (Kouchi & Sunagawa, 1982, 1983, 1985 ; Johnston & Wyllie, 1988 ; Carroll & Wyllie, 1989 ; Wyllie et al., 1989 ; Van der Laan & Wyllie, 1993 ; De Campos et al. 2004, 2008 ; Zimanowski et al., 2004 ; Perugini & Poli, 2005 ; Morgavi et al., sous presse). Les données issues de ces travaux, et inspirées des observations naturelles ont plus récemment nourri des modèles numériques (Ottino et al., 1988 ; Grasset et Albarède, 1994 ; Cardoso & Woods, 1996 ; Jellinek & Kerr, 1999 ; Bergantz, 2000 ; Scaillet et al., 2000 ; Phillips & Woods, 2002 ; Wallace & Bergantz, 2002 ; Perugini et al., 2002, 2003, 2008 ; Woods & Cowan, 2009 ; Perugini & Poli, 2012). La suite de ce chapitre recoupe les différentes approches pour présenter tout d'abord les textures de mélange reproduites artificiellement, puis les principales théories au sujet des conditions de mélange, et notamment le rôle important de la viscosité. Enfin, les hypothèses concernant les conséquences du mélange sur le fonctionnement du réservoir (et une éventuelle éruption) sont énoncées.

2.1. Textures reproduites

Plusieurs études ont cherché à reproduire ces textures pour en expliquer l'origine. Les plus pertinentes proviennent majoritairement de travaux expérimentaux, qui peuvent considérer les aspects physiques et chimiques des magmas. Les textures typiques, et leur origine, sont brièvement présentées.

2.1.1. Enclaves

Dans leur étude pionnière, Kouchi & Sunagawa (1982) créent une enclave (Fig. II-14A). Leur mélange consiste en 2 disques (basalte et dacite naturels, secs) superposés qu'ils soumettent à la rotation à 1210°C et pression atmosphérique. Les 2 composants se mélangent produisant un liquide homogène dans lequel baigne une enclave de composition dacitique chimiquement zonée. La torsion appliquée au système suppose la création d'enclaves par cisaillement. Cependant, la vitesse de déformation élevée (48 rotations par minute, soit environ $\dot{\gamma} = 2 \text{ s}^{-1}$) génère potentiellement des turbulences, et le magma basique, situé au dessus de la dacite, doit favoriser le mélange. Un autre schéma explique la formation d'enclaves : l'injection d'un matériel dans un autre plus visqueux engendre une instabilité, dite de Saffman-Taylor, et produit des digitations (*finger-like pattern* ; Hallot et al., 1996 ; Perugini & Poli, 2005 ; Fig. II-14B). Le détachement de doigts est potentiellement une cause de la formation d'enclaves.

2.1.2. Cristaux

Les cristaux et leurs textures (excroissance, résorption, zonation...) sont très utiles pour déterminer les conditions de stockage et d'équilibre des magmas. Cependant, les mécanismes de formation des cristaux en déséquilibre sont très rarement expliqués. Baxter & Feely (2002) proposent une explication simple quant à l'origine de certains cristaux avec des textures particulières synonymes de mélanges (quartz-hornblende ocellaire, feldspath-rapakivi...). Bien qu'habilement démontré, ce modèle reste appliqué au granite de Galway (Irlande) et concerne essentiellement des textures de surcroissance (Hibbard, 1991). Le mécanisme qui incorpore des minéraux dans un (autre) magma hôte n'est pas expliqué dans la littérature.

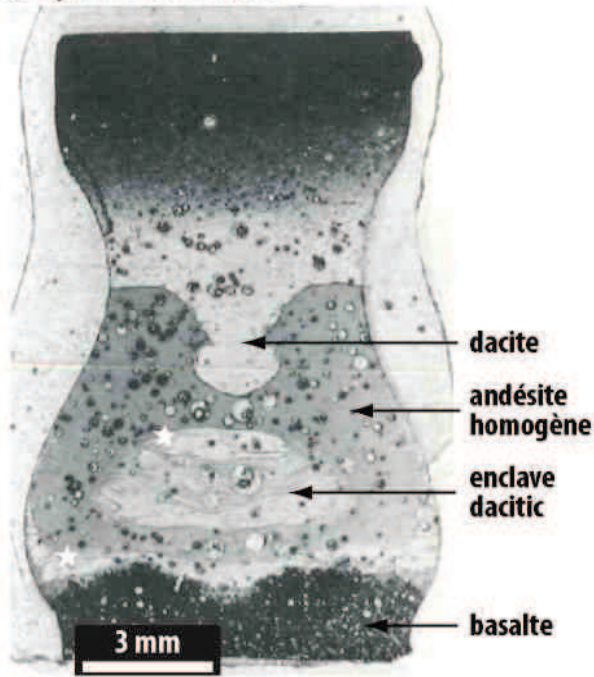
2.1.3. *Schlierens et litages magmatiques*

Les schlierens sont très souvent connectés à des enclaves. C'est la raison pour laquelle Barbey et al. (2008) proposent que les schlierens sont le résultat de l'élongation d'enclaves suite à une déformation non coaxiale (coulée, cisaillement) très intense (Fig. II-14C). Pour préserver ces structures, permettant leur reconnaissance pétrologique et texturale, soit la déformation est limitée, soit le mélange est interrompu. Un mécanisme permettant d'obtenir de telles structures est illustré par le mélange chaotique, consistant en la rotation, la convection, l'étirement et le plissement répété de couches ou autres objets dans leur magma hôte (par exemple Welander, 1955 ; Ottino et al., 1988 ; Seaman et al., 1995 ; Perugini et al., 2003 ; Pons et al., 2006 ; Fig. II-14D). Ce mécanisme peut également expliquer les litages magmatiques.

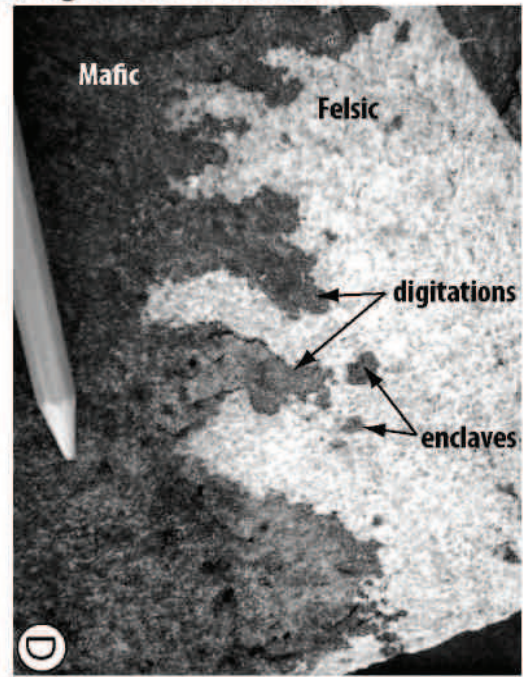
2.1.4. *Hybrides*

Les magmas hybrides, considérés comme complètement mélangés, ont plusieurs explications et nécessitent des conditions particulières d'après la littérature. Le volume de magma basique doit être plus important que le volume de magma évolué pour créer un magma hybride (Kouchi & Sunagawa, 1985 ; Bacon, 1986 ; Sparks and Marshall, 1986). Ainsi, les deux termes resteraient assez chauds pendant un temps suffisant pour homogénéiser la mixture. Par exemple, Takeuchi & Nakamura (2001) estiment le volume de magma basique intrudant la chambre entre 20 et 40 %. En revanche, Pallister et al. (1996) calculent les contributions respectives d'une dacite (64 %) et d'un basalte (34 %) pour produire une andésite éruptée au Mont Pinatubo. La déformation favorise le mélange en termes d'intensité et de rapidité (Kouchi & Sunagawa, 1985). De Rosa et al. (1996) argumentent en faveur d'une grande quantité de déformation ($\gamma > 40$) pour que le mélange chimique ait lieu, sans préciser la chimie des composants. En revanche, pour Bateman (1995), « l'hybridation » n'est possible qu'avec des magmas ayant des compositions chimiques et températures similaires. Le comportement liquide des magmas (fraction cristalline nulle à faible) est souvent invoqué pour expliquer le mélange complet entre deux magmas (Sparks & Marshall, 1986 ; Barbarin et Didier, 1992 ; Barbarin, 2005 ; Woods & Cowan, 2009). De plus, la présence d'eau augmente grandement la diffusion d'éléments chimiques entre 2 magmas, ce qui facilite leur homogénéisation (Alibert & Delbove 1980 ; Johnston & Wyllie, 1988). Si des cristaux sont présents dans au moins l'un des composants, alors ils augmentent localement la quantité de déformation et favorisent le mélange (Kouchi & Sunagawa, 1982, 1983, 1985). La diffusion, indispensable pour un mélange chimique (et donc abouti), peut avoir lieu en conditions statiques, tel qu'expérimenté entre un granite et un basalte hydratés à 10 kb et 920°C (Johnston & Wyllie, 1988 ; Wyllie et al., 1989), mais la déformation des différents intervenants dans le mélange augmente grandement la surface de contact, et accélère ainsi le mélange chimique (Kouchi & Sunagawa, 1982, 1983, 1985, Perugini et al., 2003).

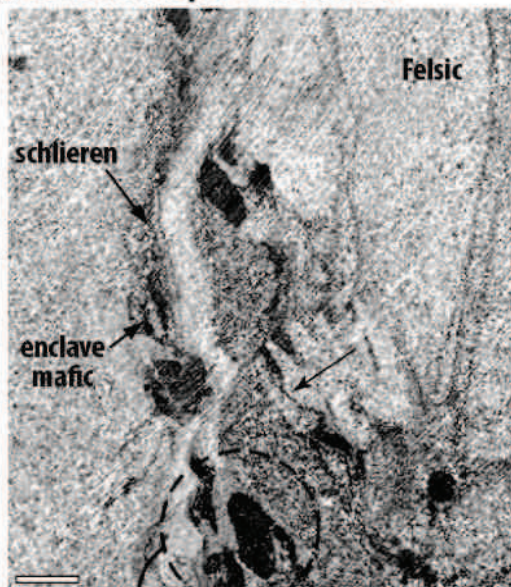
A) Hybride et enclave



B) digitations et enclaves



C) Schlierens à partir d'enclaves



D) Schlieren/litage par déformation chaotique

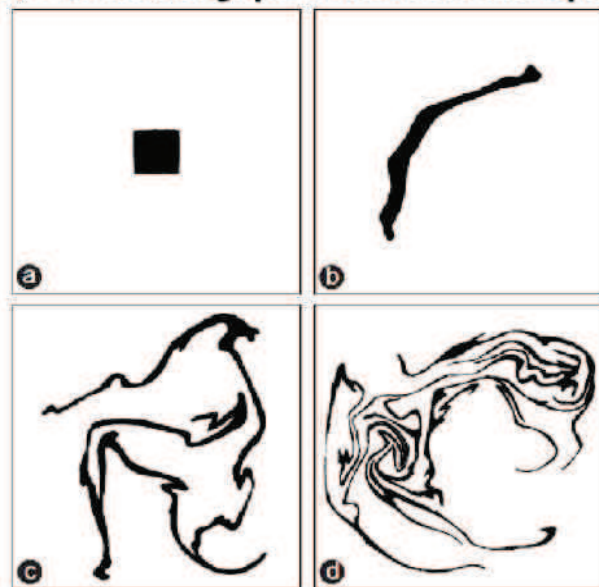


Figure II- 14 : enclave expérimentale (A, Kouchi & Sunagawa, 1985), schlierens naturels (C, Barbey et al., 2008) et leur possibles mécanismes de formation par digitation (B, Perugini & Poli, 2005) et mélange chaotique (D, Welandar, 1955)

2.2. Viscosité et possibilités de mélanges

2.2.1. Fort contraste de viscosité entre les magmas

D'une manière générale, les observations de terrain suggèrent que le mélange entre différents magmas est meilleur, voire même possible, uniquement lorsque les magmas ont une viscosité similaire (par exemple Barbarin et Didier, 1992 ; Seaman et al., 1995 ; Davi et al., 2009). Bien que non démontrée en conditions réelles, cette hypothèse est fréquemment utilisée dans la littérature (par exemple Kouchi & Sunagawa, 1982, 1983, 1985 ; Huppert et al. 1984 ; Blake & Ivey, 1986 ; Campbell et Turner, 1986 ; Sparks & Marshall, 1986 ; Koyaguchi & Blake, 1989 ; Castro et al., 1990 ;

Seaman et al., 1995 ; Turner & Foden, 1996 ; Jellinek & Kerr, 1999). A partir d'expériences analogiques, Huppert et al. (1982, 1984) montrent que le mélange complet (*mixing*) ne peut se faire qu'à faibles contrastes de viscosité, tandis que le mélange incomplet (*mingling*) peut avoir lieu avec des contrastes plus élevés. Leur expériences analogiques s'intéressent à la convection et au mélange entre des gels de différentes densités et différentes viscosités. Les auteurs démontrent que des cellules de convection apparaissent entre des gels à viscosités similaires, permettant ainsi leur mélange (Fig. II-15).

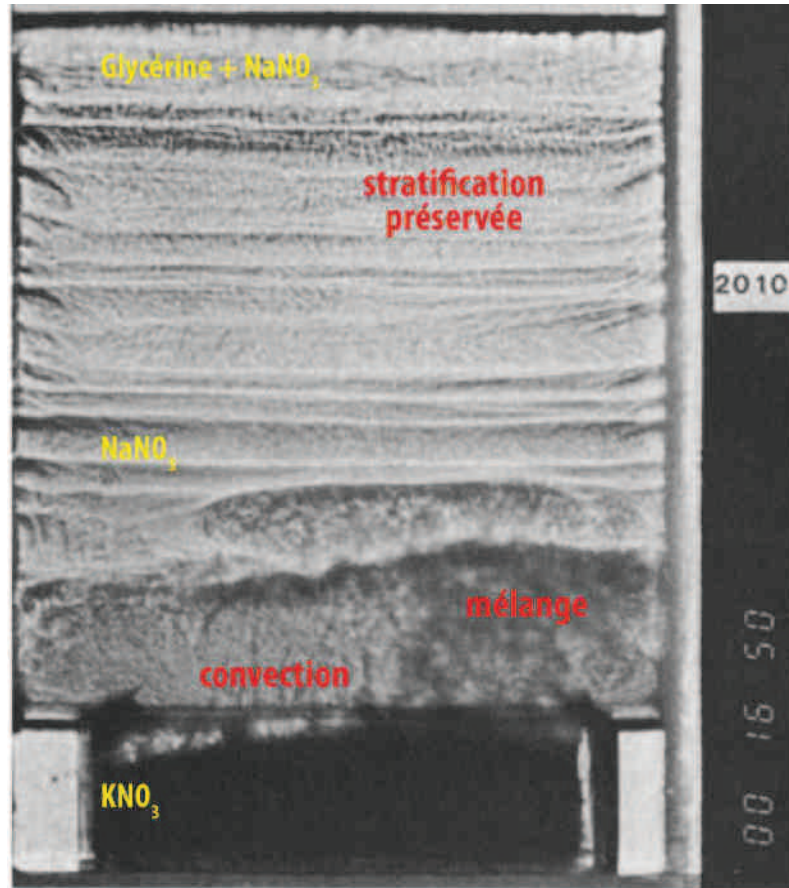


Figure II- 15 : Expérience réalisée par Huppert et al. (1984) mettant en jeu des matériaux ayant des viscosités cinématiques μ différentes ($\mu=\eta/\rho$, η et ρ étant respectivement la viscosité dynamique et la masse volumique) : μ (Glycérine + NaNO_3) = $4.1 \cdot 10^4 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$; μ (NaNO_3) = $2.6 \cdot 10^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$; μ (KNO_3) = $5.7 \cdot 10^1 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Après 16'50'', l'interface entre NaNO_3 et KNO_3 rompt, et de la convection permet aux matériaux de se mélanger.

A l'inverse, les études montrant le possible mélange malgré une viscosité plus contrastée entre les magmas est mieux démontrée (Freundt & Tait, 1986 ; Koyaguchi et Blake, 1989 ; Jellinek et al., 1999 ; De Campos et al, 2011 ; Perugini et al., 2012 ; Morgavi et al., sous presse). Jellinek et al. (1999) ont effectué une série d'expériences ayant pour but de définir la possibilité et l'intensité de mélange entre des solutions à base de glucose et de glycérol (Fig. II-16). Ils quantifient l'efficacité de mélange en comptant la proportion (sur une surface) de fluide intermédiaire par rapport aux fluides initiaux. A partir de ces expériences, les auteurs quantifient l'intensité, ou « l'efficacité » de mélange dans le graphique nombre de Reynolds = f(rapport de viscosité), avec nombre de reynolds :

$$\text{Re} = \frac{\rho_m \cdot U \cdot r}{\Delta\mu}$$

avec le contraste de viscosité $\Delta\mu$, la vitesse d'ascension U et une longueur caractéristique telle que le rayon du conduit r où est injecté le magma.

L'augmentation du nombre de Reynolds, traduisant l'augmentation de la turbulence, favorise l'efficacité de mélange, tout comme la diminution de la viscosité de l'hôte. Le travail de Jellinek et al. (1999) est original dans le sens où l'efficacité de mélange n'est pas symétrique par rapport à la droite marquant la même viscosité des 2 composants ($\nu_{\text{hôte}} / \nu_{\text{injection}} = 10^0$). Tant que la viscosité de l'hôte est la plus faible, le mélange est possible malgré un contraste de viscosité élevé (3 ordres de grandeur). L'inverse n'est pas démontré par leurs expériences.

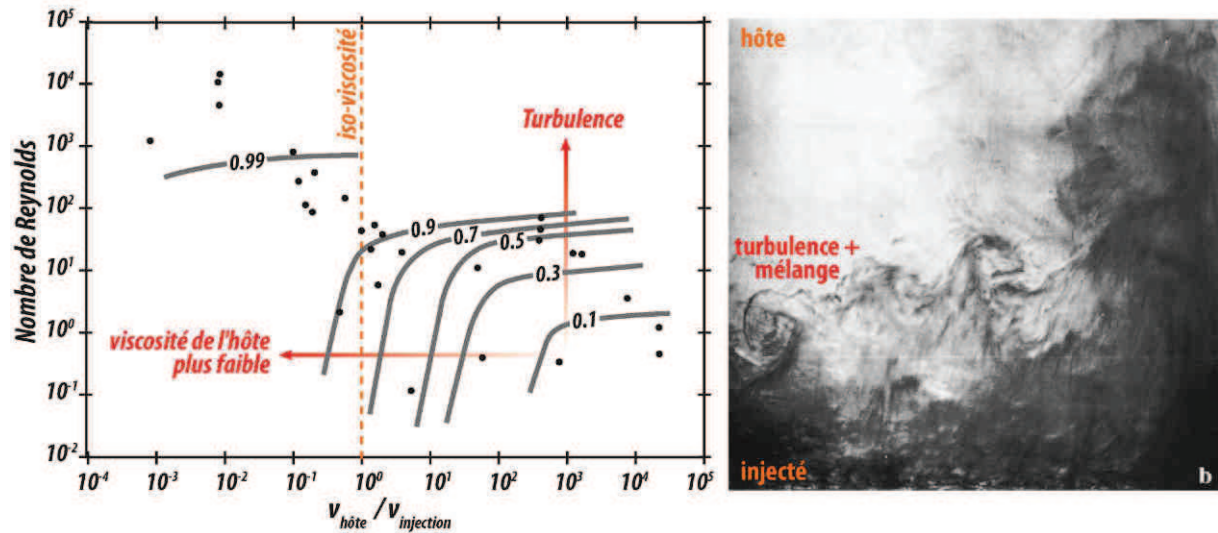


Figure II- 16 : Graphique « d'efficacité de mélange » et exemple d'une expérience analogique de Jellinek et al. (1999). L'efficacité de mélange est déterminée par le nombre de Reynolds et le rapport de viscosité entre deux analogues. Les courbes correspondent à une même efficacité indiquée par un nombre. L'exemple d'une expérience montre la turbulence et le mélange entre les deux composants.

A travers leur expériences ($T > 1350^{\circ}\text{C}$, pression atmosphérique), De Campos et al. (2011), Perugini et al. (2012) et Morgavi et al. (2012) montrent la possibilité de mélange en dépit d'un contraste de viscosité atteignant 3.9 ordres de grandeur, tous trois utilisant le même protocole. Leurs expériences consistent à insérer un cylindre de composition basique (dans le système binaire anorthite-diopside) dans un cylindre d'haplogranite. Le cylindre basique est excentré dans le cylindre évolué, et la déformation est appliquée sur l'haplogranite par 2 moteurs : le premier provoquant la rotation d'un tube à l'intérieur de l'haplogranite tandis que le second génère la rotation d'un cylindre autour de l'haplogranite (Fig. II-17A). Avec ce protocole, la vitesse de déformation dépasse 10^1 s^{-1} et la quantité de déformation induite est également élevée. En conditions expérimentales (1400°C , 1 atm.), les viscosités de la rhyolite et du magma basique utilisés par Morgavi et al. (2012) sont respectivement $\text{Log } \eta = 4.8 \text{ Pa.s}$ et $\text{Log } \eta = 0.9 \text{ Pa.s}$, calculées d'après le modèle de Giordano et al. (2008). Les résultats de Morgavi et al., (2012) et De Campos et al. (2011) illustrent que les magmas sont intimement mélangés (mécaniquement et chimiquement) par l'étirement et le plissement répété (Fig. II-17B). Cependant, l'application aux réservoirs magmatiques est difficile. En effet, la déformation est appliquée sur le matériel le plus visqueux, et le matériel le plus fluide, situé à l'intérieur, subit passivement la déformation. Cela reviendrait à déformer tout un réservoir magmatique évolué lors de l'injection d'un magma basique peu visqueux. Pour traiter le problème de la viscosité sur les possibilités de mélange de magmas, il est préférable d'appliquer la déformation de manière homogène sur les différents matériaux impliqués.

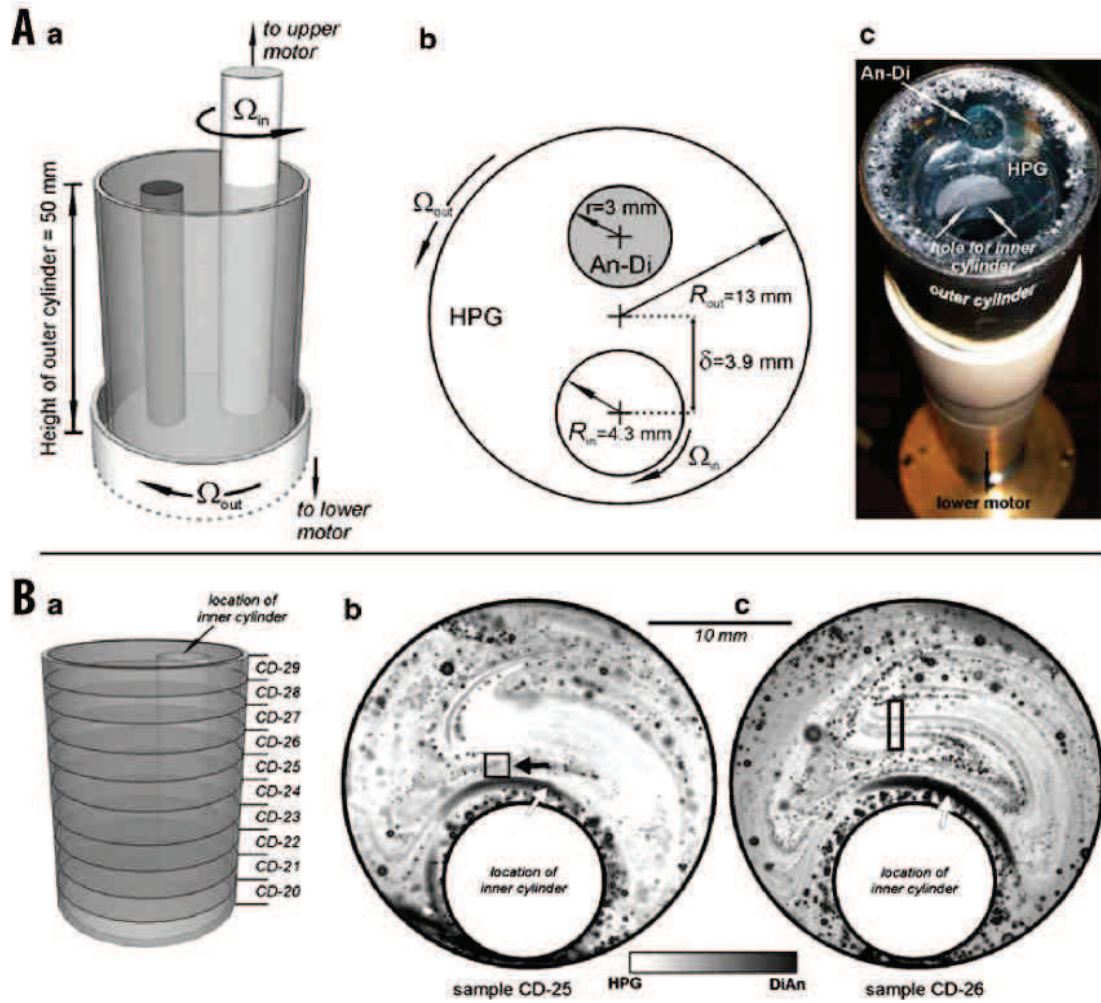


Figure II- 17 : protocole expérimental et quelques résultats des travaux de De campos et al. (2011) lors desquels ils parviennent à mélanger des magmas malgré 3 unités log d'écart de viscosité. Attention à l'échelle de couleur des disques (B, b et c) qui ne considère pas les bulles (en noir).

A partir d'expériences analogiques, Sato & Sato (2009) concluent également que le mélange entre des solutions jusqu'à 3 ordres de grandeur est possible. Le protocole qu'ils utilisent consiste en plusieurs réservoirs (*magma pockets*) remplis de fluides. Les auteurs affirment que le mélange ne peut se faire que si le magma qui remonte traverse plusieurs réservoirs. En effet, les réservoirs sont des irrégularités pour le magma ascendant qui augmentent la quantité et la nature de la déformation. Leur nombre élevé favorise le mélange (Sato & Sato (2009)).

A partir des résultats de leurs travaux, Koyaguchi et Blake (1989) soutiennent l'hypothèse suivante : 2 magmas peuvent se mélanger malgré un contraste de viscosité relativement élevé s'ils subissent beaucoup de déformation. Ils ne proposent pas de valeur à ce contraste. La viscosité contrôle le régime intrusif du magma au travers d'un nombre sans dimension I qui dépend de la densité du magma ρ_m , la densité de l'encaissant ρ_r , la différence de densité entre ces 2 magmas $\Delta\rho$, la gravité g et un facteur de friction k selon l'équation suivante :

$$I = \frac{4(\rho_r - \rho_m)\rho_1 \cdot g^{1/2}}{k \cdot \Delta\rho \cdot \rho_m} \text{Re}^{-1}$$

où Re le nombre de Reynolds définit précédemment. Les auteurs distinguent différents domaines dans le graphique $\text{Log } I = f(\text{Log } \text{Re})$ à partir des résultats de leurs expériences (Fig. II-8).

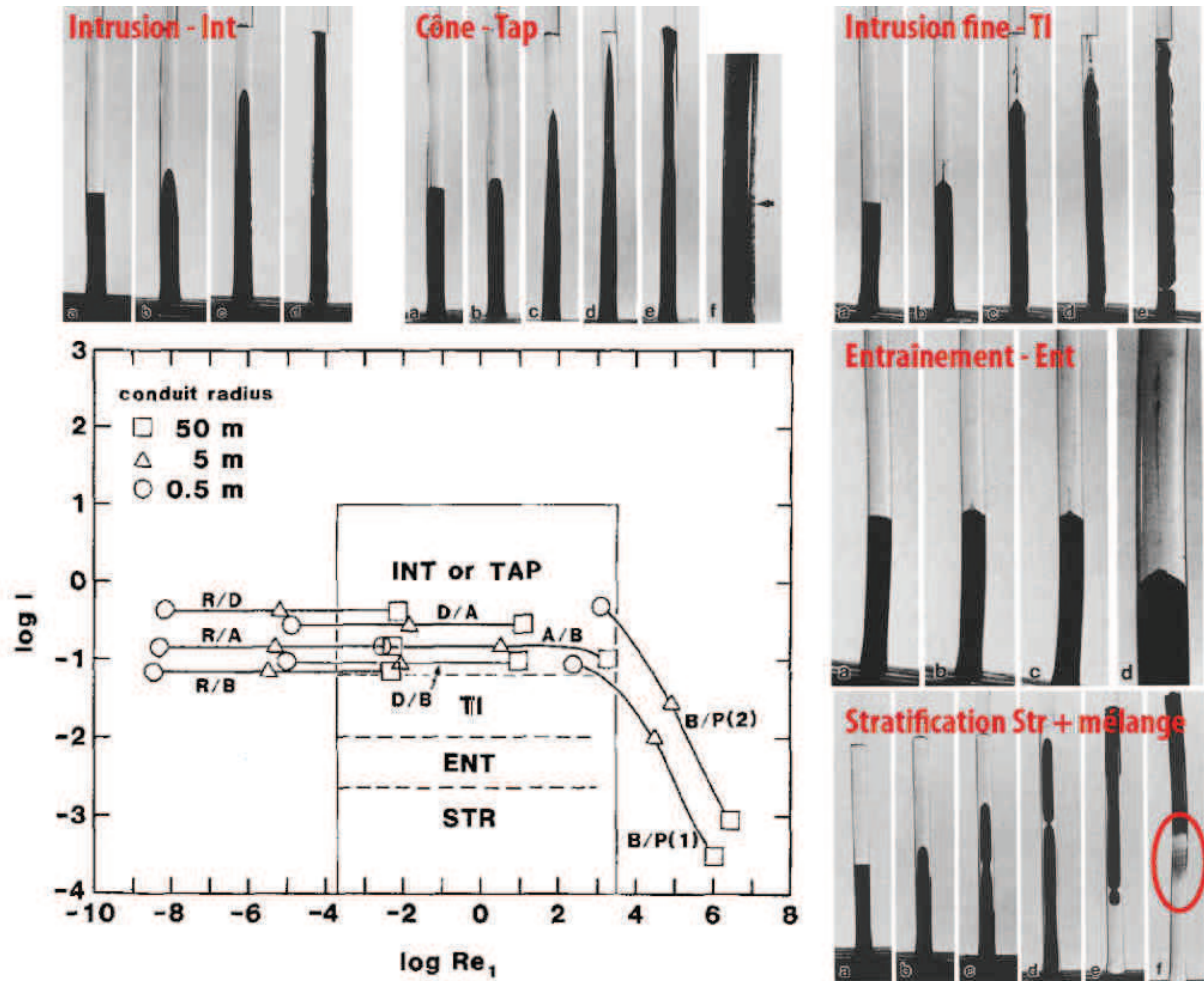


Figure II- 18 : résultats des expériences de Koyaguchi & Blake (1989) montrant les différents régimes d'intrusion entre des matériaux à base de glycérine et gels dilués. Le retournement montré dans le régime 'stratification' implique le mélange des deux composants. En extrapolant leur expériences, les auteurs définissent les conditions dans lesquelles des magmas sont supposés respecter les mêmes régimes d'intrusion. Se référer à la publication pour plus de détails.

Des expériences menées par Carroll & Wyllie (1989) n'ont pas produit de texture de mélange entre les 2 matériaux juxtaposés. L'une de ces expériences inclue des magmas hydratés chimiquement contrastés (granite et péridotite), sous pression (1.5GPa), et à la température de 1050°C pendant 7h. Bien qu'aucune déformation n'ait été appliquée à l'échantillon, le granite montre des figures de convection grâce à l'entraînement de graphite formant un enroulement (Fig. II-19). Cependant, malgré les mouvements en son sein, le granite ne se mélange pas avec la péridotite voisine. La péridotite, contenant beaucoup de cristaux à 1050°C, doit avoir une viscosité largement supérieure à celle du granite.

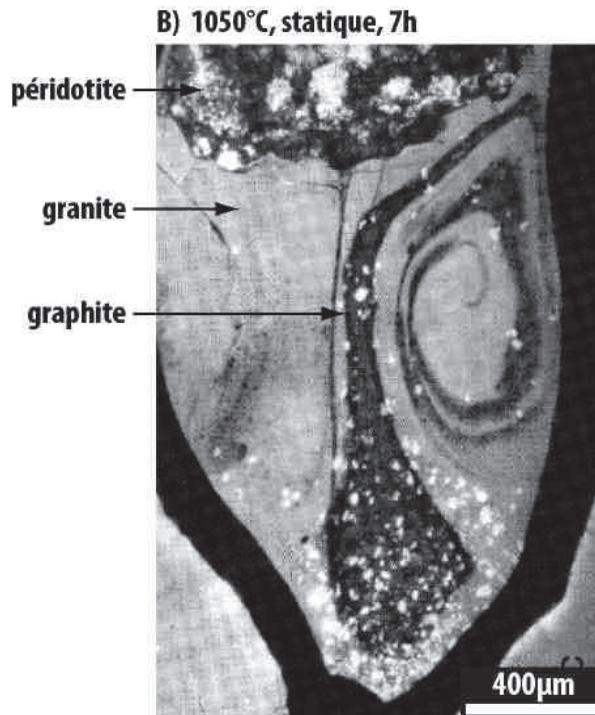


Figure II- 19 : Expériences de mélange de magmas en statique, à haute pression (Carroll & Wyllie, 1989).

2.2.2. Faible viscosité des 2 magmas

Pour certains auteurs, ce n'est pas tant la différence de viscosité entre différents magmas qui compte, mais la faible viscosité absolue des 2 composants, traduisant leur état liquide. D'après Woods and Cowan (2009), il n'est pas possible de mélanger deux magmas ayant une viscosité supérieure à 10^5 Pa.s. Cette viscosité relativement basse sous-entend une faible fraction cristalline puisque l'effet des cristaux est immédiat sur la viscosité (Picard et al., 2011). En revanche, certaines parties localement moins visqueuses devraient se mélanger ou créer des instabilités rapidement avant une éruption. Ainsi, les études promouvant le mélange en dépit d'un fort contraste de viscosité sont en accord, tant qu'elles concernent des magmas ou solutions peu visqueuses (De Campos et al., 2011 ; Perugini et al., 2012 ; Morgavi et al., sous presse). Selon Sparks & Marshall (1986), deux problèmes se posent. Tout d'abord, il faut considérer les viscosités des parcelles de liquides et non celle de la mixture globale car un mélange complet a lieu seulement si les magmas ont un comportement liquide. Le deuxième problème concerne les capacités de mélange qui dépendent des propriétés physico-chimiques des magmas après leur rééquilibration thermique, tout en considérant que la rééquilibration thermique est beaucoup plus rapide que la rééquilibration chimique (plusieurs ordres de grandeurs selon Sparks & Marshall, 1986). Dans un graphique représentant la proportion de magma basique en fonction de la concentration de MgO dans le magma basique, les auteurs distinguent trois champs : solide, fluide visqueux et fluide (Fig. II-20). Ces champs caractérisent l'état du magma injecté dans un réservoir différencié. Le champ « solide » correspond à une injection en faible proportion d'un magma basique qui refroidit rapidement au contact avec le magma felsique et plus froid. La forte cristallinité de ce magma basique (supérieure à 60 %) est défavorable au mélange des 2 magmas. Le champ « fluide visqueux » correspond à l'injection d'un magma moins basique, mais en faible proportion. D'après les auteurs, le mélange est possible dans ce champ, mais limité. En revanche, l'homogénéisation complète des deux composants est possible lorsqu'ils se comportent comme des fluides, c'est-à-dire lorsqu'ils ont une faible viscosité (champ « fluide », Fig. II-20 ; Sparks & Marshall, 1986). Pour cela, il faut une faible fraction cristalline, ce qui est possible par l'augmentation

de la température suite à l'injection d'une grande proportion de magma dans le réservoir, ou bien une fraction cristalline faible dans un magma injecté relativement felsique (pauvre en MgO).

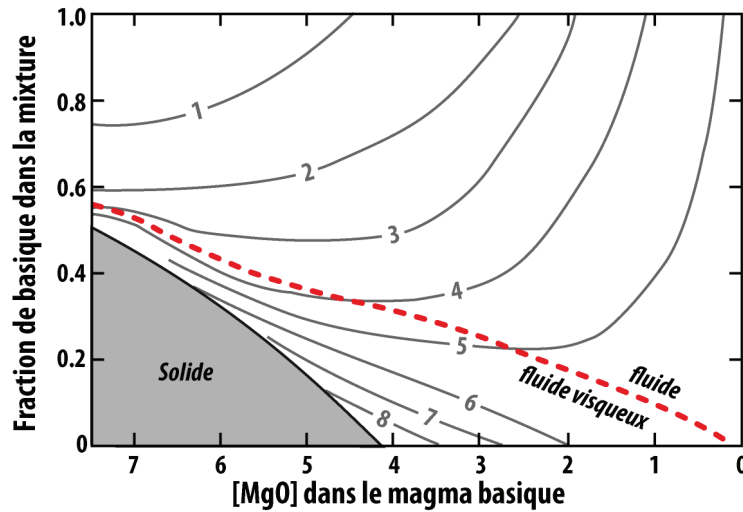


Figure II- 20 : champs fluides (mélange possible) et solide (mélange impossible) représentant les conditions physique du magma basique après mélange dans un diagramme de la fraction de magma basique en fonction de la concentration en Mg dans le composant basique d'après Sparks & Marshall (1986). Les courbes indiquent la viscosité (en Pa.s).

Zimanowski et al. (2004) sont également parvenus à mélanger des magmas liquides. Ils ont juxtaposé deux disques (rhyolite et basalte secs) qu'ils ont placés à 1325°C. Pendant des durées de 2 à 8 heures, ils ont appliqué une déformation au système par la rotation d'un tube plongé dans le disque supérieur (rhyolite). Le protocole leur permet d'atteindre des vitesses de rotation ($\dot{\gamma} = 4 \text{ s}^{-1}$) et quantités de déformation finie ($10^4 < \gamma < 10^5$) élevées. Les expériences produisent des mélanges partiels plus ou moins aboutis (Fig. II-21). Des gouttes millimétriques se détachent progressivement du corps basique principal pour se retrouver dans la rhyolite. Au bout de 2h, les deux composants de départ sont clairement distinguables et ne présentent pas d'interactions chimiques (Fig. II-21A). En revanche, après 8h en conditions, la rhyolite est entièrement remplacée par un liquide de composition intermédiaire (andésitique ; Fig. II-21B). Des gouttes de basalte sont toujours présentes et leur taille dépend de la quantité de déformation (Zimanowsky et al., 2004). Il est vraisemblable que la dispersion mécanique du composant basique favorise le mélange chimique donnant naissance à l'andésite. Quelque soit la durée, le basalte présente une texture spinifex. Cette texture ne dépend donc pas de la durée de l'expérience mais est produite soit par cristallisation lors de la montée en température au début de l'expérience, soit lors du refroidissement à la fin. Les auteurs attribuent cette texture à la trempe finale, mais il est difficile de trancher sur ce dernier point puisqu'ils reportent un gradient de température pouvant aller jusqu'à 200°C. Selon la température, le basalte est susceptible de cristalliser rapidement. Dans le cas où le basalte cristalliserait au début de l'expérience, son comportement diffère du comportement liquide. Néanmoins, d'après les produits de leurs expériences, il est possible de remarquer que la texture spinifex n'est pas localisée au même endroit dans les gouttes. Dans les expériences ayant duré 2h, les gouttes de basalte sont cristallisées en leur centre, tandis que l'extérieur reste vitreux, donc liquide en conditions expérimentales (Fig. II-21A). A l'inverse, les expériences de 8h produisent des gouttes dont le centre est vitreux et la bordure est cristallisée, telles les bordures de trempe observées sur des enclaves naturelles. De tels objets dotés d'une bordure cristallisée sont supposés se comporter comme des objets solides et ne peuvent interagir que très peu avec l'encaissant.

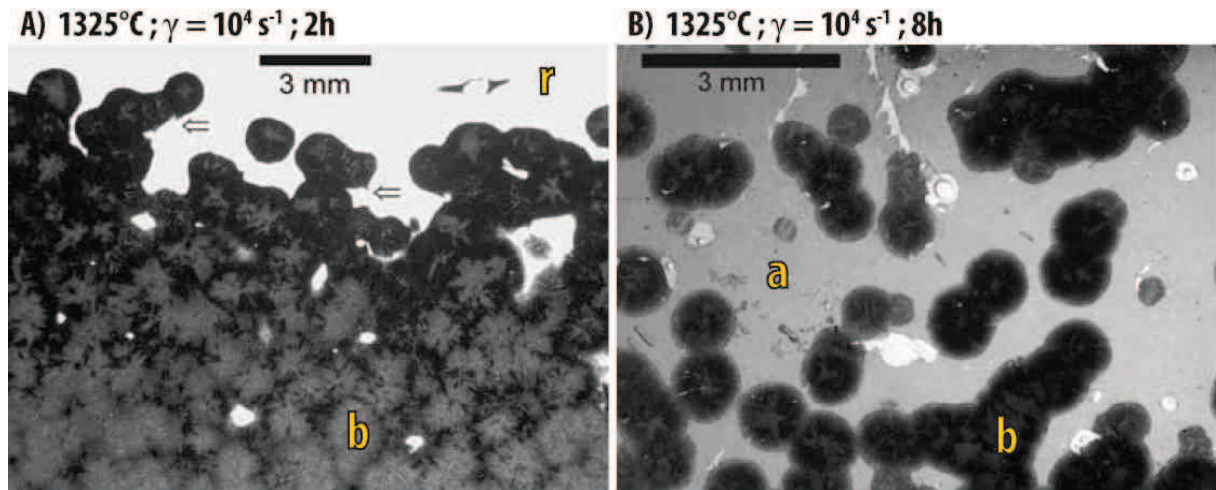


Figure II- 21 : textures obtenues par Zimanowsky et al. (2004) lors de leurs expériences. Sous déformation, le basalte forme des gouttes millimétriques avec une texture spinifex. En augmentant la durée la rhyolite (r) et le basalte (b) créent une andésite (a).

2.2.3. Rapport de volume magmas injecté/hôte

D'après Sparks & Marshall (1986) le mélange complet (jusqu'à l'hybridation) n'est possible que si le volume de magma injecté est supérieur ou égal au volume du magma hôte. Les auteurs Frost & Mahood (1987) soulignent l'importance du ratio basique/évolué en précisant qu'un magma basique intrudant un réservoir partiellement cristallisé est immédiatement trempé s'il représente moins de 60 % du volume total des magmas participant au mélange. Le produit d'un rapport faible basique/évolué donne lieu à des enclaves, tandis qu'un rapport élevé permet le mélange complet et la présence de schlierens. En revanche, dans le cas où les 2 magmas sont liquides, ils s'homogénéisent quelque soit le rapport de volume entre les 2 termes (Frost & Mahood, 1987).

2.3. Écoulement et dynamique de réservoirs magmatiques

La taille des réservoirs magmatiques (couramment quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres cubes, Pallister et al., 1996 ; Pinel & Jaupart, 2003) leur permet de se refroidir sur des dizaines à centaines de milliers d'années (Shaw, 1965), soit un temps suffisamment long pour connaître des recharges en magma « frais » prolongeant encore leur durée de vie (Tepley et al., 1999). Lors de sa remontée selon un panache, ou restreint à un dyke ou un conduit, le magma intrusif suit un régime de déplacement qui dépend du nombre de Reynolds décrit précédemment. Un nombre de Reynolds faible ($Re < 10^3$) définit un écoulement laminaire au cours duquel les fluides ont peu de frottements, et donc peu d'interactions. À l'inverse, un nombre de Reynolds élevé ($Re > 10^3$) est synonyme de régime turbulent au cours duquel les fluides interagissent beaucoup. En toute logique, le mélange est susceptible d'intervenir dans ce type d'écoulement, à savoir lorsque les vitesses de remontée sont élevées, et les viscosités faibles.

Le nombre de Reynolds a été calculé pour des valeurs typiques de dykes alimentant les réservoirs magmatiques (Fig. II-22). La dimension caractéristique (1 à 10 m) correspond à la largeur d'un dyke (Petford et al., 1993; Snyder & Tait, 1995 ; Wiebe, 1996). Trois viscosités sont représentées ($\log \mu = 3, 5$ et 8 Pa.s), et les taux d'injections ont été choisis à partir de la compilation de de Saint Blanquat et al. (2011). Le régime turbulent semble rarement rencontré en contexte naturel à grande échelle. Il est atteint pour les viscosités les plus faibles faibles ($\log \eta < 3$ Pa.s), à des taux d'injection élevés (supérieurs à $0.1 \text{ km}^3/\text{a}$), et dans des dykes de grande taille. Ce régime semble donc possible

pour des magmas peu visqueux comme les basaltes faiblement cristallisés, mais les interactions avec le magma felsique du réservoir semblent limitées.

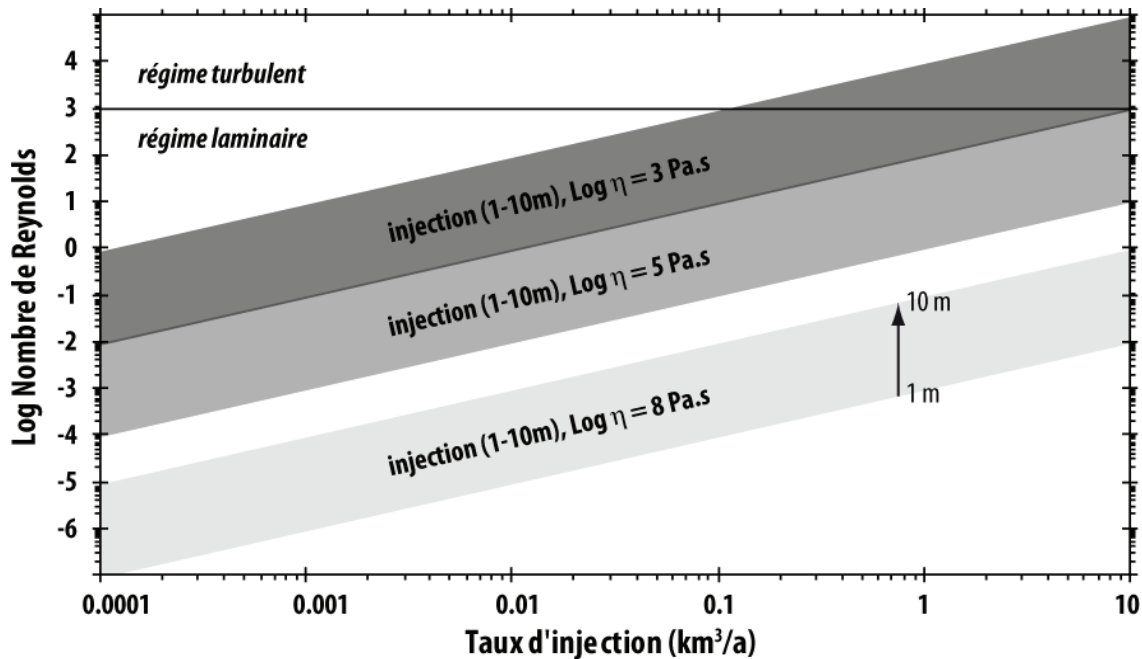


Figure II- 22 : Nombre de Reynolds en fonction du taux d'injection pour des magmas de différentes viscosité.

2.3.1. Mouvements et convection

L'homogénéité des magmas hybrides à l'échelle de l'éruption implique forcément une homogénéisation de grande ampleur. Pour cela, le mouvement de magma est requis, permettant une hybridation plus rapide et efficace. La convection au sein du réservoir est fréquemment utilisée pour expliquer un tel brassage de magma. Elle est basée sur la différence de densité liée à la composition chimique, la teneur en volatils ou la différence de température. La recharge en magma, typiquement un magma basique issu de la fusion partielle du manteau (Didier & Lameyre, 1969 ; Anderson, 1976), vient bouleverser les conditions physico-chimiques de la chambre partiellement cristallisée qui se refroidit (par exemple Huppert & Sparks, 1988 ; Wiebe, 1996 ; Miller et al., 1999). Le flux de chaleur lié à sa mise en place ou l'apport de chaleur lors des intrusions de nouveau magma plus chaud induit un réchauffement par le bas, tandis que la chaleur s'évacue latéralement ou par le haut. Cette différence de température génère des cellules de convection (par exemple Eichelberger, 1980 ; Snyder, 2000 ; Couch et al., 2001 ; Philips & Woods, 2002 ; Wiebe et al., 2002). D'après Snyder (2000), l'intrusion de magma chaud provoque la convection dans le magma felsique, réchauffé par le bas, et également la convection de la couche de magma nouvellement intrudé. Ces cellules se développent rapidement, notamment dans la couche basique (dès 1h après l'intrusion ; Snyder, 2000). La convection dans un réservoir permet dans certains cas d'expliquer les variations chimiques de plagioclases, sans induire de changement de la composition chimique (Couch et al. (2001). En effet, il suffit que les plagioclases traversent des milieux ayant différentes températures (« *self mixing* »). Cependant, la convection provoque le déplacement de matière, entraînant la déformation des magmas, et crée potentiellement des figures de mélange.

Certains travaux démontrent que la densité du magma injecté est trop élevée pour traverser le réservoir, ce qui maintient le magma recharge au fond (Huppert et Sparks, 1982 ; Snyder & Tait, 1996 ; Eichelberger et al., 2000). Selon la force de l'injection, un panache de magma peut se former et

traverser le réservoir (Snyder & Tait, 1996). Cependant, à l'inverse du magma hôte qui voit sa température et sa pression augmenter, la recharge refroidit par dispersion de chaleur (conduction, voire convection), caractérisée par le nombre de Rayleigh. En conséquence au refroidissement, le magma basique cristallise, entraînant l'exsolution de ses volatils contenus dans le liquide qui augmente le volume et diminue la densité d'un magma. Ces volatils, selon leur vitesse de migration, ont des conséquences variées sur le système. Si les 2 magmas ont des viscosités similaires, les bulles provenant du magma intrusif épanché au fond du réservoir traversent individuellement la couche supérieure, n'entraînant que peu de magma dont elles sont issues (Thomas et al., 1993). Dans ce cas, peu de figures de mélange entre les deux magmas sont produites. En revanche, en cas de fort contraste de viscosité, les bulles ne peuvent franchir l'interface et s'accumulent entre les deux magmas. Un magma dominé par sa fraction gazeuse est appelé *foam* en anglais, et peut être traduite par écume, ou mousse magmatique. Cette *foam*, si elle devient moins dense que le magma surnageant, finit par percer l'interface, former des panaches qui remontent suivant l'instabilité de Rayleigh-Taylor (Eichelberger, 1980 ; Thomas et al., 1993 ; Folch & Marti, 1998 ; Cardoso & Woods, 1999 ; Snyder, 2000 ; Phillips & Woods, 2002). Ces mouvements de convection créent davantage de figures de mélange et expliquent la présence d'enclaves et d'hybrides (Thomas et al., 1993 ; Jellinek & Kerr, 1999). En revanche, si la viscosité de la couche supérieure est élevée, les volatils sont extraits plus difficilement (mouvements plus lents), ce qui peut provoquer le retournement du réservoir (Anderson, 1976 ; Sigurdsson & Sparks, 1981 ; Koyaguchi & Blake, 1989 ; Cardoso & Woods, 1999 ; Phillips & Woods, 2002), et provoquer l'éruption de magma (Burgisser & Bergantz, 2011, voir plus bas).

2.4. Mélange de magmas : déclencheur d'éruption ou stockage ?

Les figures de mélange sont courantes dans les produits volcaniques (par exemple Anderson, 1976 ; Donaldson & Brown, 1977 ; Sparks et al., 1977 ; Eichelberger, 1978 ; Rhodes et al., 1979 ; Sakuyama, 1979), mais ne traduisent pas forcément le lien avec l'éruption. Elles sont susceptibles d'être produites dans le réservoir, ou de façon synéruptive, notamment dans le conduit volcanique (Blake & Campbell, 1986 ; Freundt & Tait, 1986 ; Bacon & Druitt 1988 ; Civetta et al. 1991 ; Cioni et al., 1995 ; Hildreth & Fierstein 2000 ; Larsen, 2006 ; Sato & Sato, 2009 ; Woods & Cowan, 2009). S'il est certain que des mélanges se produisent au cours de l'éruption, les figures de mélanges existant dans les roches plutonique attestent de l'existence du processus dans le réservoir magmatique lui-même (par exemple Castro et al., 1990 ; Barbarin & Didier, 1992 ; Pons et al., 2006 ; Barbey et al., 2008 ; Caricchi et al., 2012). Le mélange tardif, tel que dans un dôme ou dans une coulée, n'est pas à exclure, comme en témoigne l'alternance de lits chimiquement différents dans des volcanites du dôme Aliso (Seaman et al., 1995) ou encore dans les coulées (par exemple les blocs issus d'une coulée à Santorin, Fig. II-1). En revanche, le mélange de magmas suite à la recharge du réservoir a été interprété comme étant le déclencheur de plusieurs éruptions volcaniques, par exemple Askja, (Islande, Sparks & Sigurdsson., 1977), Santorin (Grèce, Sparks & Sigurdsson., 1977 ; Druitt et al., 2012), Mont Pinatubo (Philippines, Pallister et al., 1996), Mont Hood (Oregon, Kent et al., 2010), Quizapu (Chili, Ruprecht & Bachmann, 2010), Stromboli (Italie, La Felice and Landi, 2011). Il existe probablement d'autres exemples. Cependant, reconnaître le lien entre le mélange de magmas et l'éruption volcanique qui en découle n'est pas évident ; les conditions de la chambre magmatique sont déjà bouleversées lors des recharges, parfois fréquentes (Dider & Lameyre, 1969 ; Anderson, 1976 ; Huppert et Sparks, 1988 ; Wiebe, 1996 ; Miller et al., 1999 ; Tepley et al., 1999).

2.4.1. Facteurs favorisant l'éruption

Le déclenchement d'une éruption dépend des propriétés des magmas, et de 2 forces en compétition : la première force, interne, est liée à la pression induite par le(s) magma(s), la seconde, externe, est la force lithostatique résultant du poids de la colonne de roche au dessus et autour de la chambre magmatique. Une éruption a lieu quand la pression du magma dépasse la pression environnante. Un tel scénario dépend de plusieurs facteurs, internes (augmentation de pression) et externes (contexte tectonique), mais seuls ceux ayant un lien avec le mélange de magmas nous intéressent dans le cadre de cette étude. Si les dimensions de la chambre varient peu au cours d'une recharge, alors sa pression augmente avec l'apport de magma supplémentaire (Blake, 1981). Cependant, des simulations numériques suggèrent que ni l'augmentation de la pression causée par l'addition de magma dans un réservoir ni l'exsolution de volatils du magma felsique ne sont suffisantes pour déclencher une éruption (Folch & Martí, 1998). En revanche, l'exsolution de volatils issue de la cristallisation du magma basique refroidissant engendre une surpression suffisante pour déclencher l'éruption du magma (Tait et al., 1989 ; Folch & Martí, 1998 ; Snyder, 2000). Les durées de repos entre 2 éruptions coïncident avec l'estimation de la cristallisation et les volumes éruptés (Tait et al., 1989). La surpression nécessaire pour causer une éruption a été calculée en fonction de la variation de température du magma basique refroidissant et concorde avec le temps de résidence du magma dans le réservoir (Nakamura, 1995 ; Coombs, 2000 ; Pallister et al., 1996 ; Folch & Martí, 1998 ; Druitt et al., 2012). Cette dernière est estimée à partir du début de l'activité sismique précédant l'éruption et selon les textures minérales.

En plus des facteurs tels que la pression de la chambre magmatique, la densité et la viscosité des magmas contribuent à l'éruptibilité des magmas. Kent et al. (2010) et Eichelberger (2010) résument simplement la situation pour des réservoirs volcaniques typiques d'arc, relativement évolués rechargés par un magma basique: pour remonter jusqu'à la surface, un magma doit franchir 2 barrières. La première est la densité qui ne favorise pas la remontée d'un matériel basique tel un basalte. La seconde barrière est la viscosité. Les magmas évolués (rhyolite, dacite) sont relativement visqueux, et difficilement remobilisables. Ainsi, les andésites (et magmas intermédiaires) sont des bons candidats pour percer ces 2 filtres. La présence de bulle dans les magmas est un paramètre très important puisqu'elle participe à l'augmentation de la pression dans les magmas, abaissent sa densité et diminue fortement la viscosité tel que démontré dans les récents travaux de Pistone et al., (2013).

2.4.2. Remobilisation de magma

Pour que des magmas se mélangent et/ou entrent en éruption, leur cristallinité doit passer sous un seuil rhéologique correspondant à la rupture de la charpente cristalline (par exemple Couch et al., 2001 ; Bachmann & Bergantz, 2006 ; Picard et al., 2011). Pour cela, l'apport de chaleur avec le magma rechargeant le réservoir peut fondre le *mush* et diminuer sa fraction cristalline, mais la fraction de magma injecté doit être de la moitié (minimum) de la masse de magma contenu dans le réservoir (Sparks & Marshall, 1986 ; Huber et al., 2010). Burgisser & Bergantz (2011) proposent que l'intrusion d'un magma chaud au fond d'une chambre réchauffe les couches inférieures du magma felsique en place, les rendant mobiles (*mobile boyant layer*). Ces couches mobiles sont responsables du retournement de la chambre, de son homogénéisation et de son éruption (Burgisser & Bergantz, 2011). Cependant, Huber et al. (2010) suggèrent que la majeure partie des éruptions de large volume de magma felsique n'est pas expliquée par la recharge de la chambre uniquement ; un autre processus est nécessaire pour remobiliser un réservoir. Une hypothèse concernant cet autre processus est la

percolation du magma par des gaz chauds provenant de niveaux inférieurs (Bachmann & Bergantz, 2003). Le processus est relativement lent, mais permettrait l'apport d'énergie supplémentaire (~150 000 ans pour réchauffer de 40°C un réservoir de ~7500 km³). Quelque soit l'origine du réchauffement du réservoir, il faut des mouvements de grande importance (retournement ?) pour obtenir un nombre de Reynolds élevé, synonyme de régime turbulent facilitant le mélange de magmas. Les chambres magmatiques les plus larges se sont mises en place avec les flux de magmas les plus importants (Annen, 2009). Bien que la durée de croissance de plutons soit lente (jusqu'à plusieurs millions d'années, Matzel et al., 2006 ; Annen, 2009 ; de Saint Blanquat et al., 2011), les conditions permettant de produire des éruptions majeures sont relativement rares et de courte durée (Glazner et al., 2004).

2.4.3. Stockage de magma et formation de la croûte continentale

La présence de figures de mélange dans les environnements plutoniques atteste de la possibilité de stocker des magmas malgré le dynamisme et le bouleversement des conditions du réservoir lors d'épisodes de réinjection. Une question majeure en géologie impliquant le stockage de magma est la formation de la croûte continentale. La composition chimique globale de la croûte continentale est andésitique (Rudnick, 1995), et son origine est discutée. Certains auteurs proposent que les andésites participant à la construction de la croûte continentale sont le résultat de la différenciation (Grove et al., 1986 ; Tamura et al., 2002 ; Vogel et al., 2004 ; Kemp et al., 2006 ; Straub et al., 2011) tandis que d'autres soutiennent l'hypothèse du mélange de magmas (Eichelberger et al., 2006 ; Eichelberger, 2010, Reubi & Blundy 2008 ; 2009). La formation de la croûte par différenciation est critiquée (Green & Ringwood, 1968), notamment à cause de l'importante quantité de basalte requise pour produire un tel volume. La génération d'andésites à partir du mélange de magmas repose sur plusieurs points. Tout d'abord, les inclusions de compositions andésitiques sont peu abondantes par rapport aux roches andésitiques et peuvent traduire l'absence de liquides andésitiques vrais (Reubi & Blundy, 2009). Ensuite, les andésites contiennent couramment des textures de mélange, chimique et mécanique (Eichelberger et al., 2006). Enfin, les quantités des extrêmes compositionnels sont suffisantes : le magma basique provient de la fusion partielle du manteau et produit des magmas felsiques par différenciation (Reid et al., 1983 ; Tamura et al., 2009). De plus, la croûte est un bon isolant thermique, préservant sa chaleur et lui permettant de prolonger ses capacités de recyclage (*reworking*, Whittington et al., 2009).

Les premiers stades de la croûte sont le résultat de la différenciation de la Terre à des températures plus élevées (Depaolo, 1992 ; Rudnick, 1995 ; Hawkesworth & Kemp, 2006). Les liquides basiques et ultra basiques provenant de la fusion se sont placés dans les niveaux superficiels. Réchauffés par les nouvelles intrusions, ils ont produits des magmas de plus en plus évolués : les TTG (Tonalite, Trondjemite, Granodiorite, par exemple Hawkesworth & Kemp, 2006 ; Nagel et al., 2012 et référence à l'intérieur). Depuis, selon le contexte, (1) la subduction et (2) les plumes (convection mantellique) sont des mécanismes potentiels pour amener du magma mantellique (basique et ultra basique) en surface, dans les niveaux lithosphériques, et les épisodes de croissance de la croûte continentale suivent l'intensité du dynamisme mantellique (Stein & Hoffmann, 1994 ; Albarède, 1998 ; Condie, 1998 ; Hawkesworth & Kemp, 2006 ; Kemp et al., 2006 ; Pearson et al., 2007 ; Hawkesworth et al., 2010). Si la croûte continentale est formée par mélange de magmas, alors, les conditions lors de sa formation doivent respecter les contraintes imposées par le mélange de magmas, à savoir potentiellement les viscosités, fractions cristallines, températures, fraction de magma

injecté... Puisque le mélange est favorisé avec le comportement liquide des magmas (par exemple Sparks & Marshall, 1986 ; Frost & Mahood, 1987), un réservoir contenant un magma faiblement cristallisé dû à une température élevée est propice au mélange complet. En d'autres termes, une anomalie thermique locale de la croûte, en plus de celle créée par le réservoir, augmenterait les chances de mélange. Le type de recharge selon des pulses répétés (Irvine & Smith, 1967 ; Tepley et al., 2000) ou un remplissage continu (Wilcox, 1954 ; Reagan et al., 1987) intervient probablement dans le flux de chaleur apporté aux réservoirs et pourrait expliquer cette anomalie thermique.

3. CE QUE VOUS TROUVEREZ DANS CETTE ETUDE

Le problème de mélange de magmas observé sur le terrain a été abordé par analogie, essentiellement pour des raisons techniques. En effet, reproduire des conditions magmatiques demande un certain équipement, et les fondements de nombreux processus physiques peuvent légitimement être expliqué hors échelle. Cependant, le mélange de magmas est à la fois un processus physique (donc mécanique), chimique et textural. Les propriétés rhéologiques qui semblent influencer le mélange de magmas dépendent directement des conditions environnantes. Mais lorsque les conditions environnantes changent, le magma subit d'autres bouleversements telle que la cristallisation, l'exsolution de volatils qui affectent directement les propriétés mécaniques du magma, et donc ses capacités de mélange. Les interactions entre les différents aspects (chimiques, physiques, dont mécaniques, et texturaux) sont si importantes que je suis convaincu que seule une approche expérimentale permet une étude quantitative sur les mélanges de magmas. Bien entendu, elle ne peut se passer des observations de terrains, et s'appuie fortement sur les aspects théoriques développés par analogie. En résumé, les interactions entre des magmas chimiquement contrastés soulèvent de nombreuses questions parmi lesquelles :

- Quels sont les mécanismes à l'origine des textures de mélanges couramment rencontrées dans la nature ?
- Dans quelles conditions se forment ces textures, et quelles sont les contraintes mécaniques des mélanges entre 2 magmas ?
- Quel est l'impact de l'eau sur les capacités de mélange ?
- Quelles sont les proportions de recharge de magma favorables au mélange ?
- Quelle est la fiabilité des enclaves concernant leurs interactions avec le magma hôte ?
- Quelle est la participation du mélange dans la dynamique du réservoir (éruption/stockage de magmas) ?

Ces principales questions sont abordées et discutées dans ce travail, qui se veut fidèle aux conditions naturelles ; quelques travaux analogiques théoriques et expérimentaux incontournables ont permis de comprendre le problème (par exemple Huppert et al., 1982 ; Kouchi et Sunagawa, 1982 ; Sparks & Marshall, 1986), mais les conditions appliquées sont peu réalistes par rapport aux conditions rapportées dans des réservoirs magmatiques (température et fraction cristalline, pression, présence d'eau dans le système, vitesse de déformation...). Depuis lors, plusieurs études ont repris ces premiers travaux, mais sans jamais réunir toutes les conditions magmatiques (entre autres Perugini et al., 2003, 2012 ; Zimanowsky et al, 2004 ; De campos et al, 2011 ; Morgavi et al., 2012). Par ailleurs, le mélange de magmas fait intervenir des processus physiques et chimiques qui sont indissociables puisqu'ils interagissent.

Ce présent travail a bénéficié des progrès technologiques telle que la presse Paterson, beaucoup utilisée, permettant la déformation de magmas sous pression (hydratés) à des vitesses réalistes. Il s'intéresse aux éventuelles interactions entre 2 magmas contrastés physiquement et chimiquement dans des conditions magmatiques connues à ce jour (température, pression, présence d'eau, vitesse de déformation, fraction cristalline et viscosités). Il reprend certains points déjà évoqués mais jamais démontrés expérimentalement en conditions magmatiques, et révèle de nouveaux aspects sur le mélange de magmas. Ainsi, le lecteur trouvera, dans les premiers chapitres de cette étude, un panel de textures de mélange (et de non mélange) produites dans différentes conditions. Deux chapitres sont dédiés aux **mécanismes de formation des textures de mélange de magmas** (aspects physiques et chimiques), reproduisant les textures naturelles. L'un d'eux concerne des **magmas secs**, l'autre des **magmas hydratés**, en conditions statiques et dynamiques. Chacun d'eux a fait l'objet de la soumission d'un article. Les **possibilités de mélange sans déformation appliquée en contexte de fusion** sont testées, faisant intervenir les notions d'expansion volumique et de densité des magmas. Ensuite, un des chapitres est concentré sur la **déformation d'enclaves** et leurs interactions avec leur magma hôte. Ces aspects texturaux détaillés, les **conditions rhéologiques favorables et défavorables au mélange de magmas** sont présentées. Enfin, une discussion confronte les capacités de mélange (conditions mécaniques) avec les textures produites dans les chapitres précédents, et prolonge le débat sur des points tels que la possibilité de remobiliser un magma, l'information donnée par la déformation d'enclaves, et la participation du mélange dans le stockage ou l'éruption de magmas.

CHAPITRE III :

METHODES EXPERIMENTALES ET

TECHNIQUES ANALYTIQUES

Dans ce chapitre sont détaillées les différentes méthodes expérimentales et techniques analytiques utilisées lors de ce travail. Les méthodes expérimentales comprennent les autoclaves pour la synthèse des échantillons et la presse Paterson ayant servi à déformer les échantillons. Les techniques analytiques incluent la microscopie électronique et la microtomographie X pour l'imagerie, ainsi que l'analyse quantitative grâce à la microsonde électronique. Les principaux logiciels d'analyse d'image utilisés sont également décrits.

1. METHODES EXPERIMENTALES

1.1. Autoclave à chauffage interne

Les échantillons nécessitant des conditions particulières (teneur en eau, fraction cristalline) ont été synthétisés en autoclave à chauffage interne (Gros Vert, Gros Bleu, IST Orléans). Il s'agit d'une enceinte en acier (autoclave) à l'intérieur de laquelle le four et l'échantillon sont insérés et mis sous pression (Fig. III-1). Deux obturateurs maintenus en place par des bouchons assurent l'étanchéité.



Figure III- 1 : Autoclave Gros Vert, en position horizontale pour charger le four et l'obturateur.

Le four permet d'atteindre des températures de l'ordre de 1400°C et se compose de 2 enroulements de câble en Kanthal ou molybdène selon les cas, formant les résistances du four. Chaque résistance est alimentée individuellement ; il est ainsi possible de réguler une zone isotherme sur quelques centimètres de haut. La lecture de la température se fait au moyen de 2 thermocouples de types S ou K selon les synthèses réalisées lisant la température de part et d'autre de l'échantillon, et assurant une température homogène sur la hauteur de l'échantillon (allant jusqu'à 40 millimètres de long). La précision des synthèses dépend de la précision des thermocouples, à savoir environ $\pm 5^\circ\text{C}$. Les thermocouples, comme les câbles d'alimentation des résistances, passent au travers de l'obturateur frontal par des cônes de passage étanches à la pression. En théorie, il est possible d'atteindre une pression de 1000 MPa. Les synthèses réalisées pour cette étude ont nécessité une pression maximale

de 300 MPa. La pression est une pression de confinement induite par la compression d'un gaz inerte (de l'argon dans ce cas). Le gaz est injecté dans l'autoclave jusqu'à 0,5 MPa, puis il est comprimé par deux pompes hydrauliques, la première étant limitée à 200 MPa. Il est possible de faire une montée en température isobare, mais cela s'est avéré inutile pour cette étude.

A la fin de la durée désirée, la synthèse est arrêtée selon deux modes : trempe isobare ou trempe rapide (*drop quench* ; Fig. III-2). Dans les deux cas, la trempe se fait à pression constante permettant de conserver les volatils, qu'ils soient dissous dans le liquide, ou gazeux (préservation de la porosité). La trempe isobare est le refroidissement de l'échantillon à pression constante (écart à la pression de synthèse inférieur à 1 MPa). La pression est maintenue constante jusqu'à 350°C, soit une température inférieure à la température de transition vitreuse des verres silicatés (Fig. III-2). Cette trempe dure environ 9 minutes, soit un refroidissement de $\sim 80^\circ\text{C}/\text{min}$. Cette vitesse de refroidissement n'est généralement pas assez rapide pour éviter la cristallisation d'une phase de trempe, facilement reconnaissable par sa texture particulière.

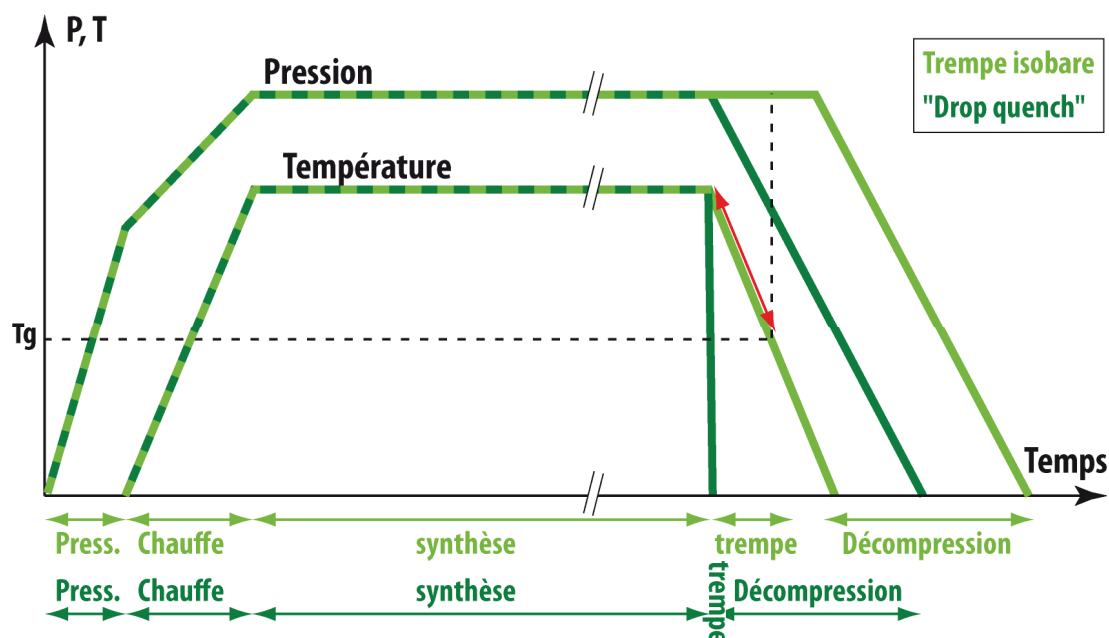


Figure III- 2 : Chemins pression et température parcourus par les deux procédés de trempe (trempe isobare et trempe rapide ou « drop quench »). T_g est la transition vitreuse ayant lieu à une température dépendant de la vitesse de trempe. La double flèche rouge indique le moment pendant lequel les phases de trempe peuvent cristalliser.

Cependant, il n'est pas possible de refroidir plus rapidement les synthèses qui serviront d'échantillons pour les expériences en presse Paterson. En effet, les expériences en presse Paterson nécessitent des échantillons de gros volume ($\sim 12\text{ cm}^3$), difficiles à refroidir sans phase de trempe. Lorsque les échantillons sont de « petite » taille ($\sim 50\text{ mm}^3$), il est possible de les refroidir rapidement par la technique de *drop quench* (Holloway et al., 1992 ; Di Carlo et al., 2006). Pour cela, les échantillons sont placés dans une nacelle soutenue par un fil de platine. En faisant fondre le fil de platine (par injection de courant électrique), la nacelle tombe dans la partie basse et froide (inférieure à 100°C) du four et l'échantillon est refroidi très rapidement. Pour la plupart des compositions chimiques de liquides silicatés, le refroidissement est suffisamment rapide pour éviter une phase de trempe. La totalité des synthèses réalisées avec refroidissement isobare a été complétée par une expérience terminée par « drop quench » afin de vérifier les caractéristiques principales (fraction

cristalline, composition chimique du verre interstitiel...). Les phases de trempe (hors équilibre) fondent rapidement une fois l'échantillon replacé dans les conditions de synthèse. Le magma, lors des expériences en déformation notamment, est donc similaire aux produits des synthèses obtenus par *drop quench* (voir Champallier, 2005, pour plus de détails).

1.2. Déformation en presse Paterson

1.2.1. Généralités

La presse Paterson est un autoclave à chauffage interne (reposant sur les mêmes principes que ceux précédemment décrits) doté de systèmes de déformation et de cellules de mesures (Fig. III-3). La pression de confinement est également générée par de l'argon injecté dans l'autoclave jusqu'à 100 MPa, puis comprimé jusqu'à 500 MPa maximum par une seconde pompe hydraulique. Le four est composé de 3 enroulements de molybdène dont la puissance est ajustable séparément. Il est possible d'atteindre une température de 1400°C avec une zone isotherme ($\pm 2^\circ\text{C}$) de 35 millimètres environ. Les propriétés rhéologiques des magmas étant dépendantes de la température, cette zone isotherme doit être très bien caractérisée, et régulièrement vérifiée. La lecture de la température se fait à 3 millimètres de l'échantillon par des thermocouples de type K ou S.

La presse Paterson d'Orléans est équipée de deux modules permettant d'appliquer 2 modes de déformation différents. Le premier est un moteur axial permettant la compression de l'échantillon (déformation co-axiale). Le second est un moteur appliquant une torsion par engrenage à la moitié supérieure de la colonne, la moitié inférieure étant fixe, d'où une déformation non co-axiale. Ce mode de déformation permet de simuler un cisaillement simple sur un échantillon cylindrique. Dans le cadre de cette étude, seule la déformation en torsion a été utilisée. C'est pourquoi les méthodes concernant la déformation en compression ne seront pas développées par la suite.

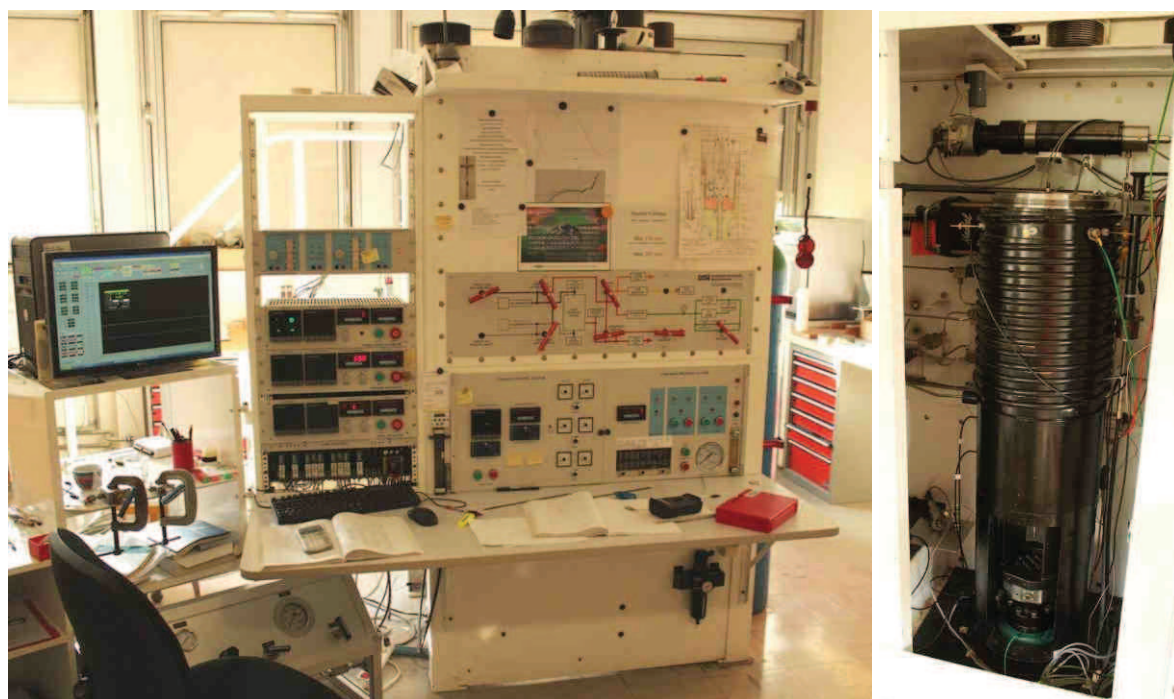


Figure III- 3 : façade de contrôle et autoclave de la presse Paterson (ISTO, Orléans)

Les systèmes de déformation et les cellules de mesure externes sont situés à l'extérieur de l'autoclave (à pression atmosphérique) tandis qu'une cellule de mesure interne est sous pression, à l'intérieur de l'autoclave (Fig. III-4). En bref, les cellules de mesure enregistrent la force (déformation coaxiale) ou le moment (déformation en torsion) de résistance de l'échantillon et les transforment en signal électrique. Les signaux électriques sont enregistrés en temps réel sur ordinateur. Il est alors possible de caractériser les propriétés rhéologiques de l'échantillon déformé. Deux cellules de mesures ont été utilisées dans le cadre de cette étude. L'une, dite « standard » fonctionne dans une gamme de moment comprise entre 1 et 1000 N.m, avec une précision estimée par le constructeur de 0.1 N.m. La seconde cellule utilisée est une cellule de mesure « haute sensibilité », fonctionnant entre 0.1 et 10 N.m, et ayant une précision de 0.01 N.m. En théorie, ces deux cellules supportent la déformation de matériaux ayant une viscosité comprise entre 10^5 et 10^{23} Pa.s, en fonction de la vitesse de déformation, couvrant ainsi une large gamme de roches en conditions magmatiques. La pratique montre qu'il est difficile de mesurer précisément des matériaux peu visqueux (voir les parties « correction de la chemise » et « estimation de l'erreur sur la mesure » dans ce chapitre), tandis qu'un glissement entre deux pistons empêche souvent la déformation d'échantillons très visqueux. La majorité des magmas étudiés lors de ce travail ont des viscosités parfaitement couvertes par les cellules de mesure. Les expériences menées sur les magmas les moins visqueux ($\log \eta < 5$ Pa.s) n'ont pas permis de mesurer les propriétés rhéologiques. Elles ont été calculées par ailleurs, en utilisant des modèles existants et des travaux existants (Champallier et al., 2008 ; Giordano et al., 2008 ; Picard, 2009 ; Laumonier, 2009 ; Picard et al., 2011, 2013).

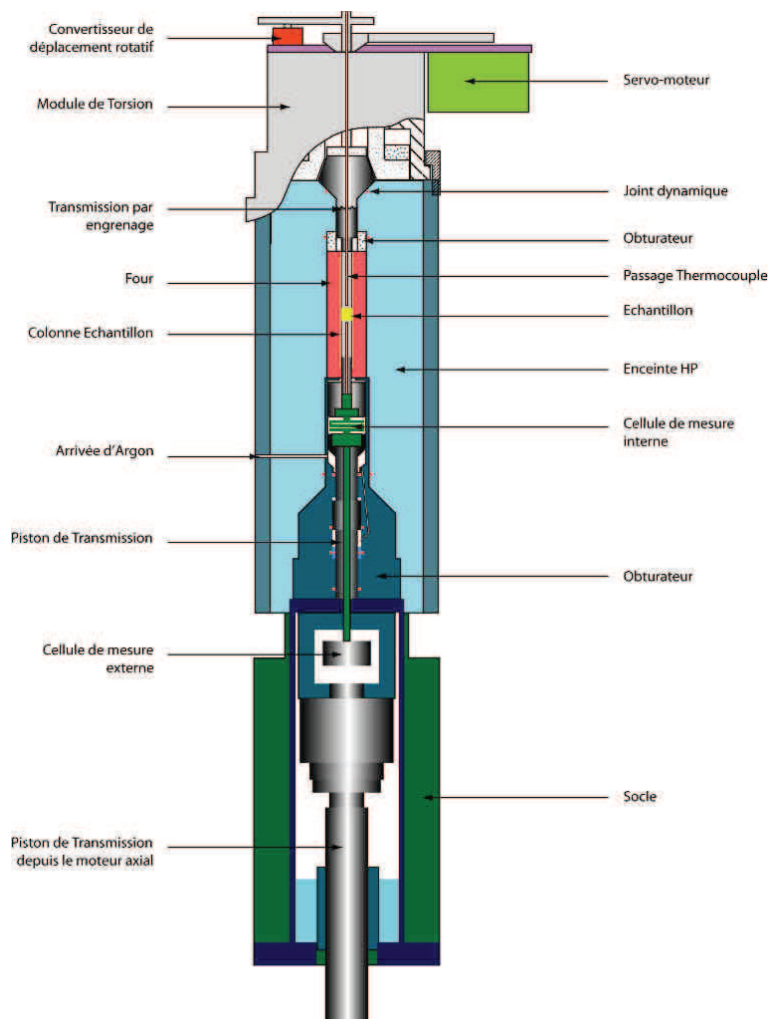


Figure III- 4 : Schéma d'ensemble d'une presse Paterson équipée pour la déformation en torsion (Champallier, 2005)

1.2.2. Échantillon et colonne « porte-échantillon »

L'échantillon est de forme cylindrique et disposé entre des pistons d'alumine ou de zircon partiellement stabilisé (Fig. III-5). Une chemise de cuivre ou de fer enveloppe le montage jusqu'aux pistons d'entraînement de la déformation. Le cuivre est un métal assez souple mais bon conducteur thermique. Il est difficile, à des températures supérieures à $\sim 900^{\circ}\text{C}$, de conserver un plateau isotherme et cela présente un risque d'endommagement de l'appareil. Pour les expériences à haute température, typiquement supérieures à 850°C , une chemise en fer est préférée. Le fer conduit moins la chaleur, mais il est également plus résistant à la déformation et contribue davantage aux contraintes appliquées à l'échantillon. Lors de cette étude, les échantillons les moins visqueux ont vu leur déformation en partie contrôlée par la déformation de la chemise. Lorsque l'échantillon est peu visqueux, la colonne est moins stable et devient le facteur limitant de la durée de l'expérience.

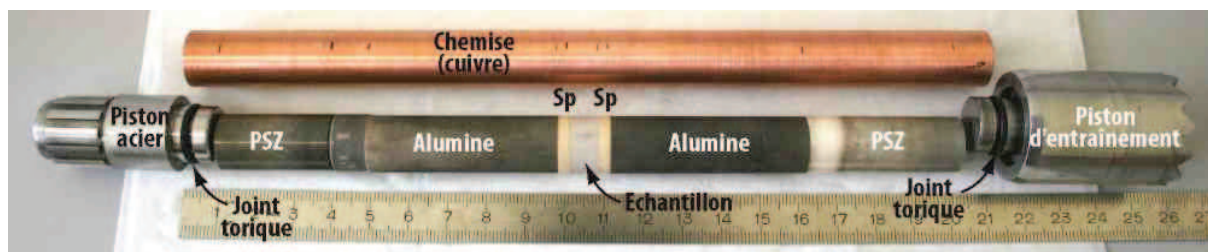


Figure III- 5 : colonne porte-échantillon comportant des pistons en zircon partiellement stabilisé (PSZ), des pistons d'alumine, des disques d'alumine (« spacers » : Sp.), enveloppés d'une chemise. Les joints toriques assurent l'étanchéité de la colonne.

La longueur ajustée des différents pistons permet de placer l'échantillon dans la zone isotherme du four. Les pistons situés au dessus de l'échantillon sont forés en leur centre, permettant le passage du thermocouple. Les pistons sont recyclables à l'exception de deux disques en alumine appelés « spacers » qui se soudent à l'échantillon pendant l'expérience. L'échantillon est conservé entre ces disques qui l'aident à rester intègre pendant la découpe de sections pour analyse. Les différents pistons transmettent les contraintes à l'échantillon sans accommoder de déformation. En effet, dans les conditions expérimentales, les pistons sont bien plus résistants que l'échantillon qui accommode toute la déformation. En revanche, la régularité des surfaces des pistons demande une rigueur particulière. En effet, toute la colonne est soumise à contrainte et les interfaces sont des surfaces favorables au glissement. Pour parer à cette éventualité, les faces des pistons sont rectifiées de manière à être parfaitement planes, et orthogonales à la hauteur de la colonne. La rectification des faces diminue la taille des irrégularités à moins de 0.01mm , augmentant la surface de contact. Une plus grande surface de contact entre les pistons diminuera le risque de glissement. La chemise maintient l'assemblage lors de l'insertion de la colonne porte-échantillon dans le four et assure l'étanchéité de la pression. Pour éviter des interactions chimiques entre l'échantillon et la chemise, une feuille de platine de $25\mu\text{m}$ d'épaisseur est insérée entre les deux lors du montage de la colonne. Par ailleurs, la chemise enveloppant les échantillons de faible viscosité est renforcée par une bague en acier. Ce protocole spécialement adapté pour certaines expériences de ce travail est détaillé dans les géométries de l'échantillon (ci-après). Du fait de la pression de confinement, la chemise moule parfaitement l'échantillon. Avant la torsion de l'échantillon, des marqueurs de déformation rectilignes sont tracés. Ils sont inclinés par la torsion de la moitié supérieure de la colonne. Les marqueurs de déformation permettent de contrôler la répartition de la déformation sur la hauteur de l'échantillon.

1.2.3. Géométries et préparation et des échantillons pour les expériences en torsion

Trois géométries ont été utilisées lors de ce travail et sont décrites dans les paragraphes suivants. Les trois géométries ont utilisé les matériaux de départ bruts. Seule la géométrie superposant des disques a utilisé des suspensions hydratées et donc synthétisées en autoclave.

1.2.4. Superposition de disques

Les suspensions à forte cristallinité sont relativement solides, mais les suspensions majoritairement vitreuses sont très fragiles. Toutes les étapes suivant la synthèse sont donc minutieuses et demandent beaucoup de précautions, d'autant plus que la quantité de matériel est limitée (en particulier pour les échantillons synthétisés). Après synthèse, la première étape consiste à extraire la suspension de sa capsule en or. La suspension est ensuite mise en résine pour être forée à 15 ou 13.8 mm de diamètre selon la présence ou non d'une bague en acier. Le diamètre du cylindre est réduit de quelques centièmes de mm au tour grâce à une lime diamantée afin de prévoir un léger espace pour la feuille de platine de 25 μm d'épaisseur. Par la suite, le cylindre est débité en disques à la micro scie. Les disques sont découpés selon une épaisseur variant de ~ 1 à 4 mm en fonction de l'assemblage prévu pour les différentes expériences en torsion. Après cela, il ne reste plus qu'à rectifier les faces des disques pour diminuer les irrégularités de surface à une taille inférieure à 0.01 mm. Les différents disques sont superposés en alternance (Fig. III-6A & B). Empiler 4 disques est intéressant puisque le nombre de contacts est triplé alors que le nombre de disques est seulement doublé. (2 disques = 1 contact ; 4 disques = 3 contacts). Lors des expériences à haute température, l'échantillon est peu visqueux. La chemise est rapidement fragilisée par la création de bourrelets. Elle a donc été renforcée d'une bague en acier venant draper une partie des alumines (Fig. III-6B). De cette manière, une quantité globale de déformation plus grande a pu être réalisée.

1.2.5. Cylindres emboîtés

Lors d'une expérience (PP151), deux cylindres ont été emboîtés l'un dans l'autre, le matériau basique étant au centre (Fig. III-6C). Pour cela, le cylindre externe est d'abord découpé selon la longueur désirée, ses faces sont rectifiées puis il est foré à 15mm (diamètre extérieur). Ensuite, il est foré à 10mm en son centre. Le cylindre interne est foré à un diamètre légèrement supérieur au diamètre interne du précédent cylindre. Ses faces sont également rectifiées, tout en prenant garde d'obtenir la même longueur que le cylindre externe (précision au centième de mm). Puis le diamètre du cylindre intérieur est réduit au tour jusqu'à ce qu'il pénètre sans forcer dans le cylindre extérieur.

1.2.6. Demi cylindres accolés

Une troisième géométrie a été testée dans de ce travail. Elle consiste en la juxtaposition de 2 demi cylindres l'un contre l'autre (Fig. III-6D). Chaque demi cylindre est préparé de la même manière et sont symétriques. Un cylindre complet est foré dans le matériel de départ. Ses faces sont rectifiées puis il est découpé proche de son centre [yz] (voir ci-après « mécanique de torsion »). Du fait de la mauvaise précision de la coupe (millimétrique environ), chaque demi cylindre est rectifié sur des tapis abrasif jusqu'à l'obtention d'un demi cylindre. En réalité, il était difficile d'obtenir 2 demi cylindres parfaits, et la rectification a permis d'ajuster les 2 pour obtenir un échantillon cylindrique.

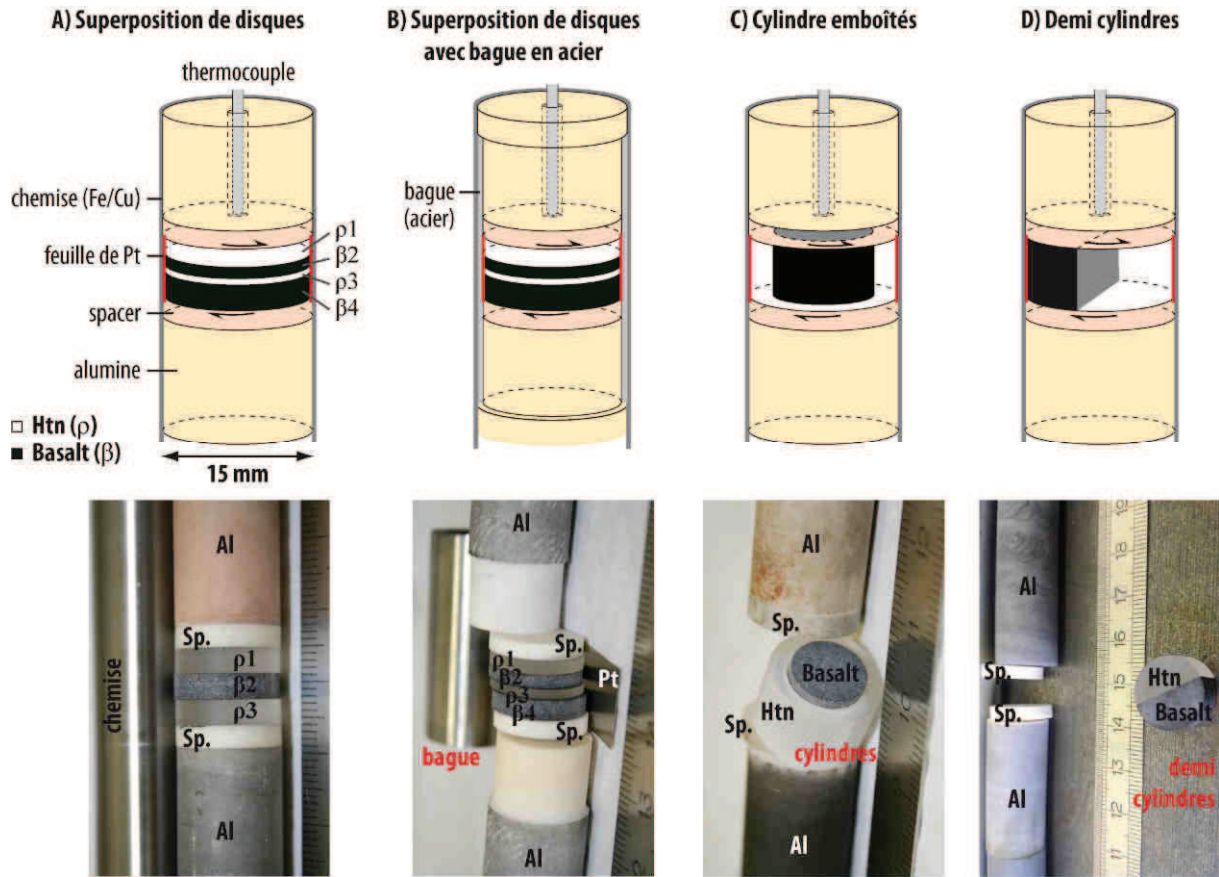


Figure III- 6 : Géométries employées lors des expériences en torsion. A) Assemblage composé de plusieurs disques superposés (ici 3). B) Assemblage utilisé dans le cas d'expériences à haute température, faisant intervenir une bague en acier pour renforcer la chemise. C) Assemblage avec un échantillon composé de cylindres emboîtés. D) Assemblage avec un échantillon composé de demi cylindres.

1.2.7. Résultats de déformation

Selon la nature de l'échantillon, sa géométrie, ou encore la précision des faces rectifiées, la torsion est accommodée selon différentes manières, impliquant plusieurs distributions de déformation possibles. Les principaux cas rencontrés lors de ce travail sont décrits ci-après (Fig. III-7).

Une déformation répartie de manière homogène dans l'échantillon intervient généralement lorsque ce dernier lui-même est homogène (Fig. III-7A). C'est le cas de la déformation d'échantillons ne possédant que du verre ou bien quand la suspension de cristaux est homogène et isotrope. On repère ce cas lorsque les marqueurs de la déformation gravés sur la chemise sont régulièrement inclinés.

Lorsque la contrainte appliquée à l'échantillon atteint la contrainte maximum supportée par les interfaces entre les pistons, un glissement se produit (Fig. III-7B). Il est souligné par la discontinuité des marqueurs de la déformation. Lorsqu'un glissement a lieu il est difficile de poursuivre l'expérience. En effet, une conséquence du glissement est la concentration de la déformation à l'interface, puis le déchirement de la chemise qui ne maintient plus l'étanchéité. Il est parfois possible de diminuer la vitesse de déformation pour que la contrainte appliquée puisse à nouveau être accommodée par l'échantillon.

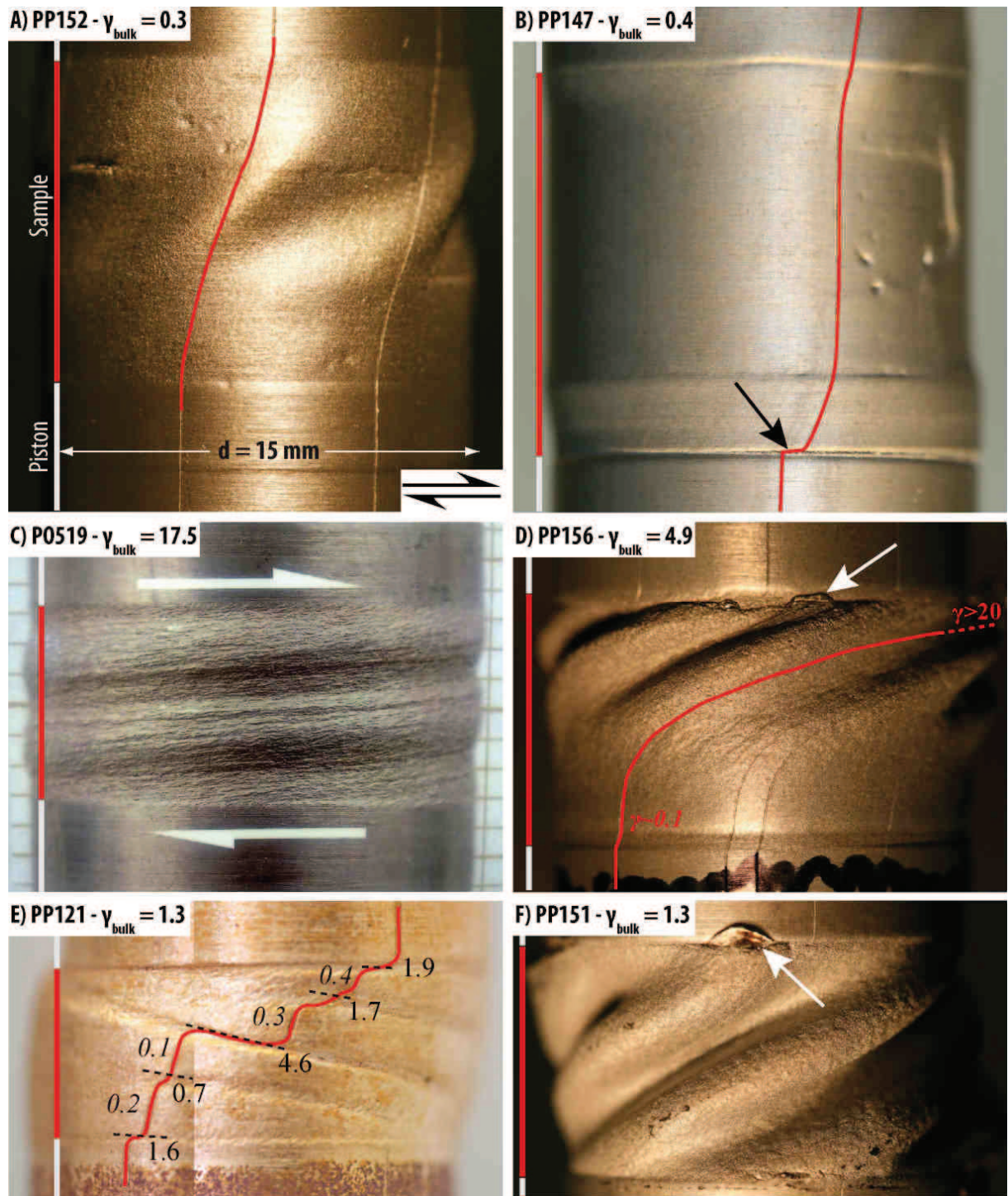
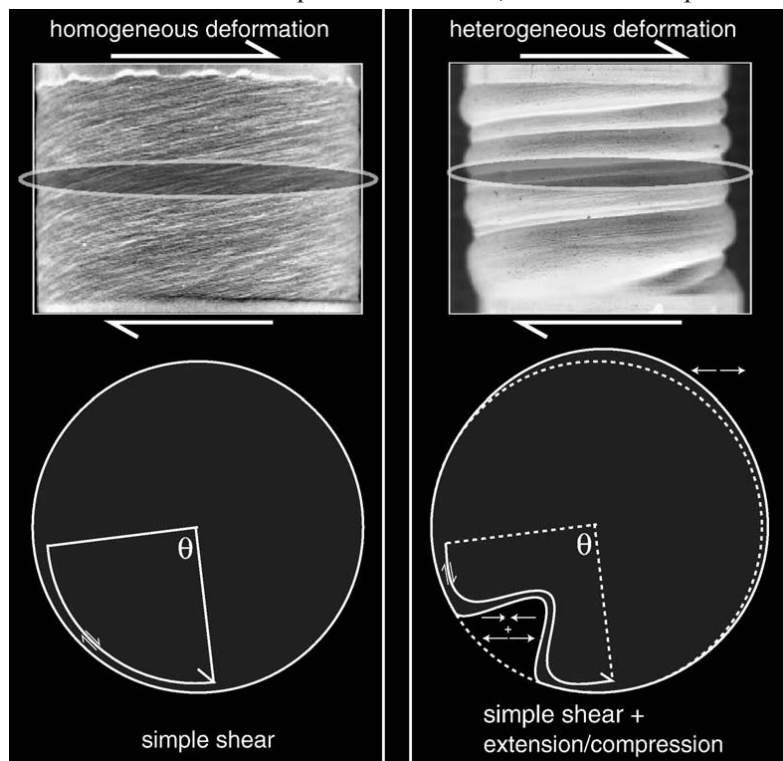


Figure III- 7 : Différents cas de figure de distribution de la déformation. A) Distribution homogène à travers l'échantillon. B) Glissement intervenant à l'interface inférieure de l'échantillon avec un piston (flèche noire). La chemise se déchire au niveau du glissement puisque la vitesse de déformation augmente localement. C) Grande déformation ($\gamma = \text{XXX}$) appliquée sur un système HPG + cristaux d'alumine (d'après Arbaret et al 2007). D) Gradient de déformation au sein de l'échantillon. La partie supérieure est 200 fois plus déformée que la partie inférieure. E) Bandes de cisaillement dans une suspension tri-phasée de composition hapltonalitique, où la déformation est concentrée (d'après Laumonier et al., 2011). F) Déformation contrôlée par la chemise donnant l'aspect d'un tube de dentifrice. Les flèches blanches (D et E) indiquent des zones où du magma est extrudé par la chemise déchirée.

Dans les cas où l'échantillon contrôle la déformation, il est possible d'atteindre de grandes quantités de déformation (Fig. III-7C). Les meilleures conditions pour cela sont une température relativement basse (submagmatique), une vitesse de déformation lente, une colonne irréprochable et un échantillon homogène. Lorsque l'échantillon présente des hétérogénéités, la déformation n'est pas également distribuée dans l'échantillon. On constate alors un gradient de déformation (Fig. III-7D) ou bien des zones, dans l'échantillon, où la déformation est concentrée (Fig. III-7E). Ces zones sont appelées bandes de cisaillement et la quantité de déformation peut y être très importante malgré une déformation globale moyenne. Enfin, lorsque l'échantillon est moins visqueux que la chemise, c'est cette dernière qui contrôle la déformation (Fig. III-7F). Au niveau de l'échantillon, la colonne prend l'aspect d'un tube de dentifrice tordu. Dans ce cas de figure, la colonne est très fragile puisque la chemise est fortement et irrégulièrement sollicitée. Il arrive qu'elle se déchire, extrudant une partie de l'échantillon (Fig. III-7D et F). Localement, la quantité de déformation peut fortement varier. Barnhoorn et al. (2005) ont démontré une variation du rayon de l'échantillon, associée à de la déformation en extension et/ou en compression liée aux boursouflures de la chemise (Fig. III-8).

Figure III- 8 : Effet du contrôle de la chemise sur la déformation locale (Barnhoorn et al., 2005).



1.3. Mécaniques de torsion et corrections

1.3.1. Relations mathématiques en torsion

Ce paragraphe rappelle les relations mathématiques de la mécanique de torsion, définie par Paterson & Olgaard (2000) et travaux antérieurs. Les notions de quantité et vitesse de déformation, contrainte, viscosité (...) sont liées à la géométrie de l'échantillon. Considérons donc un échantillon cylindrique de longueur l et de rayon R (Fig. III-9A). L'échantillon possède 3 plans caractéristiques : $[xy]$ correspondant au plan de cisaillement ; $[yz]$, plan perpendiculaire au plan de cisaillement et centré et $[xz]$, plan tangentiel perpendiculaire au plan de cisaillement.

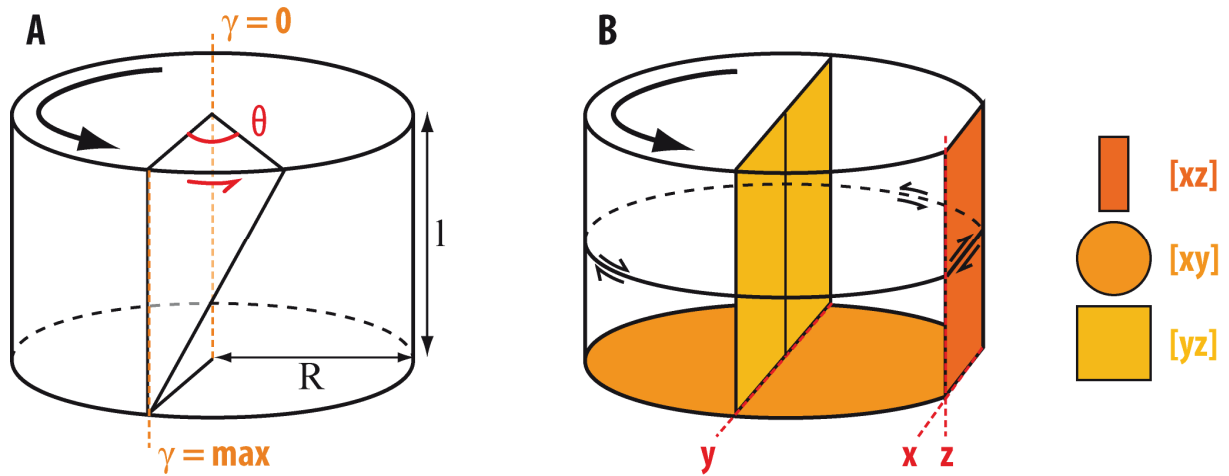


Figure III- 9 : géométrie d'un échantillon cylindrique pour les relations mathématiques d'une déformation en presse Paterson. A) annotations pour la torsion, B) sections d'observation.

La quantité de déformation γ (sans unité) dépend de la longueur l , du rayon R et du déplacement angulaire θ imposé au cylindre selon la relation :

$$\gamma = \frac{R \cdot \theta}{l}$$

Ainsi, la quantité de déformation γ est maximale au niveau de la périphérie, et nulle au centre. La vitesse de déformation $\dot{\gamma}$ (s^{-1}) résulte de la vitesse de déplacement angulaire $\dot{\theta}$ ($rad.s^{-1}$) :

$$\dot{\gamma} = \frac{R \cdot \dot{\theta}}{l}$$

L'angle θ est donné en temps réel par la presse Paterson. Il est donc possible de suivre la quantité et la vitesse de déformation tout au long de l'expérience. Puisque ces deux paramètres sont proportionnels au rayon, et en admettant une déformation homogène à travers l'échantillon, on peut connaître la quantité et la vitesse de déformation selon tous les plans $[xz]$ situés à un rayon r tel que $0 < r < R$.

La vitesse de déformation et le moment M enregistré par la machine permettent de connaître l'exposant de contrainte n (sans unité) :

$$n = \frac{d \ln \dot{\gamma}}{d \ln M}$$

A partir de l'exposant de contrainte et du moment M est déduite la contrainte τ (Pa ou MPa) :

$$\tau = \frac{M \left(3 + \frac{1}{n} \right)}{2 \cdot \pi \cdot R^3}$$

La contrainte est calculée après avoir corrigé l'effet de la déformation de la chemise sur le moment. Cette étape est décrite plus bas.

Connaissant la contrainte τ et la vitesse de déformation $\dot{\gamma}$, il est possible de calculer la viscosité apparente de l'échantillon :

$$\eta_{app} = \frac{\tau}{\dot{\gamma}} \text{ (en Pa.s)}$$

La viscosité est une propriété physique qui dépend de la température. Lorsque l'on veut comparer la viscosité de différents magmas, on a besoin de s'affranchir de cette dépendance à la température. Pour cela, on utilise la viscosité du liquide (η_{melt}) et la viscosité relative (η_{rel}) dont la relation est :

$$\eta_{rel} = \frac{\eta_{app}}{\eta_{melt}}$$

La viscosité relative (η_{rel}) ne considère alors que l'effet des phases cristalline et gazeuse.

1.3.2. Correction de l'effet de la chemise

La participation de la chemise au moment mesuré est d'autant plus importante que l'échantillon est peu visqueux. Pour connaître le moment de l'échantillon uniquement, il est nécessaire d'ôter le moment de la chemise au moment mesuré. Le moment théorique de la chemise est calculé par la formule suivante (Paterson & Olgaard, 2000) :

$$M_{chemise} = \frac{\pi \cdot \tau}{4(3 + 1/n)} * \frac{d_{ext}^{(3+1/n)} - d_{int}^{(3+1/n)}}{d_{ext}^{(3+1/n)}}$$

où d_{ext} et d_{int} sont les diamètres externe et interne de la chemise, et τ , la contrainte, est calculée par la relation suivant une loi d'Arrhenius :

$$\tau = \left(\frac{\dot{\gamma} \cdot \exp(Q/R \cdot T)}{A} \right)^{1/n}$$

où T est la température (K) et Q et A sont respectivement l'énergie d'activation et le facteur pré exponentiel établis pour chacun des métaux et selon leur mode de déformation (Frost et Ashby, 1982 ; M. Bistriky, communication personnelle).

Les valeurs utilisées sont dans le Tableau III-1 :

Cuivre	Température T (°C)	$T < 677$	$678 < T < 1085$	$678 < T < 1085$
	Loi de déformation	Boundary diff.	Lattice diff.	M. Bistriky
	Terme pré exponentiel A (m ² /s)	5.00E-15	2.00E-05	5.25E-03
	Energie d'activation Q (J/m)	1.04E+02	1.97E+05	1.67E+05
	Exposant de contrainte n	6.56E+00	6.56E+00	6.56E+00
Fer	Température T (°C)	$T < 804$	$805 < T < 909$	$910 < T < 1392$
	Loi de déformation	Lattice α (ferro)	Lattice α (para)	Lattice γ
	Terme pré exponentiel A (m ² /s)	2.00E-04	1.90E-04	1.80E-05
	Energie d'activation Q (J/m)	2.51E+05	2.39E+05	2.70E+05
	Exposant de contrainte n	6.90E+00	6.90E+00	4.50E+00

Tableau III- 1 : valeur des 3 termes utilisés pour la correction de la chemise (cuivre ou fer) selon la température de l'expérience.

1.3.3. Estimation de l'erreur sur la mesure

Plusieurs facteurs affectent la précision de la mesure. Les trois plus importants sont pris en compte pour estimer l'erreur sur la mesure de la viscosité et sont expliqués ci-après.

(i) Quelque soit le type d'échantillon ou les conditions de l'expérience, les cellules de mesure ont une précision limitée, estimée par le constructeur (0.1 et 0.01 N.m pour les cellules de mesures standard et « haute sensibilité » respectivement). Puisque cette précision est fixe, le signal récupéré est d'autant plus précis que la valeur mesurée est grande. C'est pourquoi ce premier facteur affecte fortement les échantillons les moins visqueux. Les valeurs données par le constructeur ont été utilisées pour estimer l'erreur sur la mesure bien que les données enregistrées au cours des expériences montrent une précision meilleure. J'estime la précision réelle des cellules de mesure entre 2 et 10 fois meilleure à celle fournie par le constructeur qui a probablement gardé une marge de sécurité.

(ii) La majorité de la participation de la chemise est corrigée tel que décrit précédemment. Cependant, la correction considère une chemise métallique cylindrique, d'épaisseur constante. Lorsque l'échantillon déformé est peu visqueux, la chemise prend naturellement une forme en « tube de dentifrice ». Il est alors rapidement impossible de calculer précisément la contribution de la chemise, tant celle-ci est irrégulière. Localement, les « bourrelets » induisent une plus forte contribution de la chemise allant jusqu'à doubler, même si son épaisseur diminue. L'estimation de cette contribution suit le raisonnement suivant. La viscosité du verre hapltonalitique en fonction de la température a été modélisée selon les mêmes équations que le modèle de Giordano et al., (2008). La différence entre notre loi rhéologique et celle du modèle varie également avec la température, du fait de la participation plus importante de la chemise à la réponse enregistrée par la cellule de mesure. Ainsi, l'écart à la différence entre les deux modèles représente la contribution de la chemise. Cette contribution participe jusqu'à 40 % de l'erreur sur la mesure.

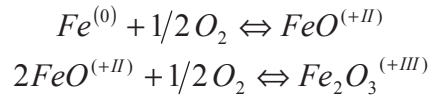
(iii) Un troisième facteur, la régularité du plateau, a été pris en compte lors du calcul de la viscosité : au cours de sa déformation, l'échantillon réagit de manière élastique puis de manière permanente (dans le cas d'un verre au comportement newtonien). La résistance de l'échantillon lors de sa déformation permanente est censée varier peu, générant un moment stable. La variation de ce plateau, au travers de son écart type, a également été considérée dans l'erreur sur la mesure.

En plus de ces trois facteurs principaux, les imprécisions concernant les dimensions de l'échantillon, l'estimation de la vitesse de déformation, la précision de la calibration des cellules de mesure sont susceptibles de dégrader la qualité de la mesure. Cependant, ces facteurs secondaires n'ont pas été pris en compte car ils sont négligeables face aux effets des facteurs principaux : la plupart du temps, la précision de la cellule de mesure est, à elle seule, plus de cent fois supérieure aux facteurs secondaires cumulés.

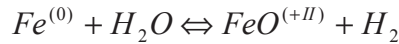
1.3.4. Conditions redox en presse Paterson

La fugacité de l'autoclave de la presse Paterson a longtemps été considérée équivalente à celles des autoclaves à chauffage interne (IHPV) de l'ISTO. Cependant, les changements importants entre des magmas synthétisés en IHPV et ceux après passage en presse Paterson m'ont conduit à m'intéresser davantage aux conditions redox. Un exemple concret est la disparition de la magnétite et l'apparition de l'olivine lors des expériences en autoclaves. Pression, température et concentration en eau étant constantes, la stabilité de ces 2 phases ne pouvait dépendre que de la fugacité (par exemple Berndt et al., 2005 ; Andújar et al., en préparation). La différence notoire avec les autoclaves vient de la chemise en fer de colonne porte-échantillon qui tamponne la fugacité de l'échantillon. Une

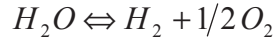
expérience a donc été réalisée spécialement pour mesurer la fugacité de l'échantillon en conditions d'expérience en presse Paterson. Brièvement, un échantillon dont la teneur en eau est connue, est monté dans une colonne précédemment décrite. Contre l'échantillon est placée une membrane Shaw en or-palladium (Shaw, 1963 ; Scaillet et al., 1992), à travers laquelle seul l'hydrogène circule. De l'autre côté de la membrane, un capteur de pression mesure directement la pression en H_2 . A partir de la pression en H_2 , la fugacité d'oxygène est calculée. La pression H_2 mesurée est conjointement présentée avec la température en fonction du temps en Figure 10A. La pression en H_2 est relativement stable jusqu'à 260°C et augmente rapidement par la suite avec l'augmentation de la température. Une fois la température stable, la membrane ne nécessite que quelques minutes pour équilibrer les pressions partielles en H_2 . L'augmentation à température constante est donc inhérente à l'échantillon. La principale cause est la diffusion du fer de la chemise à travers la feuille de platine, qui parvient jusqu'à l'échantillon. Le fer possède différents états d'oxydation, dont les ratios dépendent des conditions redox. A l'inverse, l'ajout de fer sous un état d'oxydation influe la fugacité en oxygène selon les réactions suivantes :



La fugacité du système, et l'état d'oxydation du fer sont en partie contrôlés par la teneur en eau selon la réaction



au travers de la réaction



dont la constante d'équilibre s'écrit

$$K_{H_2O} = \frac{(\gamma_{H_2O} \cdot P_{H_2O})}{\left((\gamma_{H_2} \cdot P_{H_2}) * (\gamma_{O_2} \cdot P_{O_2})^{1/2} \right)}$$

où P_i est la pression partielle de l'espèce i , et γ son coefficient d'activité.

Or,

$$\gamma_i \cdot P_i = f(i),$$

$f(i)$ étant la fugacité du gaz i . Dans le cas idéal (i.e. cas des gaz parfaits), le coefficient d'activité vaut 1. La $f(O_2)$ a été calculée en idéalisant le système et dépend directement de $P(H_2)$ (Fig. III-10B). En d'autres termes, la fugacité présentée est une limite maximale. A 1000°C, elle diminue progressivement de $2 \cdot 10^{-9}$ à $6 \cdot 10^{-10}$ bar en moins de 2h. Cette fugacité est d'environ un ordre de grandeur supérieure à l'équilibre Nickel-Nickel oxyde, noté NNO+1 ; couramment utilisé dans la littérature. Par ailleurs, la fugacité en presse Paterson diminue rapidement de plus de 2 ordres de grandeur par rapport à la fugacité des verres saturés en eau synthétisés en autoclaves à chauffage

interne (NNO+3,5). Ce changement peut avoir de grandes conséquences sur la stabilité des phases, notamment les phases contenant du fer.

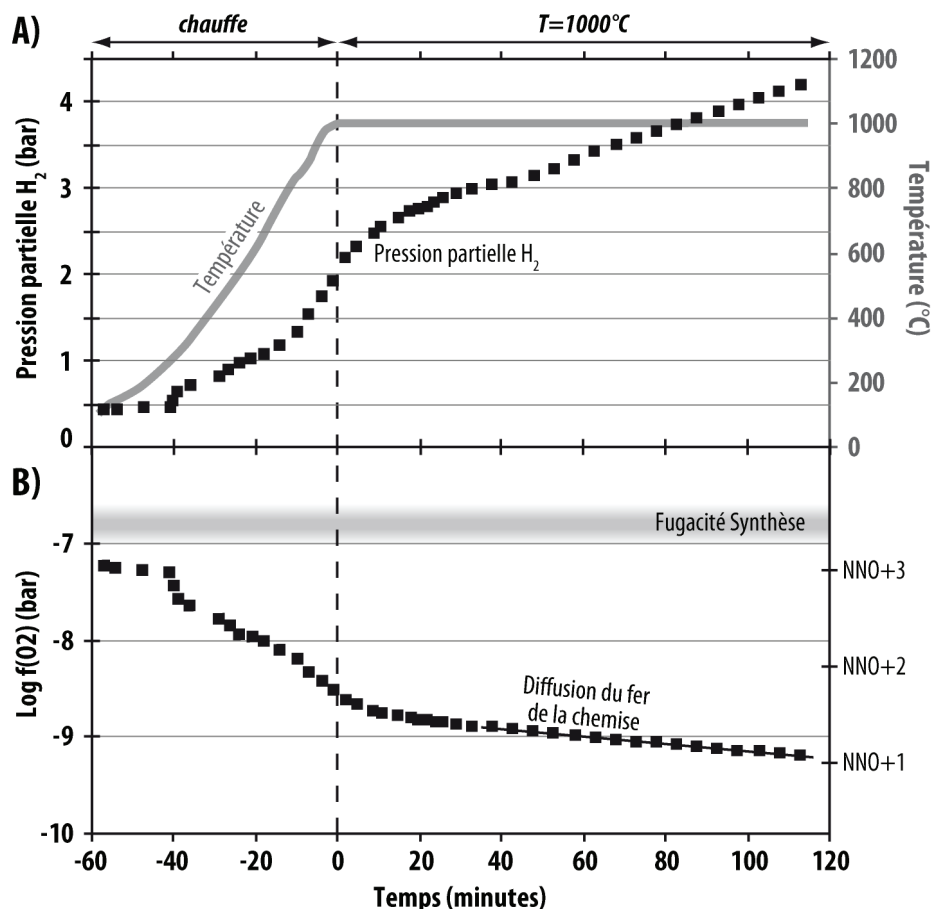


Figure III- 10 : pression partielle en H_2 mesurée pendant la chauffe de l'échantillon, et jusqu'à ~2 heures à 1000°C (A), et fugacité en oxygène (B) calculée.

Pour compléter cette réflexion, il serait intéressant de comparer les conditions redox de 2 assemblages, l'un muni d'une chemise en fer, l'autre d'une chemise en cuivre. Le tampon provoqué par le fer serait absent d'un assemblage muni d'une chemise en cuivre, entraînant une fugacité en oxygène plus élevée. On peut s'attendre aux mêmes conditions redox que celles induites par un autoclave à chauffage interne du type Gros Vert, utilisé pour synthétiser les échantillons.

2. TECHNIQUES ANALYTIQUES

2.1. Sections d'étude de l'échantillon déformé

Après déformation, l'échantillon est analysé par différentes techniques. Pour caractériser l'échantillon en 3 dimensions (entier ou en partie), sa chemise est enlevée pour être analysé par microtomographie à rayons X. Pour des observations texturales en deux dimensions et des analyses chimiques, il est préférable de conserver la chemise et de placer l'échantillon dans une résine epoxy. Les sections favorables sont déterminées et découpées du cylindre. Les sections les plus intéressantes pour cette étude sont des sections longitudinales tangentielles [xz] (Fig. III-9B), où la déformation finie est maximale, ainsi que les sections longitudinales axiales [yz] où le centre n'a pas subi de déformation. Ces sections sont à nouveau placées dans de la résine, puis polies grâce à deux sets de

tapis abrasifs. Le premier set comporte des tapis de granulométrie décroissante de 125 à moins de 10 μ m. Un grand nombre d'intermédiaires favorise la qualité du polissage. Le polissage final (deuxième set) se fait sur des draps de polissage avec des monocristaux de diamant en solution de trois tailles : 9, 3 et 1 μ m. A l'issue du polissage, les sections sont métallisées par une fine couche de carbone avant d'être analysées par microscopie et microsonde électroniques.

2.2. Microscopie électronique

Puisqu'ils sont de petite taille, les produits des diverses expériences menées ont été observés par Microscopie Electronique à Balayage (MEB ; JEOL JSM-6400 et TESCAN MIRA 3 XMU). Un flux d'électrons, généré par un filament en tungstène mis sous haute tension, vient balayer la surface de l'échantillon. Il récupère les deux types d'électrons pour composer des images :

Electrons secondaires (une partie des électrons incidents), dont les contrastes de l'image correspondent aux reliefs de l'échantillon (Imagerie SEI),

Electrons rétrodiffusés, dont les niveaux de gris dépendent du numéro atomique moyen des éléments formant la phase analysée (Imagerie BSE pour Back Scattering Electrons). Les tons les plus clairs correspondent aux éléments à numéro atomique élevé, tandis que les gris sombres correspondent aux éléments à numéro atomique faible. Par exemple, on distinguera, du gris le plus clair au gris le plus foncé, des minéraux tels que les oxydes, l'olivine, puis les pyroxènes, et les plagioclases. Les zones poreuses seront noires.

Seules les images issues de l'émission d'électrons rétrodiffusés sont présentées dans ce mémoire. L'observation des échantillons renseigne sur les phases présentes (cristaux/bulles/liquide), leur agencement respectif (« texture ») et sur les textures de mélange. L'acquisition d'images texturales est une étape avant la caractérisation chimique des phases présentes par microsonde électronique.

2.3. Microsonde électronique

2.3.1. Généralités

La microsonde utilisée pour cette étude est une Cameca SX 50 dotée de 5 spectromètres. Elle fonctionne sur le même principe que le MEB : un flux d'électrons vient bombarder la surface de l'échantillon. Les radiations résultantes émergent selon un angle propre à chaque élément. En fonction de la position du détecteur, seules les radiations d'un élément sont enregistrées sous forme d'intensité de radiations. La comparaison avec l'intensité calibrée sur des échantillons de nature connue permet d'obtenir une information quantitative. Cette méthode est non destructive. Dans le cas de cette étude, quelques 9 oxydes ont été analysés (Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K) sur des minéraux et du verre. Pour l'analyse de minéraux, le faisceau d'électrons incidents était focalisé sur une surface d'environ 1 μ m de côté alors que l'analyse de verre fut faite par un faisceau défocalisé (5 μ m * 5 μ m) afin de réduire la perte en sodium.

2.3.2. Correction de sodium et estimation de la teneur en H₂O

Soumis à un flux d'électron, le sodium devient instable dans les verres hydratés et migre hors du champ d'analyse. L'hydrogène et l'oxygène constitutifs de l'eau moléculaire sont trop légers pour être analysés. Il faut donc corriger la perte en sodium, et estimer la quantité d'eau dissoute dans le verre. Pour cela, des standards contenant différentes proportions d'eau ont été analysés à chaque

séance. Entre 4 et 7 analyses étaient effectuées sur chaque verre. L'analyse est censée « boucler » à 100.00 % pour les verres sans eau et qui ne perdent pas de sodium. Dans les verres hydratés, l'analyse boucle à une valeur inférieure à 100 % parce que l'eau n'est pas analysable et qu'une partie du sodium peut migrer hors de la zone d'analyse. Le sodium migre d'autant plus facilement que le verre est riche en eau. La quantité d'eau contenue dans le verre du standard a été déterminée par infra rouge (Di Carlo, 2004). Dans les analyses à la microsonde, l'eau, quant à elle, est estimée par la méthode dite de différence. L'écart à 100 % (100 - total des oxydes) est censé ne provenir que de la présence d'eau. Les standards montrent que ce n'est pas rigoureusement le cas, mais une meilleure estimation est possible à partir d'une régression (Fig. III-11A).

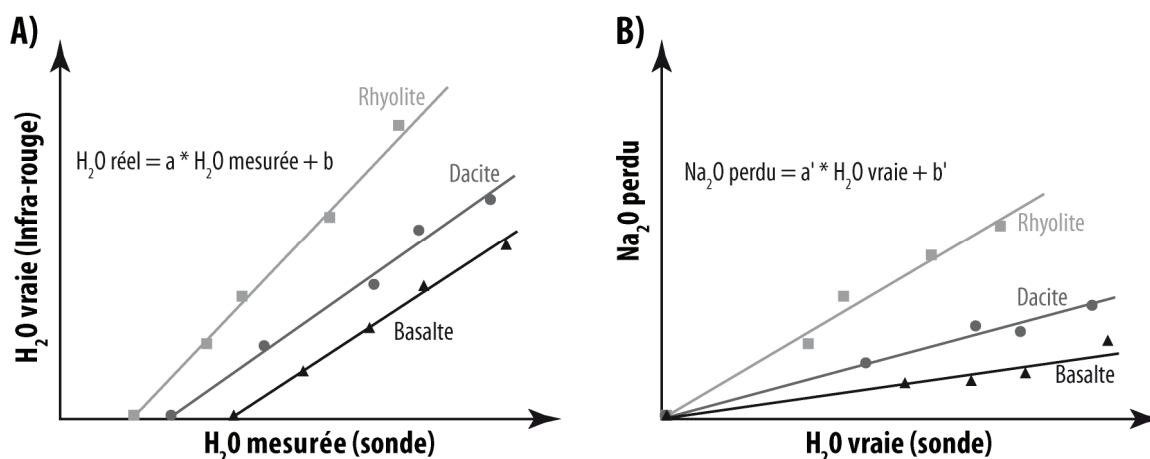


Figure III- 11 : graphiques schématisant l'estimation de la teneur en eau (A) et la perte en sodium (B) dans des verres hydratés.

Le sodium, quant à lui, est corrigé en partant du principe que la quantité de sodium analysée dans les verres secs est la valeur juste. Les valeurs dans les verres hydratés sont donc forcément inférieures, et dépendent de la concentration en eau. Une régression est alors possible pour corriger la teneur en sodium, connaissant la déviation par rapport à la teneur maximale (verre sec) en fonction de la quantité d'eau (Fig. III-11B). Bien évidemment, les corrections et estimations sont différentes en fonction des produits analysés. C'est pourquoi, les standards utilisés lors de cette étude furent un basalte de Stromboli, une dacite et une rhyolite, le premier servant pour le basalte de Santorin, et les deux autres servant pour l'haplotonalite (voir le chapitre « Produits de départ »). Lors de l'analyse de phases minérales, la perte en sodium est négligeable et sa concentration n'a donc pas été corrigée.

2.4. Micro tomographie X

La micro tomographie X (ou tomodensitométrie) est une technique d'analyse non destructive associant l'imagerie par rayons X et la tomographie. La tomographie est la reconstruction du volume (3D) d'un objet à partir d'une série d'images (2D). Les rayons X ont une certaine capacité à traverser la matière en fonction de sa densité, et séparent les différentes phases (Ketchman & Carlson, 2001; Ketchman, 2005; Gualda & Rivers, 2006). Les images brutes sont acquises grâce à une caméra CCD (*Charge-Coupled Device*) de résolution 1024*1024 pixels, puis corrigées en réduisant le bruit, la dureté du rayon (beam hardening) et les artéfacts circulaires. Cette méthode est pratique pour imager la distribution de la porosité (contraste de densité gaz/liquide ou gaz solide élevé), et avec plus de difficultés la présence de minéraux denses (olivine, pyroxène) dans un liquide plus léger ou le contact entre deux liquides ou deux magmas de densités différentes. La résolution spatiale est définie par la taille du voxel, c'est à dire le cube distinguable le plus petit. La meilleure résolution obtenue est

définie par un voxel de $10\mu\text{m}^3$ ($3*3*3\mu\text{m}$). Ainsi, à cette résolution, les plus petits minéraux ne sont pas détectables, mais les phénocristaux et les bulles de quelques centaines de micromètres cube sont visibles.

2.5. Logiciels d'analyse d'image

2.5.1. Traitements d'images

Les images 2D acquises au microscope ne sont pas toujours optimisées du fait de la vétusté de l'appareil. Pour améliorer la visibilité des images, leur luminosité et contraste ont fréquemment été modifiés en étalant l'histogramme de fréquence des niveaux de gris. Ces modifications ont été faites grâce aux logiciels Adobe Photoshop© et Gimp©. Ainsi, les phases sont plus faciles à distinguer, permettant une meilleure analyse.

2.5.2. SPO2003 et Intercept2003 (P. Launeau, université de Nantes)

Deux outils informatiques sont précieux pour analyser les fabriques minérales des produits de départ, ou générées par déformation. *SPO2003* et *Intercept2003* (Launeau, 2004) fonctionnent sur des images seuillées, c'est-à-dire en noir et blanc ou des images en niveaux de gris. *SPO2003* va reconnaître des objets qu'il va rapporter à une ellipse dont les caractéristiques (positionnement, axe long, axe court, rapport de forme, orientation etc.) servent à définir la fabrique cristalline. Dans le cas où les objets sont nombreux et difficiles à distinguer, typiquement les suspensions à cristallinité élevée, le résultat de l'analyse du logiciel n'est plus pertinent. Deux solutions sont alors possibles : redessiner les objets en prenant soin de les séparer, ou utiliser *Intercept2003* (Launeau & Robin, 1996) qui ne cherche pas à individualiser des objets mais seulement à dégager les contours. L'image est découpée en imagerie recoupant de moitié les imagerie voisines, et les contours détectés constituent également une ellipse dont on utilisera les caractéristiques. De cette manière, on peut mettre en évidence les fabriques cristallines locales dans le cas d'une suspension magmatique.

2.5.3. Estimation du rapport de forme des objets analysés

Si les proportions de phases volumiques sont relativement bien déterminées par l'analyse de sections, les rapports de forme des objets le sont beaucoup moins. Pour obtenir la valeur réelle d'une population d'objets, il faudrait les recouper selon leur axe long, ce qui est statistiquement moins favorable. En conséquent, le rapport de forme (couramment noté r) est d'autant plus réduit en 2D qu'il est élevé. La suite de cette étude présentera le rapport de forme de populations d'objets en 2D. Il existe une correction permettant l'estimation de la valeur de r en 3D (Morgan & Jerram, 2006), mais les valeurs en 2D seront conservées pour comparer avec les valeurs en 2D dans d'autres études.

CHAPITRE IV :

MATERIAUX DE DEPART &

SYNTHESES EXPERIMENTALES

Le mélange de magmas implique plusieurs constituants qui diffèrent de par leur composition chimique, leur texture et bien souvent les deux. Pour reproduire ces mélanges en laboratoire, trois matériaux ont été utilisés. Ils ont été testés soit bruts, soit ils ont servi de matériau de départ pour créer des synthèses avant les expériences en déformation (synthèses pré-expérimentales). Dans les deux cas, le terme « suspension magmatique », faisant référence à une certaine fraction de cristaux dans un liquide, sera utilisé. Ce chapitre présente dans un premier temps le choix des matériaux de départ, et leurs principales caractéristiques. Dans un second temps, des tests préliminaires contraignent les matériaux, permettant de choisir les conditions de synthèses. Puis, le protocole ayant servi pour synthétiser des suspensions est exposé. Les synthèses sont caractérisées dans 4^{ème} temps. Toutes les synthèses, sauf les synthèses concernant les enclaves, sont détaillées dans ce chapitre. Un tableau récapitule les différentes synthèses, leurs conditions, et les numéros d'expériences qu'elles ont fournies.

1. MATERIAUX DE DEPART

1.1. Choix des matériaux de départ

Pour reproduire fidèlement et quantifier le processus de mélange de magmas, les propriétés des matériaux utilisés doivent rester proches des principales propriétés chimiques, physiques (dont mécaniques) et texturales des magmas. Il faudra veiller notamment à respecter les points suivants, qui dépendent les uns des autres :

- Composition chimique
- Teneur en eau
- Magma multiphasé
- Texture

La composition chimique sous-entend l'utilisation de produits naturels ou synthétiques de composition similaire aux magmas dans lesquels des mélanges existent. La série calco-alcaline est une bonne cible ; les mélanges sont fréquents entre des basaltes et des dacites, et les andésites sont souvent interprétées comme le résultat d'un mélange abouti. Pour cela, des roches silicatées avec des teneurs en SiO_2 : 45-77 % pds, Al_2O_3 : 10-20 % pds, CaO : 5-12 % pds, alcalins <15 % pds, ferromagnésiens <15 % pds sont préférables. Les magmas d'arc sont des magmas riches en eau. Le rôle de l'eau est tellement important qu'il est nécessaire de le prendre en compte dans le processus de mélange de magmas. C'est pourquoi, lors de notre étude, il faudra pouvoir utiliser des magmas hydratés, soit naturellement, soit par synthèse.

Les propriétés mécaniques des magmas dépendent des deux premiers paramètres cités, mais également des proportions des différentes phases qui constituent le magma (Cf. « Problématiques », Annexe A). Aussi, il serait intéressant de pouvoir faire varier la fraction cristalline, la fraction de volatils, voire les 2, sur les capacités et les produits de mélange de magmas.

Enfin, en partie conséquence des 3 points précédents, la texture de la roche est essentielle puisque c'est un des témoins de mélanges observés sur le terrain. Pour une étude complète, il faudrait pouvoir conserver et observer les produits d'expériences tels qu'ils sont en conditions magmatiques, mais également après refroidissement et éventuelle cristallisation et dépressurisation. Ces schémas dépendent *pro parte* de l'appareillage utilisé.

Les principales études qui se sont focalisées sur la reproduction texturale, ou mécanique des mélanges entre divers fluides (voir chapitre « Problématiques ») ont permis une avancée significative dans le domaine, mais ces travaux n'ont pu aborder des aspects importants du processus (pression, température et taux de déformation raisonnables, présence d'eau et de cristaux dans le magma...). Ce travail ne prétend pas révolutionner ce qui a déjà été étudié, mais s'attache avant tout à respecter davantage les conditions magmatiques dans lesquelles les mélanges se produisent dans la nature, dans la limite des contraintes techniques liées aux synthèses et à l'appareillage utilisé. Pour toutes les raisons présentées précédemment, trois roches ont servi de matériaux de départ :

- un basalte provenant d'une coulée de lave de Santorin (Grèce),
- une dacite échantillonnée sur l'île de Nea Kameni, à Santorin également,
- un verre synthétique de composition hapltonalitique.

Le basalte sera l'extrême compositionnel basique des mélanges testés lors de cette étude. A l'inverse, l'hapltonalite sera le terme le plus felsique, tandis que la dacite représente une roche intermédiaire. Ces trois compositions sont détaillées ci-après.

1.2. Caractérisation des matériaux de départ

1.2.1. Basalte

Le basalte a été échantillonné sur l'île de Santorin (Grèce), précisément à Cape Balos (péninsule d'Akrotiri) en septembre 2009. Il provient d'une coulée massive et porte la référence S0968 dans les travaux associés du projet StoMixSan, notamment ceux de J. Andújar (Andújar et al., en préparation). Ce basalte a été étudié par Nicholls (1971) et Druitt et al., (1999) ; les caractéristiques utiles à cette étude seront décrites ici. Sa composition chimique est détaillée dans le Tableau IV-1 et représentée dans un diagramme TAS (Total Alkali Silica, Le bas et al., 1986 ; Fig. IV-1).

Oxyde	Basalte						Dacite		Hapltonalite	
	roche totale*	Olivine	Cpx	Plagioclases			roche totale		verre nominal*	verre mesuré
				coeur	bord. 1	bord. 2				
SiO ₂	50.8	37.4 7	52.1 10	48.7 7	50.46	56.29	65.58 25		68.9	68.8 2
TiO ₂	0.91	0.01 3	0.75 22	0.03 2	0.01	0.13	0.81 7		0	0.01 1
Al ₂ O ₃	18.04	0.03 3	1.5 8	32.0 5	20.77	26.49	15.93 14		19.6	19.7 2
FeO(T)	9.16	25.4 12	10.1 15	0.67 10	0.49	1.10	5.21 25		0	0.00 0
MnO	0.17	0.51 9	0.28 5	0.01 2	0.02	0.00	0.19 9		0	0.00 0
MgO	6.73	36.9 12	16.6 16	0.04 1	0.07	0.15	1.37 5		0	0.00 0
CaO	11.10	0.2 1	18.3 33	15.9 6	14.32	9.45	3.98 9		3.5	3.37 8
Na ₂ O	2.81	0.02 3	0.22 10	2.47 32	3.26	5.64	5.20 14		8	8.06 28
K ₂ O	0.49	0.01 2	0.42 9	0.14 4	0.22	0.77	1.98 9		0	0.01 2
P ₂ O ₅	0.13	-	-	-	-	-	-		-	-
H ₂ O	0.28	-	-	-	-	-	-		-	-
Total	100	100	100	100	100	100	100		100	100

Tableau IV- 1 : Tableau 1 : composition chimique des matériaux de départ : basalte (roche totale et minéraux majeurs) et dacite de Santorin (roche totale), et verre hapltonalitique. Abréviations : clinopyroxène (Cpx), bordure (bord.). *Roche totale basaltique analysée au SARM (CNRS-CRPG, Nancy) par ICP-AES (J. Andujar) ; composition nominale du verre hapltonalitique fabriquée par Schott A.G. (Allemagne).

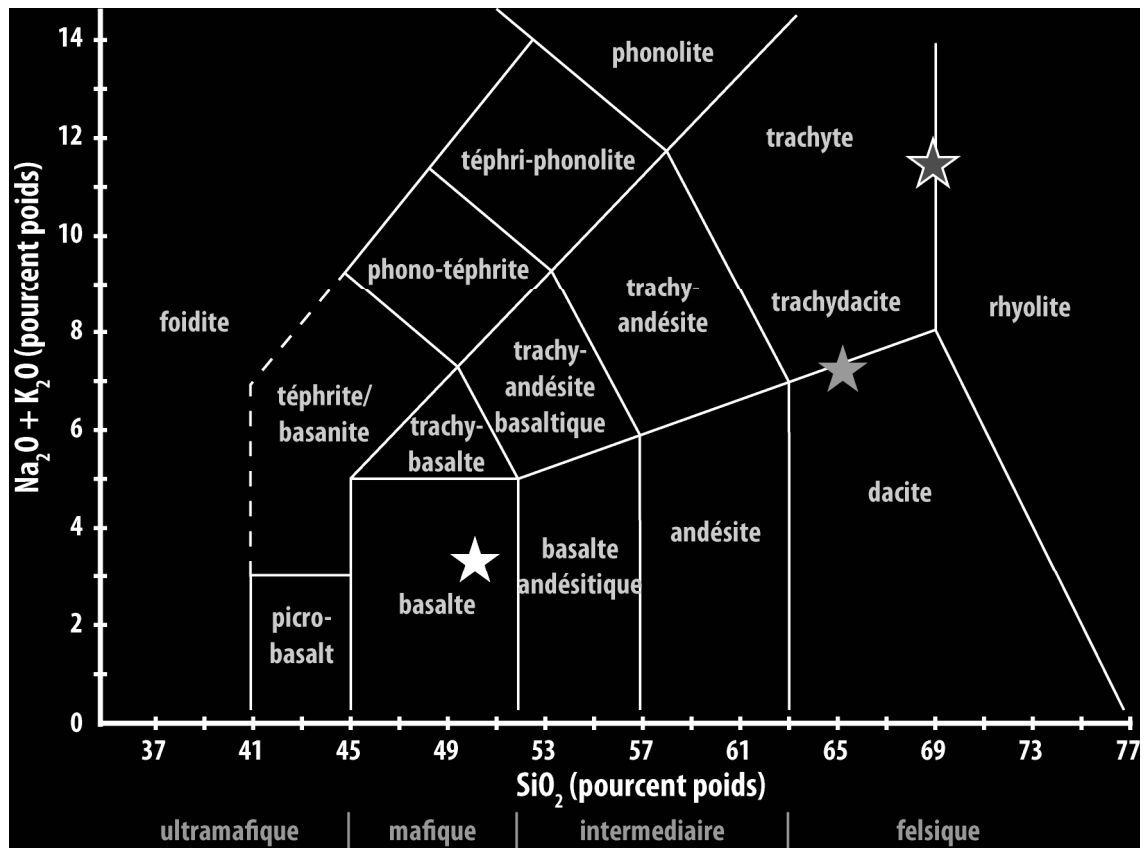


Figure IV- 1 : Diagramme TAS (Total Alkali vs Silica, Le Bas et al., 1986) des trois matériaux de départ.

Le basalte est entièrement cristallisé et ne montre pas de porosité. Les minéraux sont principalement du plagioclase, clinopyroxène et olivine (Fig. IV-2). Des oxydes de fer et titane et de l'orthopyroxène constituent la phase minérale mineure.

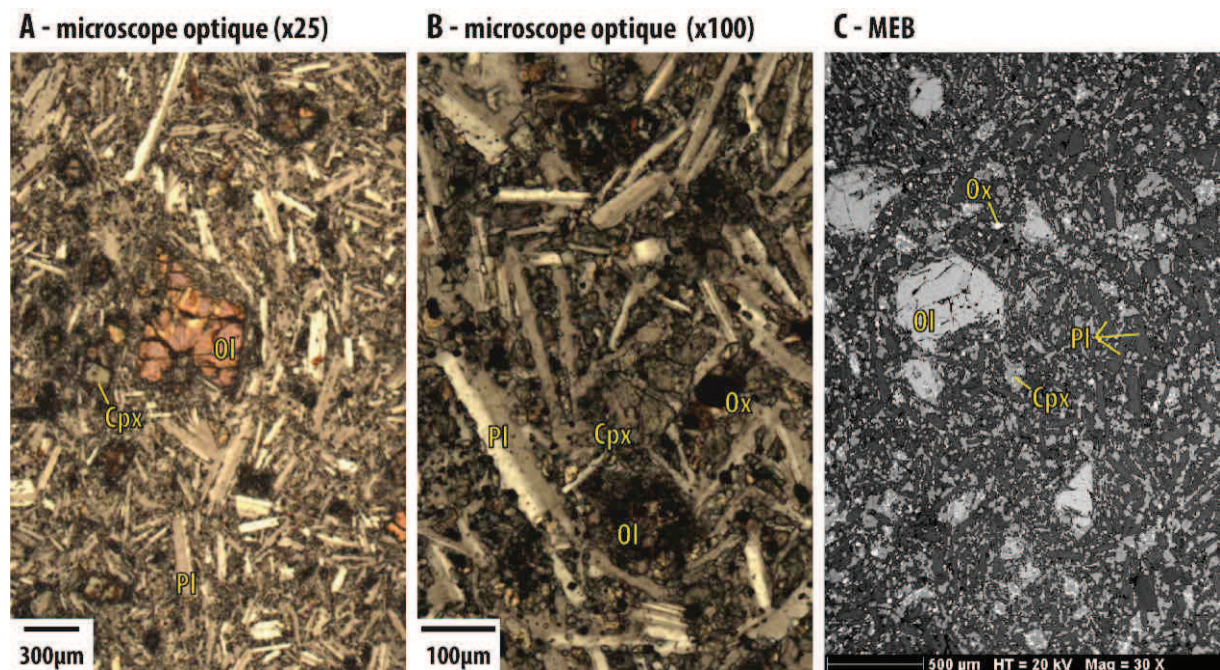


Figure IV- 2 : matériau de départ basaltique vu par microscopie optique (A et B) et électronique (C).

Les plagioclases constituent 75 % de la phase minérale : des microphénocristaux de bytownite (An78) entourés d'une bordure plus sodique, majoritairement de labradorite (An71 à An48) forment un réseau interconnecté. Les cœurs et les bordures représentent respectivement 70 % et 30 % des plagioclases. La longueur des cœurs varie typiquement de quelques micromètres à 500 μm avec une moyenne de 68 μm . Les cristaux dont les cœurs sont supérieurs à 300 μm sont peu nombreux. La distribution de taille des axes longs est montrée en Figure IV-3. Les microphénocristaux de plagioclase ont une orientation préférentielle de forme (SPO) issue des derniers stades de mise en place de la coulée basaltique ; les plagioclases montrent une légère texture fluidale autour des phénocristaux d'olivine (Fig. IV-2A). Les clinopyroxènes, les olivines et les phases minérales mineures constituent le reste de la roche. Les clinopyroxènes sont de l'augite ($\text{En}43 \pm 2.6$; $\text{Fs}11 \pm 1.2$; $\text{Wo}45 \pm 3.5$, $\text{Mg}\# : 80 \pm 1.6$) et forment des agrégats de taille allant de quelques dizaines à 300 μm . Les olivines se présentent sous la forme de phénocristaux isolés, avec une composition $\text{Fo}72$ à $\text{Fo}77$. Les plus grandes sont de taille millimétrique, la majorité avoisinant 500 μm . La matrice du matériau de départ basaltique est composée de plagioclases, pyroxènes, olivines et oxydes.

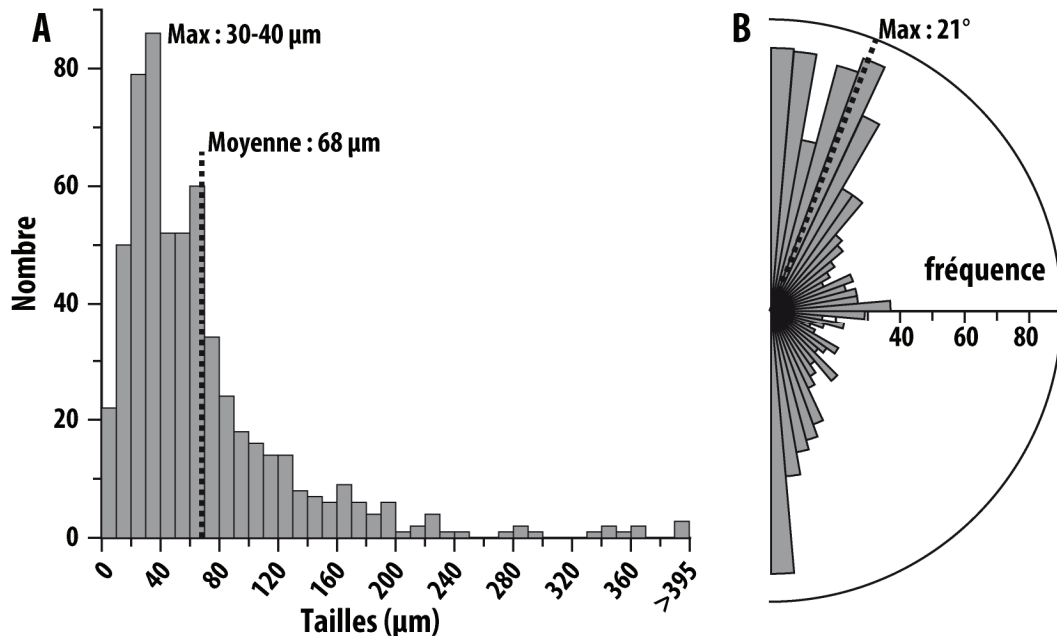


Figure IV- 3 : Distribution (A) et orientation (B) de la population axes longs des cœurs de plagioclases dans le matériau de départ basaltique. Analyse dans une section non orientée.

1.2.2. Dacite

La dacite utilisée dans ce travail provient d'une coulée de 1939 sur l'île de Nea Kameni (Santorin). Sa composition chimique a été mesurée par microsonde électronique et est présentée dans le Tableau IV-1. Les cristaux qu'elle contient sont des plagioclases, des orthopyroxènes, des oxydes, et quelques clinopyroxènes. Cette roche n'a pas été utilisée brute et sa minéralogie n'est donc pas détaillée. Elle n'a été utilisée que sous forme vitreuse (liquide en conditions magmatiques).

1.2.3. Haplotonalite

Le terme le plus felsique de nos expériences est un verre synthétique de composition haplotonalitique. C'est un bon analogue de magmas relativement felsiques ($\text{SiO}_2 \approx 69\%$) dont la composition nominale a été déterminée par Picard (2009) pour que seuls des plagioclases cristallisent jusqu'à une cristallinité d'environ 75 % (Tableau IV-1). Ceci est vrai dans une large gamme de cristallinités 0 à 75 %. Dans les fractions cristallines supérieures à 75 %, du quartz cristallise avec le

plagioclase. Les compositions chimiques des plagioclases et du verre résiduel varient légèrement dans la gamme de cristallinité 0-60 %. Ces compositions dépendent de la fraction cristalline et de la teneur en eau ajoutée (Picard, 2009). Globalement, la teneur en anorthite des plagioclases varie entre An20 et An32. Les suspensions utilisées dans cette étude sont détaillées par la suite. Par ailleurs, l'absence de fer dans cette composition (par définition, haplo = « sans fer ») est un bon marqueur de mélange avec les 2 autres compositions naturelles contenant du fer et du magnésium. Enfin, cette composition a été largement utilisée dans les travaux de Picard (2009), Picard et al. (2011 ; in press) et Laumonier et al. (2011). Ses caractéristiques chimiques, rhéologiques et texturales sont donc bien contraintes.

1.3. Contraintes sur les conditions de stockage des produits naturels

Quelques produits naturels de Santorin ont fait l'objet d'études expérimentales visant à retrouver les conditions de stockage des magmas avant leur éruption. Ces études consistent à replacer des roches volcaniques préalablement fondues à différentes conditions (pression, température, fugacité en oxygène, concentration en eau et autres volatils). En fonction des phases à l'équilibre, il est possible de retrouver les conditions dans lesquelles le magma était stocké.

A Santorin, des andésites proviennent de la cristallisation ou fusion partielle d'un magma basaltique. Ce processus a été reproduit expérimentalement pour retrouver les conditions dans lesquelles le basalte parent a résidé pour donner l'andésite fille. Ce basalte est le même qui a servi dans cette thèse. Ainsi, les conditions de la chambre dans laquelle a résidé le magma basique (et par extension, celui de Cape Balos) sont les suivantes (Andujà et al., en préparation):

- $T = 1000^{\circ}\text{C} (\pm 25^{\circ}\text{C})$,
- $P = 400 \text{ MPa}$,
- $f(\text{O}_2) = \text{QFM-1} = \text{NNO-2}$,
- teneur en eau $[\text{H}_2\text{O}] = 3 \text{ \% pds} (+/- 1 \text{ \% pds})$.

Une ponce dacitique, chimiquement proche de notre matériau de départ a également fait l'objet d'une étude d'équilibre de phases. Les conditions de stockage de cette ponce dacitique sont (Cadoux et al., en préparation) :

- $T = 891^{\circ}\text{C} (\pm 0.17^{\circ}\text{C})$
- $P = 130 \text{ à } 200 \text{ MPa}$
- $f(\text{O}_2) = \sim\text{QFM} = \text{NNO-1}$,
- teneur en eau $[\text{H}_2\text{O}] = 4.6 \text{ \% pds}$.

Les conditions de stockage de ces 2 produits reflètent en partie la complexité du système à Santorin : les pressions respectives de chacun des produits suggèrent l'existence de plusieurs réservoirs. Brièvement, un premier réservoir, profond d'une dizaine de kilomètres, est composé de magma basique. La différenciation de ce magma et/ou la fusion partielle de son produit de cristallisation génère des liquides andésitiques qui remontent dans des niveaux plus superficiels où se situent des magmas plus felsiques tels des dacites. Une étude récente propose l'existence de magmas rhyolitiques dont le mélange avec des dacites aurait provoqué l'éruption minoenne (Druitt et al., 2012). Les proportions cristallines des termes les plus évolués sont faibles (~15 % pour la rhyodacite minoenne) tandis que les andésites naturelles retrouvées lors d'éruptions majeures (Upper Scoriae 1 et

2) sont caractérisées par un taux de cristaux de ~20 %. Ces andésites résultent de la cristallisation du basalte (60 à 70 %, Andújar et al., en préparation).

1.4. Stratégie de synthèses

Dans ce paragraphe est définie la stratégie des synthèses réalisées pour cette étude. De nombreux compromis ont dû être respectés pour satisfaire au mieux la ressemblance avec les conditions naturelles et les contraintes expérimentales. Tout d'abord, rappelons que même si les compositions chimiques des dacites (matériau de départ et ponce étudiée en détail) sont similaires, les dynamismes ayant amené ces roches en surface sont radicalement différents l'un de l'autre. Le produit naturel dacitique dégazé s'est mis en place de manière effusive tandis que la ponce est le produit d'une explosion.

Les expériences en torsion nécessitent des conditions proches de celles des synthèses si on veut conserver les différents magmas dans un état connu et caractérisé à la sortie de la synthèse. Il faut donc synthétiser les échantillons dans des conditions similaires à celles des expériences en torsion. Les conditions redox imposées lors des expériences en torsion (en presse Paterson) ont été déterminées tardivement. Avant cela, la fugacité était supposée être proche de $\text{NNO}+3$. C'est pourquoi les synthèses ont toutes été réalisées à la fugacité $f(\text{O}_2) \approx \text{NNO}+3$. La fugacité de la presse Paterson ($\text{NNO}+1$) est 2 ordres de grandeur plus basse que celle imposée lors de la synthèse, et ce changement peut affecter les phases présentes. Il est détaillé dans l'article du chapitre « textures hydratées ». La pression des réservoirs naturels a été définie respectivement à 200 et 400 MPa pour la dacite et le basalte. Or, la pression est un facteur déterminant pour la dissolution de l'eau dans les magmas, et donc leur fraction cristalline et *in fine* leur rhéologie. Les magmas intervenants dans les mélanges observés à Santorin ont des fractions cristallines variées. Afin de ne pas bouleverser les propriétés d'un magma pendant les expériences, il a été choisi de synthétiser les échantillons à une seule pression et de les déformer à cette même pression. Les synthèses ont toutes été menées à 300 MPa pour respecter au mieux les conditions déterminées pour chacun des produits de départ. La température et la teneur en eau sont des facteurs contrôlant directement et indirectement les propriétés rhéologiques des magmas. En effet, la viscosité d'un magma dépend directement de la température et de la teneur en eau, ainsi que de la fraction cristalline qui est également contrôlée par ces deux paramètres. Il est donc nécessaire de connaître l'évolution de la fraction cristalline avec la température et la teneur en eau des suspensions à synthétiser. Des tests préliminaires ont donc été menés à cette fin sur les matériaux de départ et sont décrits dans le paragraphe suivant.

2. TESTS PRELIMINAIRES

Les trois matériaux de départ ont été testés à différentes températures et concentrations en eau afin de connaître leur cristallinité. Plus de 80 tests ont été menés sur les matériaux de départ : basalte, dacite et hapltonalite.

2.1. Basalte de Santorin

Le basalte étant déjà cristallisé, il est intéressant de l'utiliser comme matériau de départ brut. Cependant, il est nécessaire de connaître sa fraction cristalline en fonction de la température. Le temps est également un facteur à considérer puisque les expériences en torsion sont limitées dans la durée. Des cylindres de 2 mm de diamètre ont ainsi été forés dans le matériau de départ, puis insérés dans une

capsule faite d'un alliage or + palladium (Au-Pd 80/20). Dans la première série (fraction cristalline en fonction de la température), la fusion partielle en partant d'une poudre a également été testée.

2.1.1. Fusion partielle-température

La fraction cristalline du basalte a été déterminée par 7 tests entre 1000 et 1200°C (Fig. IV-4). La température est le seul paramètre ayant varié ; la pression (300 MPa), la fugacité (~NNO+3, fugacité de l'autoclave) et la durée (5h) étant les mêmes. Les tests ont été terminés par trempe rapide (drop quench) afin d'éviter l'apparition de phases de trempe. L'analyse des images MEB des produits des tests montre une fraction cristalline diminuant avec la température. A 1000°C, aucun verre n'a été observé ; la roche est entièrement cristallisée. L'assemblage minéralogique du basalte initial est conservé : les plagioclases sont enchevêtrés autour d'agrégats de pyroxènes, les oxydes et les phénocristaux d'olivine sont toujours présents. A 1100°C, la paragenèse est identique à celle du basalte initial mais des poches de liquide (12 % en surface, $\Phi_s=88$ %) sont visibles au sein des agrégats de pyroxènes qui semblent être les premiers à fondre. A 1120°C, le liquide occupe 19 % de la surface analysée. La population de pyroxènes a diminué, et les oxydes sont beaucoup moins nombreux. Les plagioclases en revanche, conservent leur bordure et ne semblent pas fondre significativement. A 1140°C, les plagioclases ne sont plus liés par leur bordure comme dans le basalte initial. La proportion de liquide est de 26 % ($\Phi_s=74$ %) et les oxydes sont rares. A 1160°C, les oxydes ont disparus. Le liquide occupe 36 % de la surface analysée. A 1170°C, la fraction cristalline mesurée n'est plus que de 46 % ; le verre est la phase dominante (Fig. IV-4). Les plagioclases sont séparés les uns des autres, et les pyroxènes sont peu présents. Les cristaux d'olivine forment 2 populations : les plus grands (>100 μm) sont zonés et montrent des textures de résorption, tandis que les plus petits (<100 μm) sont automorphes et non zonés. A noter que les olivines automorphes sont d'un gris similaire à la bordure des plus grandes. La texture du test mené à 1180°C est similaire, outre la fraction cristalline $\Phi_s=38$ %. Enfin, à 1200°C, pyroxènes et olivines ont disparu ; la phase solide ($\Phi_s=13$ %) n'est plus représentée que par les plagioclases, distribués de manière hétérogène (Fig. IV-4).

L'évolution de la fraction cristalline a été calculée, pour la même composition, grâce au logiciel MELTS disponible sur Internet (Ghiorso et Sack, 1995 ; <http://melts.ofm-research.org/>). La fraction cristalline des tests est supérieure à celle calculée par le logiciel à l'exception de celle du test mené à 1200°C. Cette différence est probablement due à la durée des tests (5 heures) trop courte pour atteindre l'équilibre. En revanche, à 1200°C, les réactions ont une cinétique suffisamment rapide pour être proche de l'équilibre. Par conséquent, à des températures inférieures à 1200°C, les fractions cristallines mesurées sont sur-estimées. Cependant, elles restent valables pour estimer les viscosités des suspensions compte tenu de la durée des expériences en déformation qui durent en général 3 à 10 heures selon la vitesse et la quantité de déformation espérée.

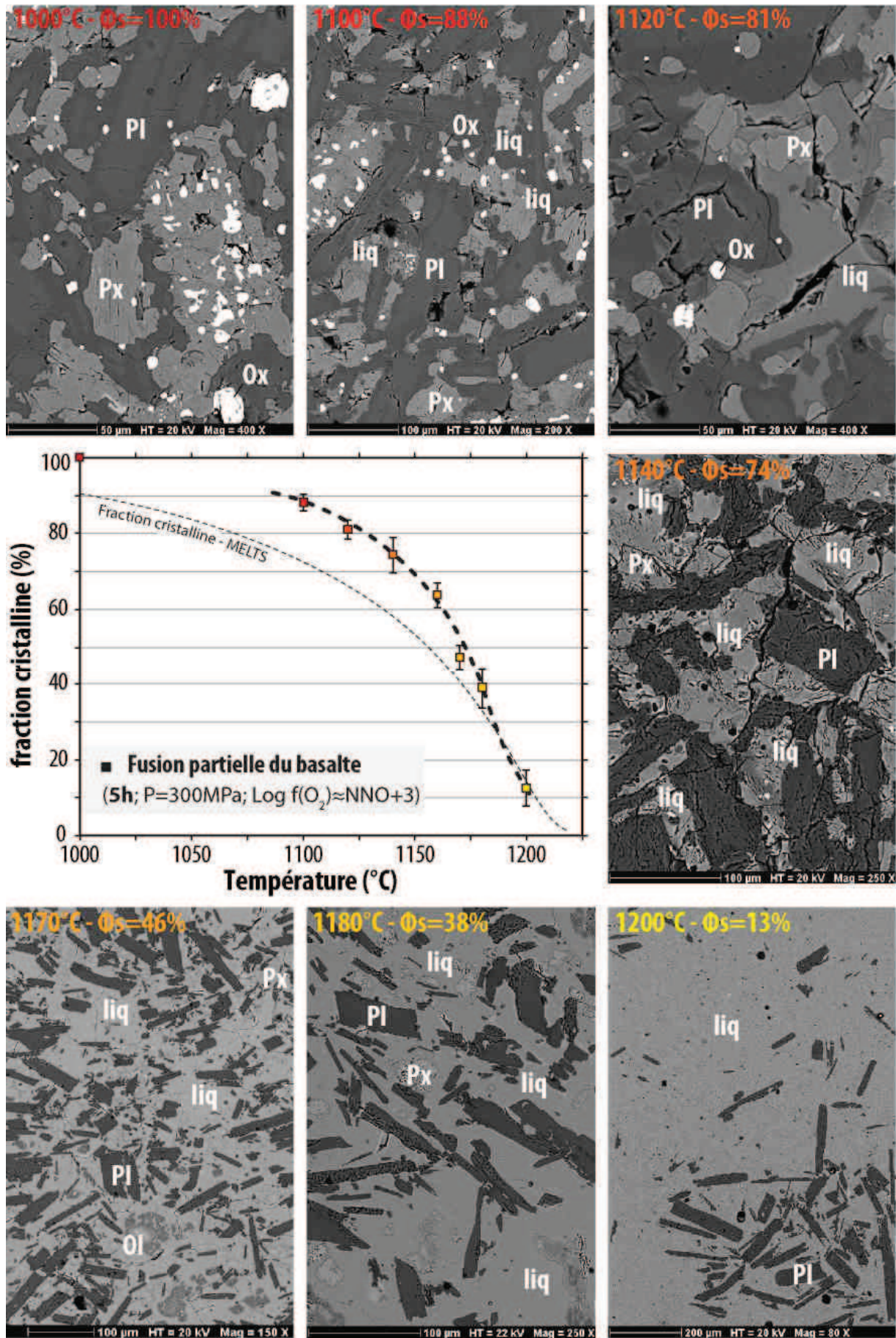


Figure IV- 4 : Graphique montrant la fraction cristalline du matériau de départ basaltique en fonction de la température. Tous les tests ont été menés dans le même autoclave, à la pression de 300 MPa, et pendant une durée de 5h. Les images illustrent la suspension à l'issue de chacun des tests. liq symbolise le liquide.

2.1.2. Fusion partielle - temps

Le taux de fusion en fonction du temps a également été testé pour connaître la vitesse de fusion du matériau de départ basaltique, et donc connaître le temps minimum pour atteindre l'équilibre-cristaux. Cinq tests ont été conduits à la température de 1200°C, pour des pressions et fugacité d'oxygène identiques. Les tests ont duré de 1 à 71 heures et sont présentés en Figure IV-5. La fraction cristalline décroît rapidement pour être proche de l'équilibre de la fraction cristalline à l'équilibre calculée par MELTS (Ghiorso et Sack, 1995). Après 5 heures en conditions (1200°C), le basalte est à l'équilibre. Dès 3 heures, il est proche de cet équilibre en ayant une fraction cristalline de 22 % (équilibre calculé à 13 %). Les images des tests montrent la fusion rapide des pyroxènes et des bordures de plagioclase, les cœurs étant stables en faible proportion à 1200°C. Les phénocristaux d'olivine nécessitent entre 3 et 5h pour fondre complètement.

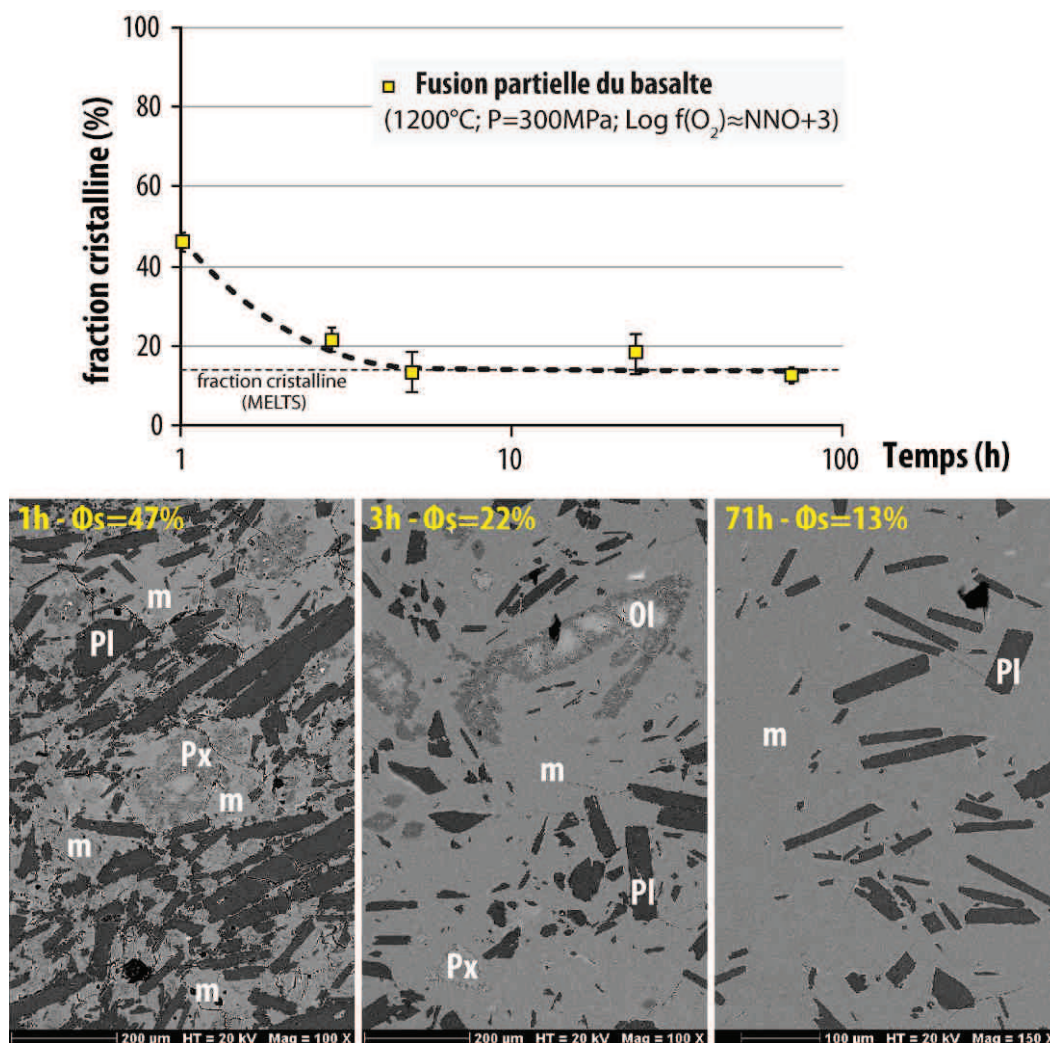


Figure IV- 5 : Fraction cristalline du matériau de départ basaltique en fonction du temps. Tous les tests ont été menés dans les mêmes conditions P-T-fO₂ mais pendant des durées différentes. m symbolise le melt.

2.1.3. Hydratation du basalte

La synthèse en présence d'eau entraîne l'apparition de l'amphibole et réduit considérablement l'intervalle liquidus-solidus. A 1000°C, le basalte est entièrement solide, alors qu'hydraté à 5.0 % pds, la fraction cristalline est proche de 35 % (Fig. IV-6). Le pyroxène et l'amphibole cristallisent

conjointement, et le plagioclase est dans les mêmes tons de gris que le verre résiduel dont la composition semble varier localement. La courte durée de la synthèse (24h) en est peut-être la cause.

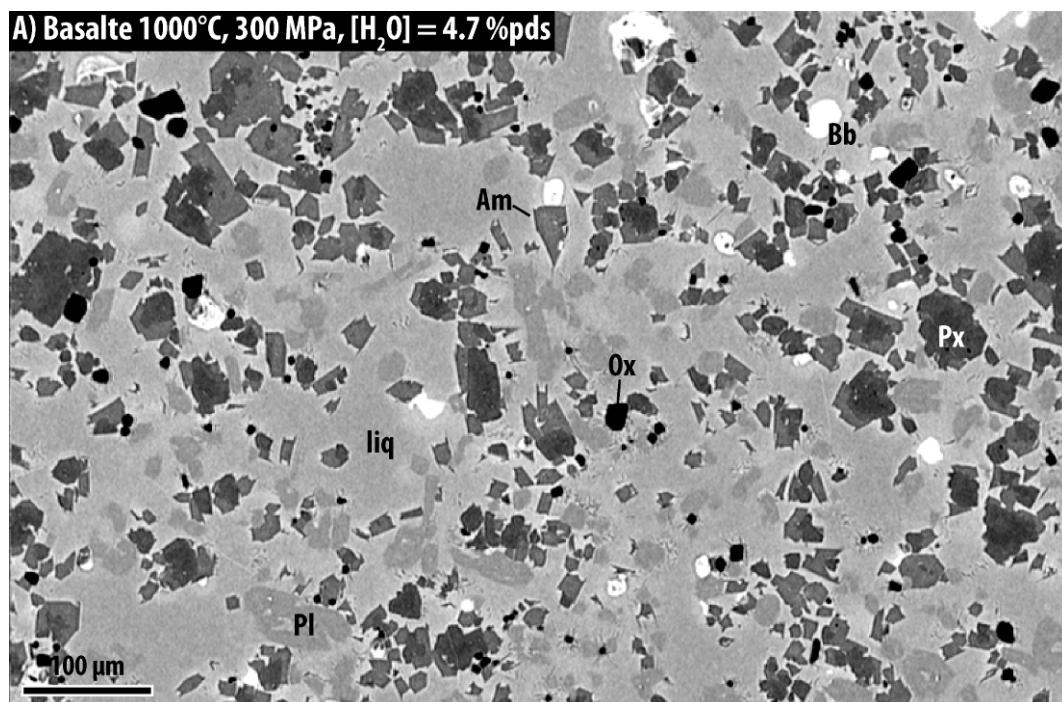


Figure IV- 6 : image MEB de la synthèses basique réalisée à partir de la poudre hydratée de basalte de Santorin, à 1000°C et 300 MPa. Abréviations : verre (liq), plagioclase (Pl), amphibole (Am), pyroxène (Px), oxydes (Ox), bulle (Bb).

2.2. Haplotonalite (Htn)

2.2.1. Cristallinité-température-eau

De la même manière, la cristallinité du verre synthétique de composition haplotonalitique a été déterminée à différentes teneurs en eau (0 à 5.4 % pds) et différentes températures (800 à 1230°C). La Figure IV-7 présente les résultats obtenus lors de cette étude, et les compare avec des études précédentes. Comme démontré à de nombreuses reprises, la fraction cristalline diminue avec la température et la quantité d'eau. L'influence de chacun ces 2 paramètres est modélisée séparément selon une équation simple (Fig. IV-8). Le liquidus du matériau haplotonalitique est à environ 1225°C à sec et chute à 1000°C avec ~6 % pds d'eau.

Les synthèses en petites et grandes capsules ont duré environ 3 et 7 jours respectivement. Toutes ont été réalisées à partir de la même poudre de départ dont la taille de grain est inférieure à 45 µm.

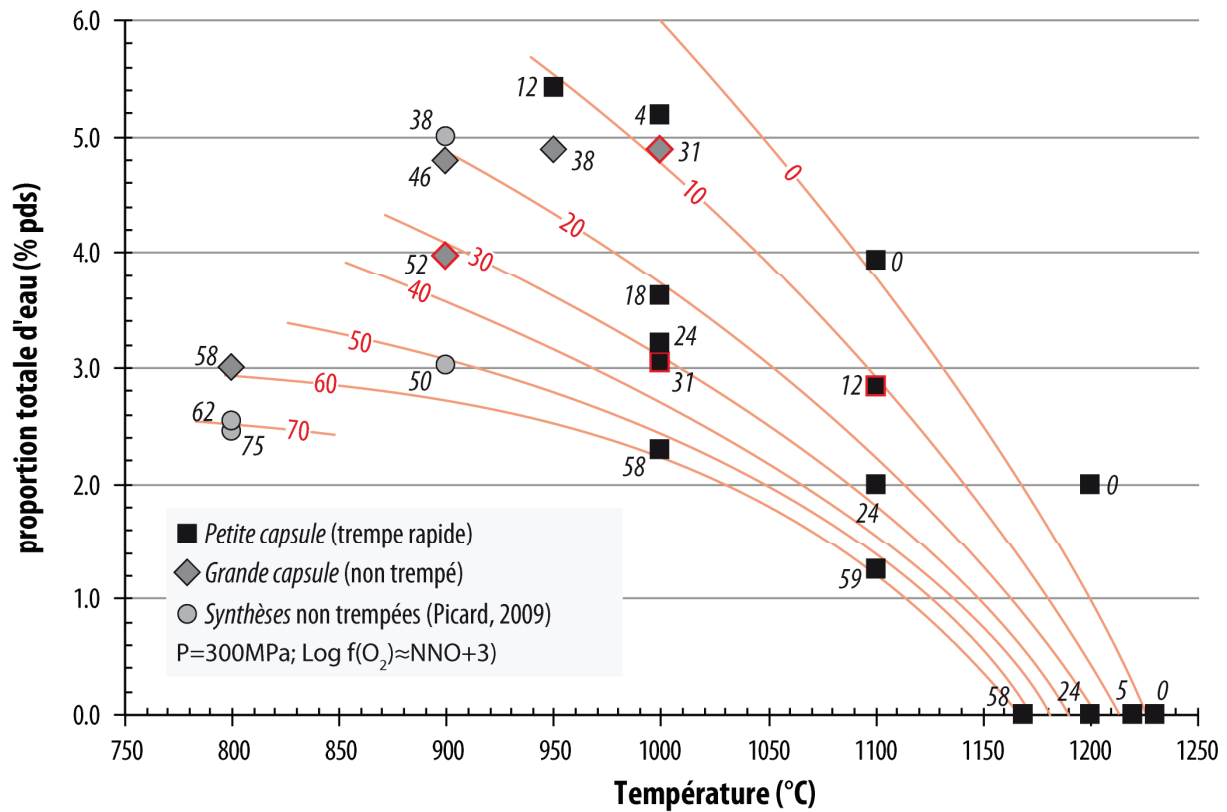


Figure IV- 7 : cristallinité de l'haplotalite pour différentes teneurs en eau et températures. Les carrés et losanges entourés en rouge sont des suspensions présentées en Fig. IV-9.

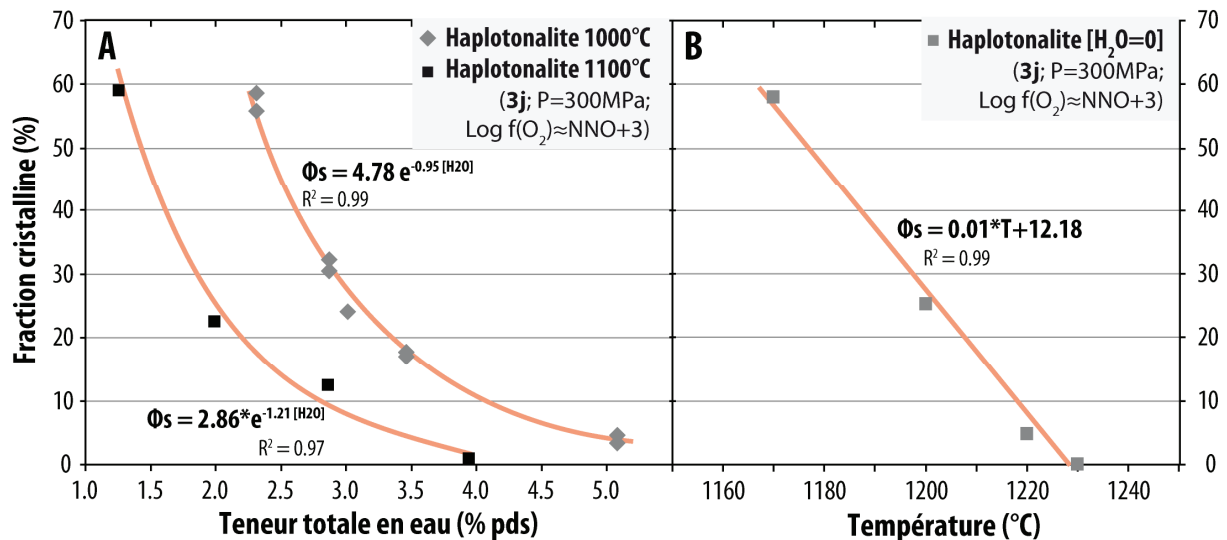


Figure IV- 8 : fractions cristallines de suspensions haplotalitiques (A) à 1000 et 1100°C pour différentes teneurs en eau, et (B) de l'haplotalite sèche en fonction de la température.

Les synthèses réalisées en petites capsules ont pu subir une trempe rapide, et n'ont pas été affectées par une cristallisation pendant le refroidissement. Par conséquent, les proportions de cristaux sont celles en conditions magmatiques. En revanche, lors de la trempe isobare des grandes capsules, il est possible que la fraction cristalline soit légèrement surestimée. Ainsi, les synthèses effectuées à 900, 950 et 1000°C dans des grandes capsules ont des fractions cristallines sensiblement supérieures à celles obtenues en petites capsules. Ce résultat peut provenir de la trempe lente. Cependant, 2 observations viennent contrecarrer cette hypothèse. Tout d'abord, peu de textures de trempe sont présentes dans les grandes charges. Ensuite, les cristaux sont relativement trapus par rapport aux cristaux allongés dans les petites capsules. Cette tendance avait déjà été observée sur le même matériel

(Laumonier, 2009). Les charges cristallines en grandes capsules (diamètre = 20 mm) étaient légèrement (6-8 %) supérieures à celle synthétisée dans des petites capsules (diamètre = 5 mm) et trempées. Par ailleurs, la taille des cristaux diminue et le rapport de forme augmente légèrement avec la fraction cristalline.

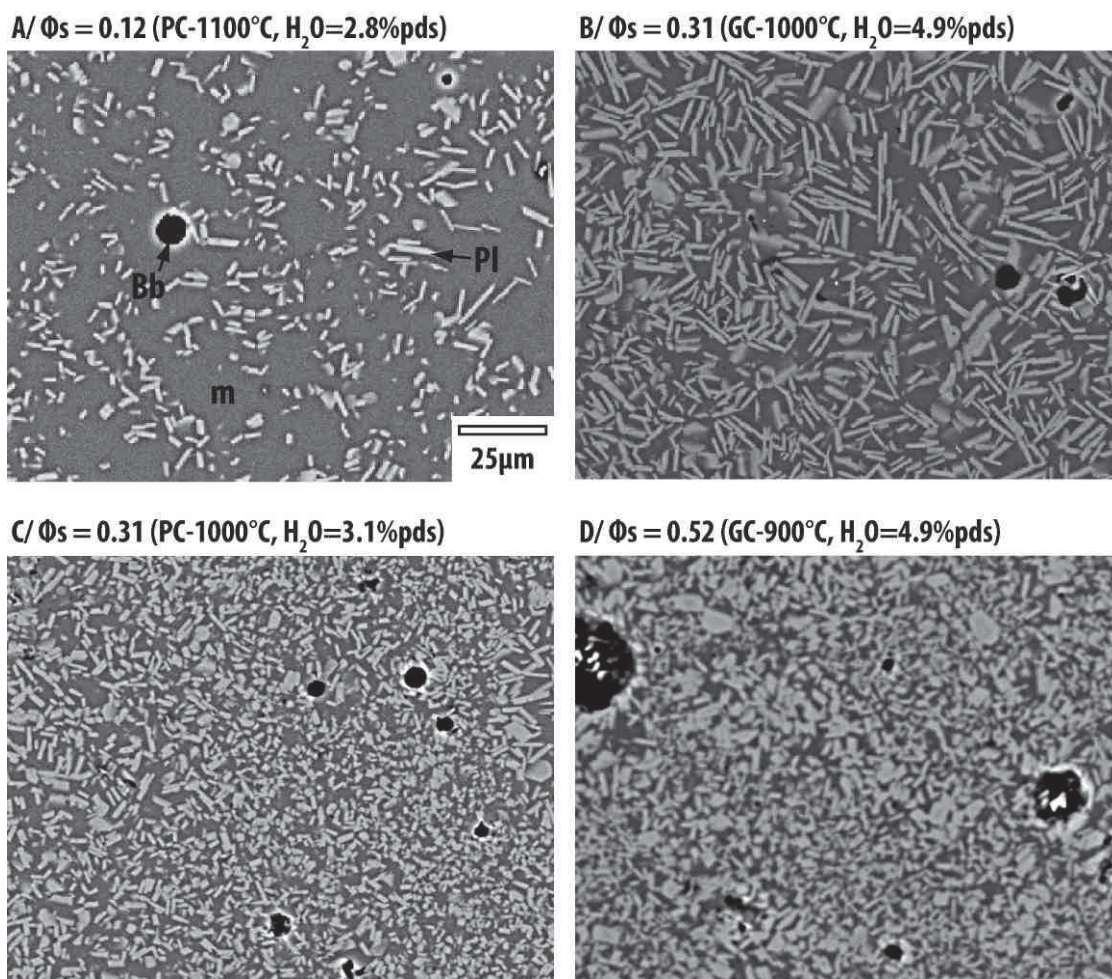


Figure IV- 9 : images MEB de suspensions haplotalitiques synthétisées à différentes température, teneur en eau et dans 2 taille de capsule différentes.

Le solidus de l'haplotalite sèche n'a pas été précisément déterminé. Il est situé entre 900 et 1150°C. Les cristaux grandissant dans l'haplotalite mesurent généralement une vingtaine de micromètres de long, pour moins de 5 de large (Fig. IV-). Ils sont parfois squelettiques et forment une population dense près des bords de la capsule à 1150°C. La fraction cristalline est difficile à estimer précisément, mais dépasse localement les 80 % comme dans les conditions présentées en Figure IV-10.

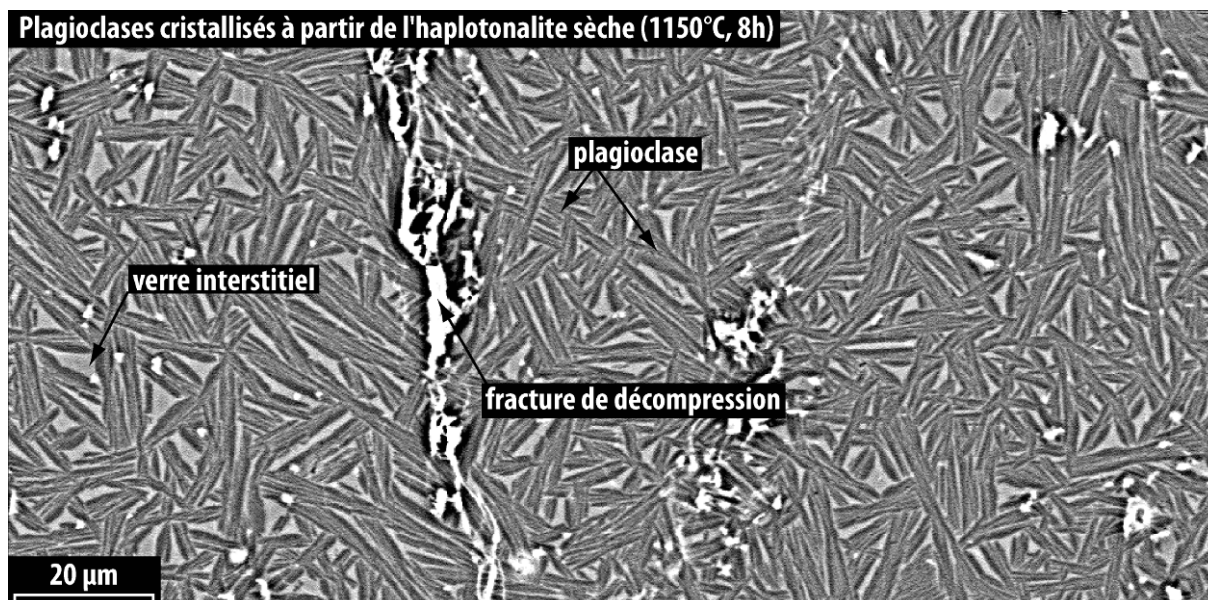


Figure IV- 10 : image MEB des plagioclases cristallisant dans l'haplotonalite, principalement contre la chemise.

2.3. Bilan des tests préliminaires et choix des synthèses

Nous avons vu que la viscosité dépend en grande partie de la composition chimique, de la teneur en eau, de la proportion de phases et de la texture des magmas (voir chapitre Problématiques pour davantage de détail). C'est pourquoi elle a été utilisée à plusieurs reprises comme paramètre régulant le mélange de magmas. La viscosité des matériaux de départ a été calculée selon le modèle de Giordano et al. (2008) concernant les liquides silicatés (Fig. IV-11). L'effet des cristaux a été implémenté en se basant sur mes résultats de master (Laumonier, 2009) et ceux de Champallier et al. (2008), Picard (2009) et Picard et al. (2011, 2013). La viscosité des différents magmas a également été mesurée lors de certaines expériences, dont les résultats sont présentés dans les chapitres suivants.

2.3.1. Magmas secs

Dans la gamme de températures magmatiques 750-1250°C, l'haplotonalite est 3.1 à 3.5 ordres de grandeur plus visqueuse que le liquide basaltique. En revanche, à partir d'une fraction cristalline de 45 % (1170°C), la viscosité du basalte dépasse celle de l'haplotonalite. La viscosité du basalte partiellement fondu est sous-estimée puisque l'effet des cristaux a été ajouté à un liquide de composition basaltique, alors que le liquide issu de la fusion du basalte est andésitique à faible taux de fusion. Cependant, l'écart ne dépasse guère un ordre de grandeur. En maintenant l'haplotonalite vitreuse, il existe une température, et donc une fraction cristalline, à laquelle les 2 matériaux ont la même viscosité. D'après les calculs présentés ici, cette température est proche de 1170°C.

Ce couple de magmas (haplotonalite vitreuse et basalte partiellement cristallisé) va permettre de tester les capacités et les textures résultant de mélange de magmas avec différents contrastes de viscosité, et d'examiner l'effet des cristaux.

La suite de la stratégie concernant le choix de synthèses dépend en grande partie de ces premiers résultats. La première série d'expériences montre que le mélange est possible en l'absence d'une charpente cristalline, à faible contraste de viscosité et faible viscosité absolue.

2.3.2. Verres secs

Les liquides haplotalitiques et dacitiques ont des viscosités similaires quelque soit la température, du fait de leur composition chimique proche. La différence de viscosité varie entre 0.4 et 0.7 unité Log entre 750 et 1250°C.

Ce couple de verres secs (haplotalite et dacite) permettra de vérifier les possibilités de mélange à des viscosités absolues relativement élevées ($\text{Log } \eta > 8$ Pa.s) et en l'absence de cristaux.

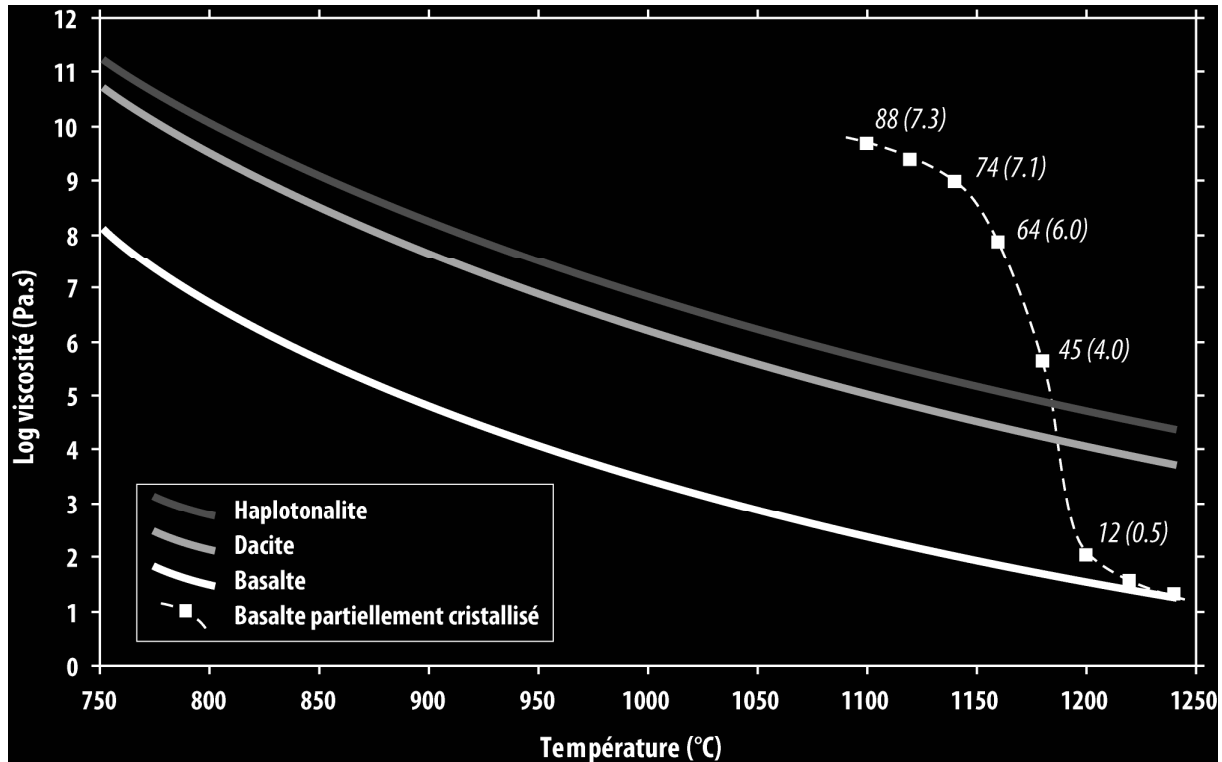


Figure IV- 11 : évolution de la viscosité des matériaux de départ secs (haplotalite et dacite vitreuses, et du basalte partiellement fondu) en fonction de la température.

2.3.3. Magmas hydratés

Pour contrôler l'effet de l'eau sur les possibilités de mélanges, le même couple de magma (haplotalite et basalte) a été utilisé. Il a été décidé de synthétiser des suspensions dans les mêmes gammes de fractions cristallines que les suspensions anhydres ayant produits des figures de mélanges. Ainsi, les synthèses devaient comprendre des fractions cristallines proches de 50 %. Ceci est possible dans diverses gammes de températures en fonction de la composition chimique et de la teneur en eau. Les contraintes sur les produits naturels n'étant pas toutes disponibles, les températures 950 et 1000°C ont été retenues, produisant des fractions cristallines de 53 et 45 % respectivement pour le basalte hydraté à 4.7 % pds au total, et 38 et 31 % respectivement pour l'haplotalite hydratée à 4.9 % pds au total. De même, la viscosité de chacune de ces suspensions a été calculée (Fig. IV-12). La viscosité des liquides est valable pour toutes températures, et le contraste de viscosité entre les liquides uniquement est d'environ 0.6 unité log à 1000°C, diminuant avec la température. En revanche, la viscosité des suspensions (incluant des cristaux) ne vaut qu'aux températures de synthèses. En effet, la proportion de cristaux, et donc la viscosité varient rapidement avec la température. Les contrastes de viscosité entre les deux suspensions sont $\sim 10^{0.9}$ et $\sim 10^{0.5}$ Pa.s à 950 et 1000°C respectivement. A basse

température, c'est-à-dire en dessous de la transition vitreuse, les magmas ne cristallisent pas. La viscosité est calculée en considérant la même proportion de cristaux. Ainsi, à 715°C, le contraste de viscosité entre les suspensions est d'environ $10^{1.2}$ Pa.s, alors que celles des liquides ne diffèrent que de ~ 0.3 unité log.

Ces 2 couples de magmas (l'un synthétisé à 950°C, l'autre à 1000°C) permettront de tester les capacités de mélanges aux mêmes fractions cristallines, mais à plus basse température et plus haute viscosité absolue qu'en l'absence d'eau. On pourra également faire jouer le contraste de viscosité, mais avec moins de précision, compte tenu de la variation de la cristallinité. Ce sera également l'occasion de vérifier s'il est possible de mélanger des magmas ayant des viscosités supérieures à $\sim 10^7$ Pa.s bien que les exemples naturels soient rares. Enfin, des expériences à « basses » températures ($\sim 700^\circ\text{C}$) nous informeront quant à l'influence du contraste de viscosité entre les liquides sur les mélanges. Bien évidemment, les éventuelles textures de mélanges seront investiguées et comparées aux textures produites lors des expériences sur des magmas anhydres.

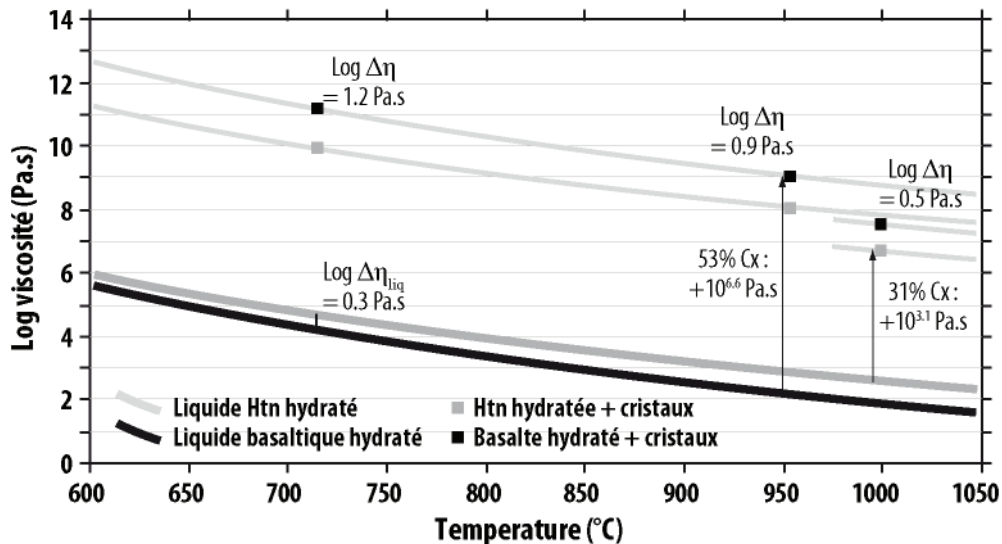


Figure IV- 12 : évolution de la viscosité des liquides et des magmas hydratés en fonction de la température.

Un troisième couple, comprenant l'hapltonalite et le basalte, a également été utilisé. Les deux compositions ont été synthétisées à 1000°C, et suivant le même protocole que les autres synthèses (décrit plus bas). Les synthèses sont identiques aux précédentes, mais après expériences en presse Paterson, le basalte ressort bien trempé et largement vitreux.

Grâce à la fusion du magma basique, les interactions entre un magma basique liquide et un magma felsique partiellement cristallisé sont exploitées. Les faibles cristallinités mettront peut-être en avant des différences avec les magmas plus riches en cristaux.

3. PROTOCOLE DE SYNTHÈSE DES SUSPENSIONS MAGMATIQUES

Lorsqu'ils ne sont pas utilisés bruts, les matériaux de départ sont synthétisés pour créer des suspensions magmatiques. Pour cela, 2 protocoles ont été suivis : l'un concernant des synthèses hydratées, et réalisé sous pression, l'autre ne nécessitant pas de pression (fusion).

3.1. Synthèse à HP

3.1.1. Préparation des capsules

Les matériaux de départ sont broyés jusqu'à obtenir une poudre dont la taille maximale des grains est de 45 μm . L'intérêt d'une poudre fine est sa capacité à réagir rapidement (fusion, recristallisation). Cette poudre est ensuite introduite dans une capsule en or de 20 mm de diamètre, 40 mm de longueur et 0,25 mm d'épaisseur. En fonction du résultat souhaité, une quantité précise d'eau déminéralisée est ajoutée au fond de la capsule pour éviter son évaporation. Les quantités de poudre et d'eau sont pesées pour connaître la teneur en eau de la synthèse. La capsule est soudée à l'arc électrique, le fond de la capsule baignant dans de l'azote liquide pour geler l'eau et la conserver dans le système. La soudure est ensuite testée selon deux procédés : la capsule est dans un premier temps plongée quelques minutes dans de l'huile à 200°C. Une mauvaise soudure est synonyme de dégazage de la capsule visible grâce à un train de bulles de vapeur. Si la capsule passe ce test, elle est laissée dans une étuve à 120°C pendant 7 jours (minimum). La masse de la capsule est régulièrement contrôlée pour s'assurer que l'eau est conservée et que la soudure résiste.

3.1.2. Synthèse des suspensions

La capsule est ensuite insérée dans le four. Deux thermocouples situés en haut et en bas de l'échantillon permettent d'ajuster les résistances du four pour éviter un gradient de température. Une différence de quelques degrés peut changer considérablement la fraction cristalline, ou la teneur en eau locale. Les synthèses ont toutes duré 7 jours. Cette durée a été démontrée comme suffisante pour homogénéiser la concentration de l'eau dans la capsule, et laisser les phases évoluer vers l'équilibre (Picard, 2009). La taille de la capsule empêche la trempe rapide (drop quench). Les synthèses ont donc subi une trempe isobare d'environ 80°C par minute jusqu'à 350°C. La température de transition vitreuse (T_g) du verre hapltonalitique saturé en eau a été déterminée par conductivité électrique en presse Paterson (Laumonier, 2009). Elle est de 360°C environ, confirmée par la relation empirique proposée par Dingwell (1998) donnant T_g à 357°C :

$$T_g = 786 - 83.47 \cdot \ln(C_{H_2O})$$

où C_{H_2O} est la concentration en eau (%) dans le verre. Les températures de transition vitreuse des synthèses de compositions dacitiques et basaltiques sont plus élevées que celle de l'hapltonalite. Par conséquent, toutes les synthèses ont été trempées de façon isobare jusqu'à une température inférieure à celle de T_g . L'étape suivante consiste à diminuer la pression jusqu'à la pression atmosphérique. La pression est relâchée à une vitesse d'environ 8 MPa par minute.



Figure IV- 13 : protocole de synthèse des suspensions pré-expérimentales.

3.2. Synthèse à pression atmosphérique

Lorsqu'il n'est pas nécessaire d'hydrater les magmas, une synthèse à pression atmosphérique est suffisante. Dans le cadre de cette étude, seule une synthèse a suivi ce protocole. Il s'agit de la fusion de la dacite, afin d'obtenir un verre. La roche a été broyée jusqu'à obtenir une poudre fine (grains $< 45 \mu\text{m}$) qui a ensuite été placée dans un creuset en platine rhodié. Après 3 heures à 1450°C dans un four piézo-céram, le creuset a été sorti et la synthèse a refroidi en quelques minutes, un temps suffisamment court pour éviter la cristallisation de phase de trempe. Un seul cycle a suffi pour avoir un verre homogène, contrôlé au MEB puis à la microsonde électronique.

3.3. Synthèses particulières des enclaves

Lors de cette étude, un type de mélange différent a été testé. Il s'agit de la déformation et des interactions entre des enclaves et leur magma hôte. Pour cela, 3 synthèses différentes ont été produites. Le verre haplotalitique a servi de magma hôte, tandis que des billes d'or ou de basalte ont simulé des enclaves. Les synthèses sont décrites avec les résultats les concernant, dans le chapitre « Simulation de déformation d'enclave ».

4. CARACTERISATION DES SYNTHÈSES RÉALISÉES

Les expériences menées avec des magmas secs (haplotalite vitreuse et basalte de Santorin) ont utilisé les matériaux de départ bruts, et sont donc détaillées au début de ce chapitre. De même, les expériences conduites sur les verres secs (haplotalite et dacite de Kameni) n'ont pas besoin d'être davantage décrites puisque leur texture est vitreuse. Leur composition chimique est donnée dans le

Tableau IV-1. Les synthèses comprenant des enclaves sont présentées avec les résultats du chapitre « Simulation de déformation d'enclaves ».

4.1. Suspensions haplotalitiques

Les suspensions synthétisées à 950°C et 1000°C à partir de poudre d'haplotalite sont similaires. Elles contiennent des plagioclases de type andésine (An₃₁), mesurant environ 5 à 20 µm de long avec un rapport de forme compris entre 2 et 3 (Tableau IV-2 ; Fig. IV-14). La fabrique observée dans les suspensions est inférieure à 1 %. Seules la fraction cristalline et la porosité varient. La suspension synthétisée à 950°C contient 38 % en volume de cristaux, soit 7 % de plus que celle synthétisée à 1000°C (31 % en volume). Le verre résiduel est rhyodacitique (SiO₂ = 70.0 % pds ± 0.2, Tableau IV-2). La concentration en eau (7.1 à 7.4 % pds) a été déterminée par différence de masse. Elle est proche de la saturation proposée par certains modèles. Par exemple, Papale et al. 2006 proposent la saturation en eau d'un liquide rhyolitique entre 6.6 et 7.5 % pds en fonction de la température (825 à 1125°C) et 300 MPa. Picard (2009) a mesuré une concentration en eau de ~8 % pds dans le même matériel à 300 MPa et 900°C. La concentration en eau mesurée dans le verre est inférieure à sa concentration théorique à partir de la quantité d'eau ajoutée à la poudre. Le verre est donc saturé en eau, comme en témoigne la présence de bulle. La porosité est de 3.5 ± 0.6 et 0.6 ± 0.2 % en volume dans les suspensions synthétisées à 950 et 1000°C respectivement.

départ	fraction	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Tot	An	sp.
sec		68.9		19.6				3.5	8.00			100	0.19	rhyotrachyte
hydraté		65.5		18.6				3.3	7.61		4.9	100		
Synth. 950														
verre	0.62	70.1 15	0.03 4	15.5 2	0.34 10	0.00 1	0.05 6	1.1 2	5.4 14	0.04 4	7.4 6	100	0.10	rhyodacite
plagioclase	0.38	61.6 12	0.03 2	24.3 7	0.13 8	0.01 1	0.01 2	6.3 4	7.62 15	0.01 2		100	0.31	andésine
Synth. 1000														
verre	0.69	69.9 15	0.02 4	15.6 4	0.33 9	0.00 1	0.04 6	1.2 3	5.7 14	0.04 3	7.1 9	100	0.10	rhyodacite
plagioclase	0.31	61.4 14	0.02 2	24.4 9	0.09 9	0.01 1	0.02 4	6.4 5	7.63 16	0.02 2		100	0.32	andésine

Tableau IV- 2 : composition chimique du verre haplotalitique de départ et des synthèses (verres et plagioclases) hydratés.

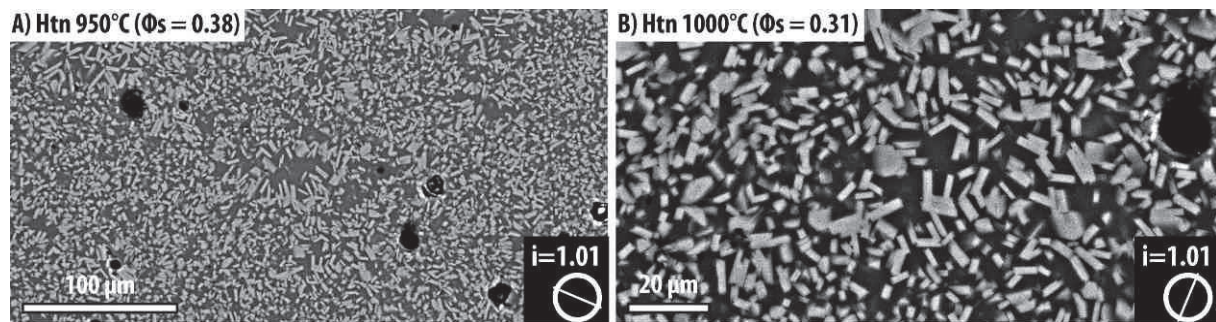


Figure IV- 14 : images MEB des produits de synthèses haplotalitiques réalisées à 950 et 1000°C. L'intensité i de la fabrique cristalline moyenne est faible dans les 2 suspensions.

4.2. Suspensions basiques

Les suspensions basiques synthétisées à 950 et 1000°C contiennent respectivement 53 et 45 vol.% de cristaux (Tableau IV-3, Fig. IV-15). La proportion des phases minérales varie d'une température de synthèse à l'autre, mais la paragenèse est la même : plagioclase, amphibole, pyroxène, magnétite (oxyde) et verre. Les conditions de synthèses (notamment la fugacité) sont favorables à

l'apparition d'oxydes (magnétite). En revanche, des travaux menés sur des matériaux identiques (Andújar et al, en préparation) ou similaires (Berndt et al., 2005) montrent que la magnétite est instable dans des conditions plus réductrices, alors que l'olivine apparaît. La taille des cristaux est significativement plus grande que dans les suspensions felsiques pour 2 raisons. Tout d'abord le basalte brut fut réduit en poudre, laquelle contenant donc des fragments de cristaux a été directement utilisée. Ensuite, la cinétique du matériel basique est plus rapide. Ainsi, les cristaux mesurent environ une cinquantaine de micromètres, voire davantage pour des agrégats de pyroxène. De plus, les cristaux sont légèrement plus grands dans la synthèse à 1000°C. Ceci coïncide avec les observations faites sur le matériel hapltonalitique ; la taille des cristaux diminue sensiblement avec la fraction cristalline. La porosité vaut environ 6.5 et 5.6 % en volume dans les suspensions synthétisées à 950 et 1000°C respectivement.

départ	fraction	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Tot	An	Mg#	sp.
sec		50.7	0.91	18.0	9.14	6.72	0.16	11.1	2.80	0.49		100	0.69	0.60	basalte
hydraté		48.4	0.87	17.2	8.58	6.42	0.15	10.6	2.67	0.47	4.7	100			
Synth. 950															
verre	0.44	62.3 15	0.45 11	18.5 6	1.73 38	0.4 3	0.15 8	5.0 5	3.8 8	1.1 1	6.6 11	100	0.42	0.32	trachyandésite
amphibole	0.23	43.1 5	1.89 25	13.2 4	10.3 5	14.9 6	0.19 12	12.1 4	2.44 11	0.27 5	1.7 8	100		0.75	Mg-hastingsite
plagioclase	0.21	46.1 8	0.03 5	33.4 7	0.9 2	0.08 9	0.03 4	17.9 7	1.4 3	0.04 4		100	0.87		bytownite
pyroxene	0.04	51.7 11	0.68 18	2.9 11	8.6 9	15.0 6	0.29 9	20.6 10	0.31 4	0.01 1		100		0.78	augite
oxyde	0.01	0.24 17	2.47 1	6.5 1	84.0 6	5.78 12	0.60 18	0.37 7	0.00 0	0.02 3		100			Fe-Mg-Ti ox.
Synth. 1000															
verre	0.56	60.5 13	0.40 15	18.5 1	1.8 4	0.39 13	0.12 8	5.1 6	3.8 2	1.12 6	8.3 10	100	0.43	0.30	trachyandésite
amphibole	0.19	42.5 12	1.85 28	13.3 7	10.3 4	15.7 8	0.26 8	11.7 5	2.42 15	0.31 6	1.7 6	100		0.76	Mg-hastingsite
plagioclase	0.16	45.9 8	0.02 2	33.7 5	0.84 9	0.03 2	0.04 6	18.0 6	1.4 2	0.03 3		100	0.87		bytownite
pyroxene	0.09	49.9 8	0.75 20	3.7 6	8.7 16	15.7 5	0.28 4	20.7 13	0.34 7	0.01 1		100		0.79	augite
oxyde	0.01	0.03 3	2.50 14	6.2 2	84.4 4	6.11 5	0.54 10	0.13 3	0.05 4	0.01 1		100			Fe-Mg-Ti ox.
1000 + réchauffé															
verre	0.55	59.7 15	0.41 10	19.2 5	2.2 6	0.41 16	0.20 10	5.4 3	3.6 3	1.03 13	7.9 9	100	0.45	0.28	trachyandésite
amphibole	0.10	42.4 9	1.81 20	13.0 11	9.7 5	16.4 4	0.20 9	12.2 12	2.4 3	0.25 6	1.7 8	100		0.78	Mg-hastingsite
plagioclase	0.19	45.9 9	0.02 4	33.9 6	0.77 14	0.06 3	0.05 5	17.9 8	1.4 3	0.03 4		100	0.87		bytownite
pyroxene	0.11	50.4 6	0.78 12	3.5 10	8.5 13	15.8 4	0.30 6	20.4 10	0.36 6	0.01 1		100		0.79	augite
oxyde	0.01	0.26 15	9.6 21	2.7 2	85.9 6	1.00 10	0.22 9	0.25 6	0.00 1	0.03 3		100			Fe-Mg-Ti ox.

Tableau IV- 3 : composition chimique du verre basaltique de départ et des synthèses (verres et minéraux) hydratés.

Les synthèses préparées à partir du basalte ne semblent que peu affectées par la cristallisation pendant la trempe. En effet, dans la synthèse menée à 1000°C, quelques cristaux aciculaires de plagioclase, pyroxène et/ou amphibole existent, mais en faible proportion (~1 %). La zonation visible des plagioclases peut, quant à elle, être liée à la variation de la composition du liquide pendant leur cristallisation. Malgré la taille des cristaux et la texture de la synthèse faite à 950°C (Fig. IV-15B), encore moins de cristaux aciculaires, synonymes de trempe, sont visibles. La vitesse de refroidissement de l'autoclave à chauffage interne ayant permis ces synthèses est suffisamment rapide (80°C/min) pour éviter la cristallisation tardive des matériaux hydratés. En revanche, la vitesse de refroidissement en presse Paterson est sensiblement plus lente (60°C/min). Par conséquent, la cristallisation de phases de trempe est probable, risquant de polluer la lecture des textures après expériences en torsion. Il faut donc caractériser les matériaux en conditions expérimentales pour être sûr de leurs propriétés.

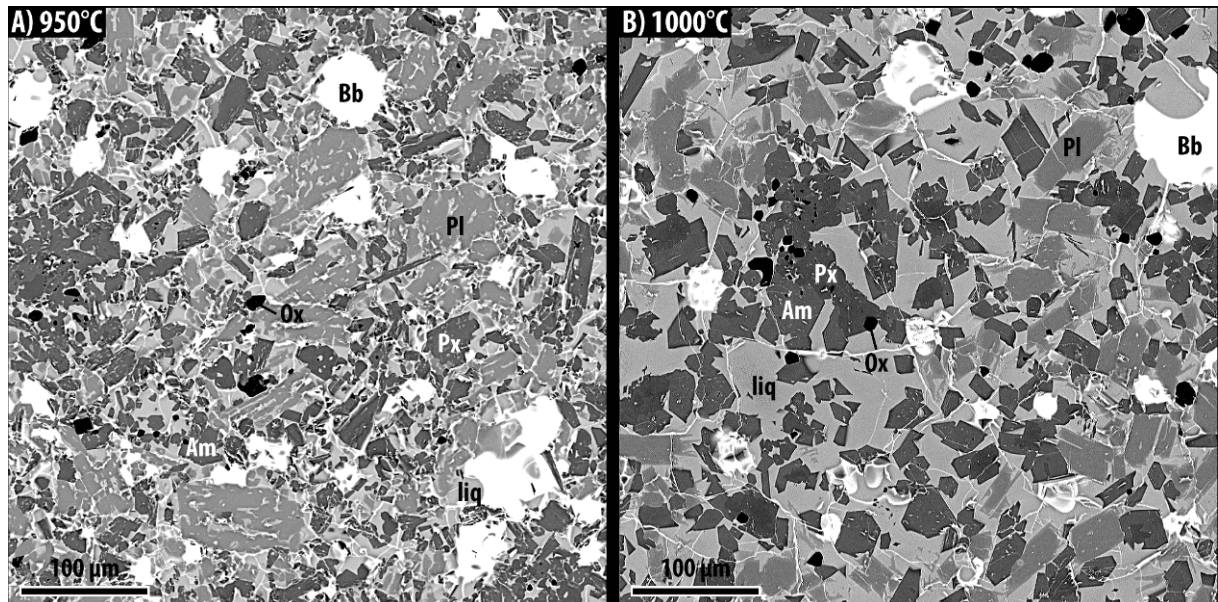


Figure IV- 15 : images MEB des synthèses basiques. Abréviations : verre (liq), plagioclases (Pl, amphibole (Am), pyroxène (Px), oxydes (Ox), bulles (Bb).

4.3. Caractérisation de l'état des magmas en conditions expérimentales

4.3.1. Cristallisation du verre haplotalitique sec

Malgré sa cinétique relativement lente, le verre haplotalitique sec cristallise à haute température. Les plagioclases se développent où la nucléation est la plus facile, à savoir contre les autres magmas ou contre la capsule qui le contient (Fig. IV-16A). Les plagioclases sont aciculaires, parfois squelettiques, et fortement orientés perpendiculairement à la surface sur laquelle ils prennent appui. Pour caractériser la vitesse de cristallisation, 3 tests ont été menés en autoclave dans les mêmes conditions et avec le même protocole. Ils ont tous 3 été terminés par une trempe rapide (*drop quench*). Ces 3 tests ont duré 3, 13 et 50h, produisant des bandes de plagioclase de ~120, 375 et 840 µm respectivement. La vitesse de cristallisation diminue au fur et à mesure que le système tend vers l'équilibre (Fig. IV-16B).

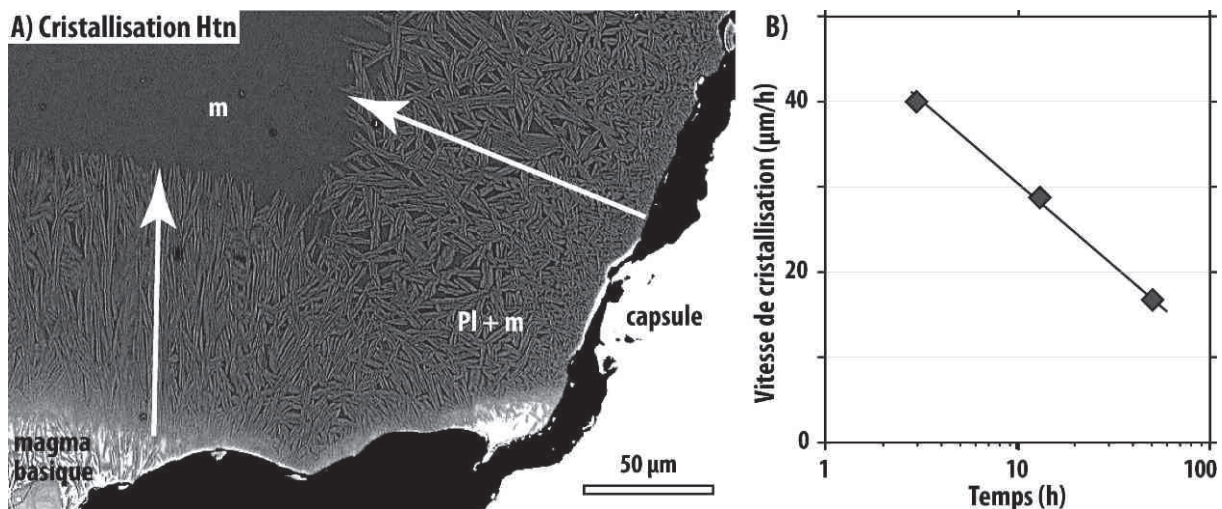


Figure IV- 16 : (A) image MEB montrant le développement de la frange de plagioclases sodique cristallisant à partir de la chemise et de la couche de magma inférieure. (B) vitesse de cristallisation de la frange de plagioclases.

4.3.2. Textures de trempe

Basalte sec

Les minéraux ferromagnésiens ont une croissance de cristallisation rapide. Les liquides ferromagnésiens sont par conséquent difficiles à tremper et la phase de trempe altère souvent la lecture de la texture. Le basalte de Santorin, a été porté à 1170°C et 300 MPa, puis refroidit lentement ($\sim 60^\circ\text{C}/\text{min}$, type Paterson, Fig. IV-17A) et rapidement (*drop quench*, Fig. IV-17B). Les textures observables après ces 2 vitesses de trempe sont très différentes. Alors que l'image MEB de l'échantillon rapidement trempé montre une large proportion de verre, l'échantillon lentement refroidit est presque complètement cristallisé, seules quelques zones de verre étant préservées. Le rapport verre / (section totale – plagioclase) rend compte de la préservation du liquide. Ce rapport vaut pour l'échantillon rapidement trempé ~ 0.65 , soit plus de 10 fois le même rapport dans l'échantillon lentement refroidit (< 0.04).

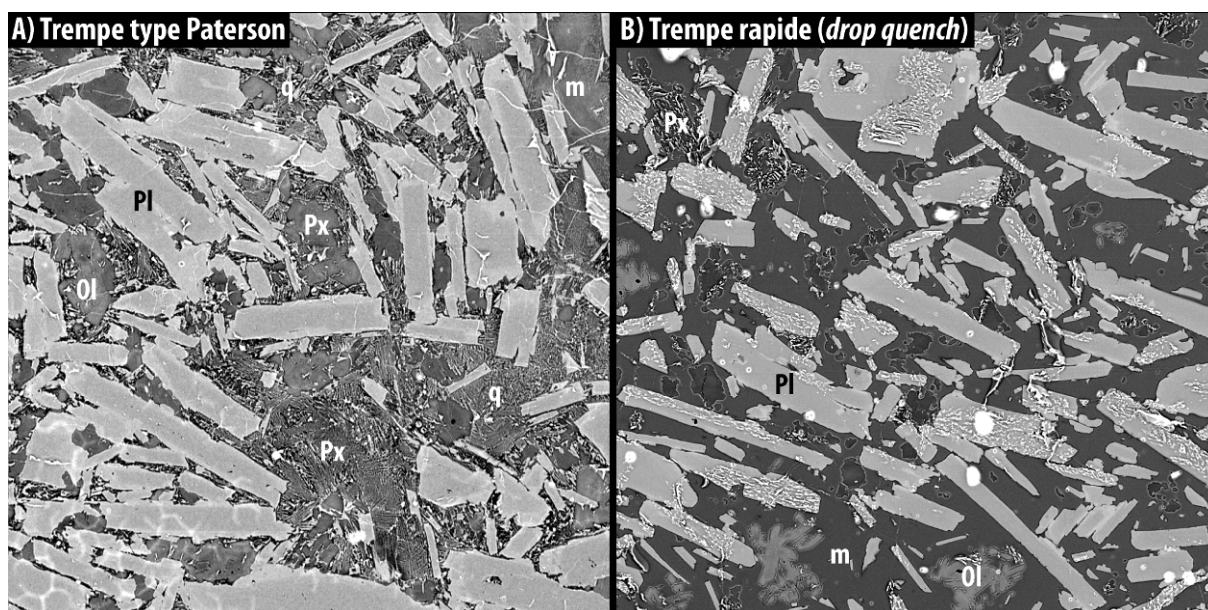


Figure IV- 17 : images MEB montrant la texture du basalte de Santorin partiellement fondu (1170°C), puis refroidi (A) à $\sim 60^\circ\text{C}/\text{min}$ (type paterson), et (B) rapidement (« drop quench »).

Suspension basique hydratée

Pour connaître l'état du magma basique hydraté en conditions expérimentales, une courte série de tests a été menée en autoclave. Pour cela, 3 synthèses ont été réalisées à 1000°C, 300 MPa, à partir de la même poudre de basalte hydratée, et pendant 72h. L'une d'elles (« Trempe rapide ») fut trempée rapidement (*drop quench*) et caractérise la fraction cristalline à l'équilibre (Fig. IV-18A). Les 2 autres ont été trempées plus lentement, à la vitesse de la presse Paterson. Sur ces 2 charges, l'une est observée après la trempe de type Paterson, simulant le résultat du matériau hydraté après déformation en Paterson (« Trempe lente, PP » ; Fig. IV-18B). L'autre fut réchauffée pendant une heure à 1000°C, et rapidement trempée pour connaître l'état de la charge après une heure en condition, tel qu'au début d'expériences en déformation (Fig. IV-18C). La fraction des différentes phases (verre et minéraux) est présentée en Figure IV-18D ; la synthèse rapidement trempée est la moins cristallisée ($\sim 6\%$ par rapport à la synthèse principale qui servira pour les expériences en torsion). Après une trempe « lente » et un réchauffement d'une heure, la fraction cristalline est très proche de la synthèse principale, bien que quelques cristaux aciculaires soient toujours présents, et que certains cristaux aient encore des traces de trempe (flèche noire, Fig. IV-18C). En conséquence, une durée de 1h est

suffisante pour rééquilibrer la suspension basique initiale. *A contrario*, en fin d'expérience en torsion, une trempe lente ($\sim 60^\circ\text{C}/\text{min}$) ne permet pas de préserver la suspension initiale ; le plagioclase cristallise fortement (Fig. IV-18D).

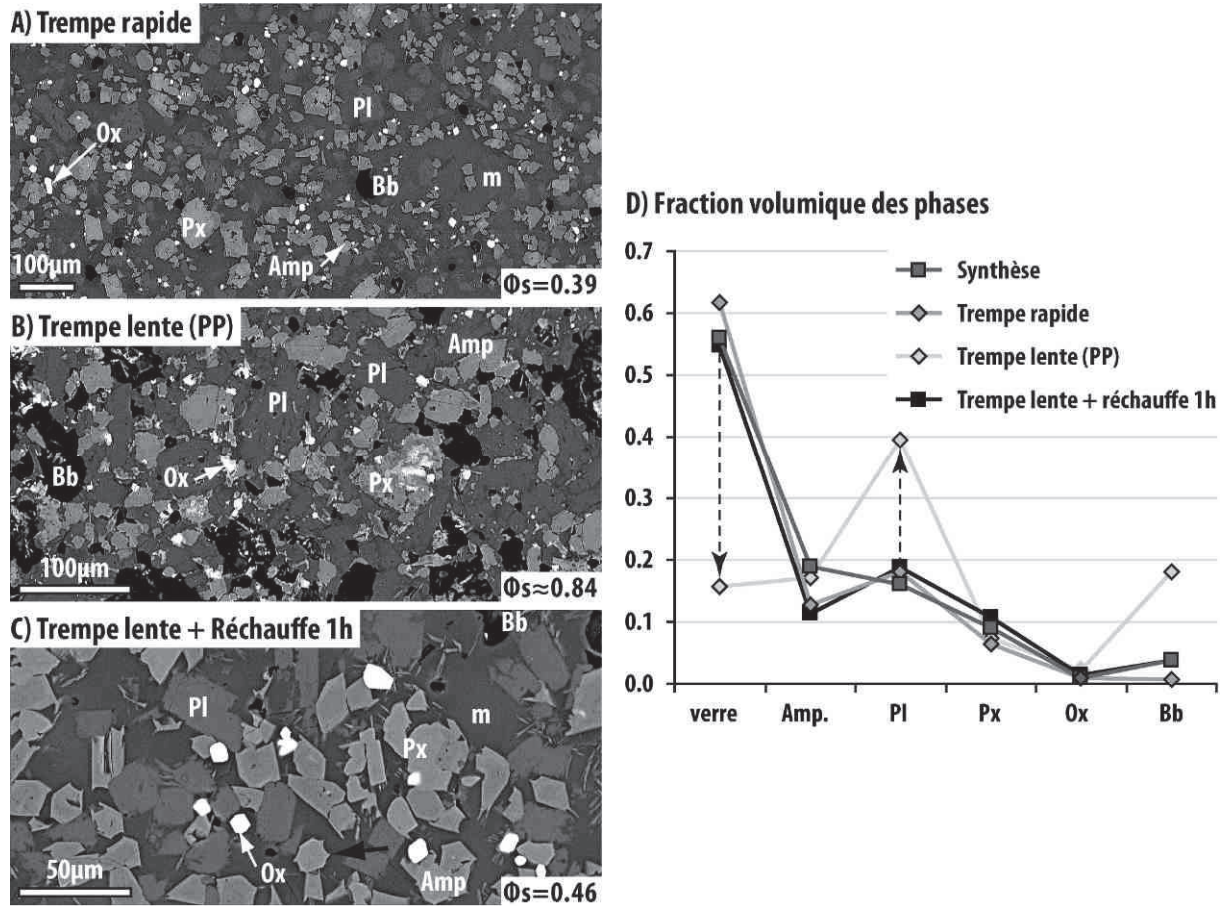


Figure IV- 18 : images MEB des synthèses basiques hydratées après différents chemin de température (A, B, C) et fractions volumiques des phases de ces synthèses (D).

Suspension haplotonalitique hydratée

Un seul test fut réalisé avec la synthèse haplotonalitique hydratée pour connaître sa cristallinité à l'équilibre, malgré les imprécisions liées à la variation de la taille et de la fraction cristalline selon la taille de la capsule utilisée (Cf. tests préliminaires). Pour cela, de la poudre de verre haplotonalitique fut insérée avec 4.9 % pds d'eau dans une petite capsule, mise à 1000°C , 300 MPa pendant 50h et rapidement trempée (*drop quench*). La fraction cristalline résultant de ce test est de ~ 28 % en volume, soit proche des 31 % déterminés dans la synthèse principale. Il est légitime de penser que la charge haplotonalitique retrouve également son équilibre après 1h en conditions de synthèse ; la cinétique plus lente de ce matériau felsique diminue l'éventuelle cristallisation des plagioclases lors de la montée en température.

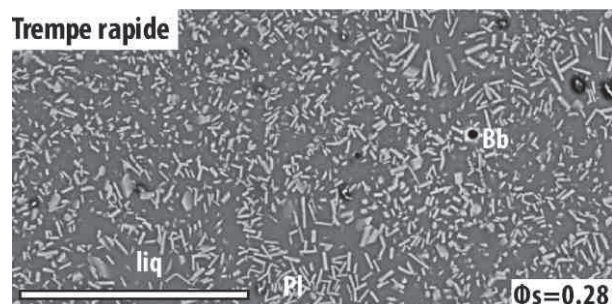


Figure IV- 19 : synthèse haplotonalitique hydratée à 4.9 % pds, terminée par une drop quench.

5. RESUME DES SUSPENSIONS SYNTHETISEES

Le Tableau IV-4 résume les différents couples de matériaux utilisés pour cette étude. Ils ont été utilisés bruts, après fusion (dacite), ou ils ont fait l'objet d'une synthèse à haute pression pour hydratation. Leur teneur en eau et leur fraction cristalline y sont reportées, ainsi que les numéros d'expériences correspondants. Les chapitres exploitant les différentes couples de magmas (texture et rhéologie) sont également indiqués.

	Synthèses	T°C synth.	Teneur en eau (%pds/total)	Fraction cristalline	n° exp.	T°C exp.	Chapitre
magmas secs	Htn verre	brut	0	~0	146-157, 160, 161, 164, 167,	900-1200	V, VIII
	Basalte	brut	0	0-1	176, 231, 235, 247, 288, 291		
magmas secs	Htn verre	brut	0	~0	statiques (3-50h)	1170	V
	Basalte	brut	0	~0.4			
verres secs	Htn verre	brut	0	0	300-303	700-900	VIII
	Dacite	1450	0	0			
magmas hydratés	Htn poudre	950	4.9	0.38	249, 258, 262, 265, 285, 295	715-975	VI, VIII
	Basalte	950	4.7	0.53			
	Htn poudre	1000	4.9	0.31	261, 293, 296	985-1020	VI, VIII
	Basalte	1000	4.7	0.45			
	Htn poudre	1000	4.9	0.31	287, 289, 290, 292	1000-1050	VI
	Basalte	1000	4.7	~0			
synthèses enclaves	Htn verre	brut	0	0	178	1000	VII, VIII
	Enclaves or	1100	0	-			
	Htn verre	brut	0	0	179	1100	VII
	Enclaves basalte	~1325	0	0			
	Htn poudre	800	0	0	320	800	VII, VIII
	Enclaves basalte	~1325	0	0			

Tableau IV- 4 : résumé des couples de matériaux réalisés pour cette étude.

CHAPITRE V :

INTERACTIONS ENTRE

DES MAGMAS SECS

Dans ce chapitre sont présentées les textures de mélanges obtenues avec le couple de magmas secs : basalte et haplotalite. L'utilisation de magmas secs a pour principal avantage de limiter partiellement la croissance de cristaux de trempe, rendant la lecture des textures plus facile. Les 2 matériaux utilisés sont des matériaux bruts, vitreux pour l'haplotalite synthétique, et complètement cristallisé pour le basalte de Santorin (voir la description dans le chapitre précédent). Dans l'intervalle de température 1000-1200°C, le basalte fond, tandis que l'haplotalite reste essentiellement vitreuse. Les contrastes chimiques et texturaux des 2 matériaux sont propices à l'étude de mélanges mécanique et chimique. Des séries d'expériences en statique et en dynamique ont donc testé leurs capacités de mélange à travers les textures produites.

Le chapitre est découpé en 4 sections. Dans un premier temps, 5 expériences statiques conduites à 1170°C (température favorable au mélange) avec des disques empilés, montrent l'évolution de chacun des magmas et leurs interactions sans déformation appliquée. Ensuite, un article détaille et discute les produits de 10 expériences en torsion sur un intervalle de températures comprises entre 900 et 1200°C, avec des échantillons ayant la même géométrie. Une 3^{ème} partie présente 3 autres expériences en torsion, conduites à des températures favorables aux mélanges mais avec des géométries différentes (2 demi cylindres accolés et emboîtement de disques). Elles n'ont pas dépassé le stade du protocole car ces géométries ne respectent pas rigoureusement le mode de déformation supposé exister en contexte naturel mais leurs résultats méritent d'être présentés. Une synthèse termine le chapitre en reprenant les principaux résultats, qui seront plus largement discutés par la suite (Chapitre « Discussion & perspectives »).

1. INTERACTIONS SANS DEFORMATION

1.1. Description des expériences

Un assemblage similaire aux expériences en torsion a été réalisé en empilant 4 disques, le premier étant systématiquement un disque de verre différencié (Fig. V-1). Ces disques ont été placés dans une capsule en or-palladium de diamètre 5 mm pour pouvoir tremper rapidement l'échantillon tout en considérant un volume relativement important. Les disques ont été préparés selon la suite d'opérations suivante. Ils ont tout d'abord été forés au diamètre désiré (légèrement inférieur à 5.0 mm), puis leurs faces ont été rectifiées pour assurer un contact avec le moins d'aspérités possible tel que lors des expériences en déformation (Cf. chapitre « Méthodes expérimentales et techniques analytiques »). L'angle externe des disques $\rho 1$ et $\beta 4$ a été cassé pour améliorer le contact entre la capsule et l'échantillon, et ainsi éviter le perçage de la capsule à haute pression. Le reste de la préparation respecte le protocole suivi pendant les synthèses en autoclave sur les mêmes matériaux anhydres.

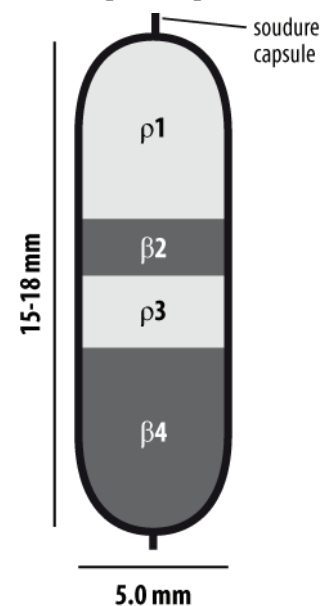


Figure V- 1 : schéma décrivant l'assemblage qui constitue les échantillons menés lors des expériences en statique.

Quatre expériences ont mis en jeu cet assemblage avec des durées de 3, 13, 49 et 50h (Tableau V-1). Toutes ont respecté la polarité de l'échantillon (du haut vers le bas : ρ_1 , β_2 , ρ_3 , β_4) et adopté les mêmes conditions, à savoir $P = 300$ MPa, $T = 1170^\circ\text{C}$ et des conditions redox identiques tamponnées par l'autoclave à chauffage interne utilisé. Toutes les expériences sauf une furent terminées par une trempe rapide (*drop quench*). L'expérience de 3h est partiellement décrite dans l'article de ce chapitre, et celle de 50h menée en presse Paterson (PP167) est également comparable. #50h-sq (pour *slowly quenched*), fut plus lentement trempée à la vitesse de $\sim 80^\circ\text{C}/\text{min}$. Les échantillons furent ensuite coupés dans le sens de la longueur (sections longitudinales), proche du centre et observés par microscopie électronique à balayage. Des analyses chimiques viennent compléter l'observation texturale.

# Exp. ($T=1170^\circ\text{C}$, $P=300$ MPa)	Trempe	durée	diamètre (mm)	longueur totale (mm)	longueur (mm)			
					ρ_1	β_2	ρ_3	β_4
#3h	rapide	3h	4.95	14.29	3.71	2.41	2.84	5.33
#13h	rapide	13h	4.95	15.40	5.85	2.55	2.05	4.95
#49h-dq	rapide	50h	4.95	16.20	5.91	2.80	2.45	5.04
#50h-sq	lente $\sim 80^\circ\text{C}/\text{min}$	50h	4.95	15.34	5.39	2.18	2.32	5.45
PP167	lente $\sim 60^\circ\text{C}/\text{min}$	50h	13.53	7.10	2.00	2.00	1.05	2.05

Tableau V- 1 : conditions des expériences et dimensions des échantillons

1.2. Résultats

1.2.1. Fusion partielle et paragenèse

Comme décrit dans le chapitre « Matériaux de départ », il reste ~ 46 % en volume de cristaux du basalte à 1170°C . Dans les expériences rapidement trempées (*drop quench*), le nouvel assemblage est verre, plagioclase, olivine, $\pm$ pyroxène (Fig. V-2). Le cœur des plagioclases subsiste (zonation rare) et est la phase minérale dominante, tandis que le clinopyroxène disparaît presque entièrement. L'olivine est toujours présente, mais développe une bordure par recristallisation. On retrouve également quelques orthopyroxènes. Les expériences dont la vitesse de trempe est plus lente ont largement plus de clinopyroxène, et le verre basique est restreint aux bordures des disques β_2 et β_4 en contact avec l'haplotonalite. La fraction cristalline, dans les couches basique (β), est très grande ($\Phi_s > 90$ % en volume) et ne reflète plus la fraction cristalline en conditions expérimentales.

L'olivine est présente sous forme de phénocristaux partiellement résorbés, dont le cœur a une composition $72 < \text{Fo} < 78$, similaire à celle du basalte de départ (Fig. V-3A, Tableau V-2). La bordure de ces phénocristaux est plus magnésienne, avec une composition $\sim \text{Fo}80$. Une nouvelle population d'olivine est présente sous la forme de cristaux automorphes $82 < \text{Fo} < 87$, se distinguant nettement de celle du basalte de départ.

Les plagioclases situés dans les zones internes des couches β ont une composition $83 < \text{An} < 80$ (Fig. V-3B, Tableau V-2) ressemblant aux cœurs des plagioclases du basalte de départ. Les rares

plagioclases zonés sont retrouvés proches de l'interface ou dans les panaches (voir ci-après), le cœur étant $72 < An < 80$ et la bordure $51 < An < 57$. Les plagioclases de petite taille, situés à l'interface entre les différents magmas ont des compositions variées, comprises entre An43 et An62.

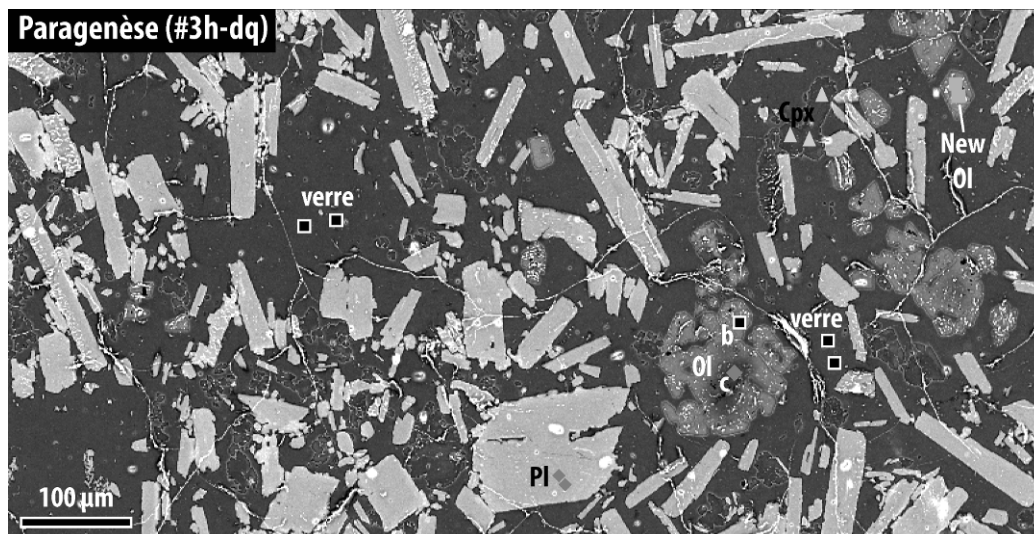


Figure V- 2 : image MEB de la texture du magma basique après fusion partielle à 1170°C et trempe rapide. Le nouvel assemblage est plagioclase (Pl), olivine (Ol) dotée de cœur (c) et bordure (b), parfois présente sous cristaux automorphes (New Ol), clinopyroxène (Cpx) et verre (parfois orthopyroxène).

Les pyroxènes sont essentiellement de l'augite (clinopyroxènes), dont la composition est similaire à celle des pyroxènes du basalte de Santorin, quelque soit la durée de l'expérience ou leur position dans l'échantillon (En $\sim$ 47, Fs $\sim$ 15, Wo $\sim$ 38, Fig. V-3C, Tableau V-2). Les rares orthopyroxènes qui ont cristallisé sont des hypersthènes relativement magnésiens (En $>$ 70, Fs $<$ 28, Wo $<$ 7). Ils ont été observés dans les couches β mais près du magma hapltonalitique.

Les compositions des verres analysés après expériences sont décrites plus loin, selon les textures générées.

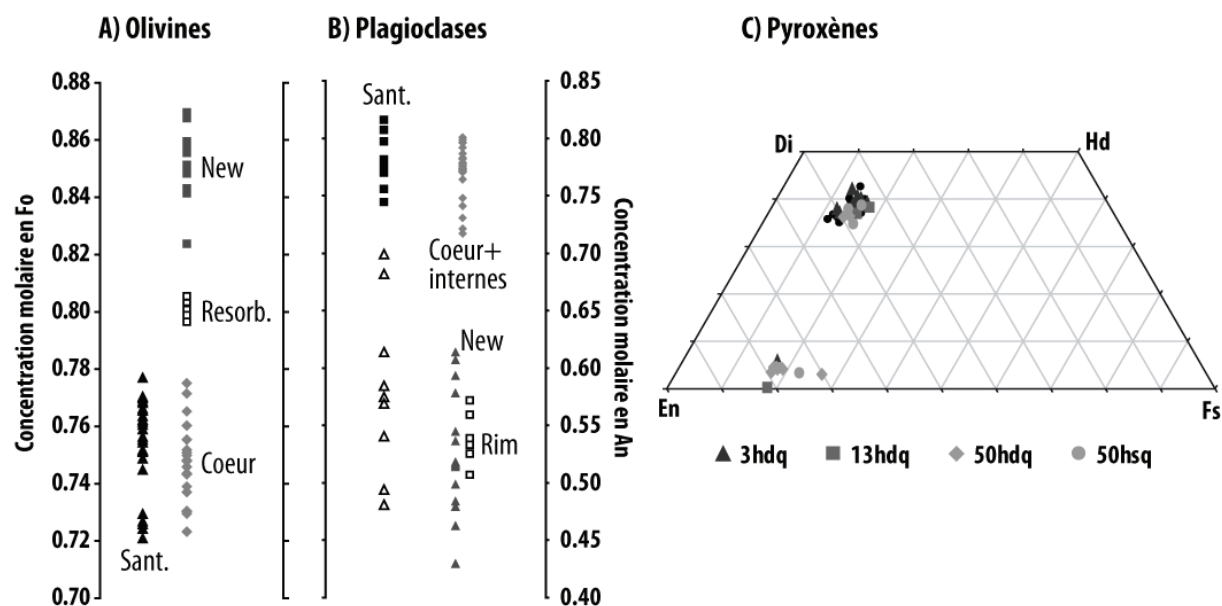


Figure V- 3 : composition chimique des phases cristallines du magma basique après fusion partielle : olivine (A), plagioclase (B) et pyroxènes (C).

OLIVINES	nb	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	Fo	An
santorini	27	40.0 <i>11</i>	0.06 <i>10</i>	1.1 <i>19</i>	22.9 <i>11</i>	34.8 <i>31</i>	0.50 <i>12</i>	0.71 <i>86</i>	0.00 <i>1</i>	0.00 <i>1</i>	0.76	
cœur	19	37.3 <i>7</i>	0.02 <i>1</i>	0.0 <i>0</i>	25.2 <i>11</i>	36.8 <i>11</i>	0.41 <i>21</i>	0.20 <i>11</i>	0.02 <i>2</i>	0.01 <i>2</i>	0.75	
resorb.	4	38.0 <i>3</i>	0.08 <i>10</i>	0.0 <i>0</i>	20.6 <i>3</i>	40.7 <i>4</i>	0.38 <i>9</i>	0.23 <i>9</i>	0.00 <i>0</i>	0.01 <i>2</i>	0.80	
new	14	38.3 <i>7</i>	0.01 <i>1</i>	0.1 <i>1</i>	15.8 <i>10</i>	45.2 <i>12</i>	0.27 <i>11</i>	0.29 <i>5</i>	0.01 <i>2</i>	0.01 <i>2</i>	0.85	
PLAGIOCLASES												
Sant. cœur	11	49.0 <i>7</i>	0.03 <i>2</i>	32.2 <i>5</i>	0.0 <i>0</i>	0.67 <i>10</i>	0.04 <i>1</i>	15.5 <i>6</i>	2.48 <i>32</i>	0.14 <i>4</i>		0.78
Sant. bord.	8	53.0 <i>25</i>	0.07 <i>5</i>	28.7 <i>20</i>	0.9 <i>2</i>	0.21 <i>34</i>	0.02 <i>2</i>	12.4 <i>20</i>	4.30 <i>99</i>	0.38 <i>20</i>		0.61
cœur	28	49.3 <i>10</i>	0.05 <i>5</i>	31.3 <i>9</i>	1.0 <i>2</i>	0.10 <i>10</i>	0.04 <i>5</i>	15.3 <i>8</i>	2.73 <i>41</i>	0.15 <i>5</i>		0.76
rim	6	55.2 <i>7</i>	0.10 <i>3</i>	27.3 <i>4</i>	1.1 <i>2</i>	0.08 <i>2</i>	0.10 <i>6</i>	10.7 <i>6</i>	5.05 <i>22</i>	0.40 <i>9</i>		0.54
new		53.4	0.25	26.5	2.3	0.95	0.00	12.2	4.36	0.04		0.61
new		65.8	0.62	18.0	2.9	1.57	0.00	5.3	5.62	0.20		0.52
PYROXENES												
Sant.	12	51.9 <i>6</i>	0.80 <i>11</i>	2.9 <i>6</i>	7.6 <i>8</i>	16.0 <i>6</i>	0.28 <i>10</i>	19.7 <i>7</i>	0.36 <i>6</i>	0.01 <i>1</i>		
CPx	17	54.5 <i>8</i>	0.22 <i>15</i>	2.8 <i>17</i>	12.2 <i>23</i>	27.4 <i>24</i>	0.44 <i>61</i>	2.2 <i>8</i>	0.15 <i>27</i>	0.01 <i>2</i>		
Hyp.	13	51.5 <i>10</i>	0.74 <i>23</i>	2.7 <i>7</i>	9.2 <i>9</i>	16.2 <i>10</i>	0.29 <i>9</i>	19.0 <i>7</i>	0.33 <i>10</i>	0.01 <i>2</i>		
VERRES												
olivine	6	52.3 <i>4</i>	0.84 <i>22</i>	14.6 <i>2</i>	12.4 <i>4</i>	6.06 <i>74</i>	9.83 <i>18</i>	0.21 <i>11</i>	3.44 <i>18</i>	0.30 <i>9</i>	0.613	0.50
couche	16	51.7 <i>8</i>	1.07 <i>28</i>	15.2 <i>4</i>	10.9 <i>5</i>	7.30 <i>28</i>	10.20 <i>31</i>	0.22 <i>11</i>	3.09 <i>25</i>	0.36 <i>7</i>	0.646	0.57
chenal		61.2	0.84	11.6	9.9	5.72	0.15	6.96	3.45	0.22	0.527	0.54
chenal		62.7	0.38	19.9	3.2	1.86	0.09	6.67	5.16	0.07	0.417	0.54
bord. Chenal	6	53.5 <i>16</i>	1.24 <i>17</i>	14.6 <i>17</i>	11.1 <i>11</i>	5.8 <i>19</i>	0.21 <i>11</i>	9.83 <i>51</i>	3.54 <i>37</i>	0.17 <i>6</i>	0.606	0.50
panache		54.8	1.16	14.8	10.2	5.98	0.21	8.66	4.11	0.05	0.538	0.54
panache		67.6	0.00	19.0	1.0	0.49	0.11	3.41	8.27	0.07	0.186	0.51
poches		52.8	1.20	15.8	9.3	7.15	0.00	10.04	3.59	0.13	0.607	0.61
poches		65.6	0.00	20.0	1.1	0.81	0.11	5.14	6.98	0.22	0.289	0.60
c-f layer	27	56.9 <i>10</i>	1.20 <i>16</i>	14.7 <i>2</i>	8.4 <i>9</i>	4.37 <i>47</i>	0.16 <i>8</i>	6.85 <i>73</i>	4.82 <i>49</i>	0.23 <i>6</i>	0.515	0.16
c-b layer		59.0	0.89	15.3	7.2	5.21	0.03	7.52	4.81	0.07	0.463	0.59
c-b layer		69.5	0.00	18.6	1.0	0.50	0.00	4.31	5.68	0.38	0.295	0.50

Tableau V- 2 : Composition chimique des phases après expériences statiques, normalisées à 100. Les nombres en italique sont l'écart type de la population analysée et porte sur le dernier chiffre.

1.2.2. Textures générées

Les sections longitudinales des échantillons sont présentées en Figure V-4 et montrent la disposition générale des disques des 2 extrêmes compositionnels après expériences. La polarité des échantillons est la même que pendant l'expérience. Les échantillons après #13h-dq et #49h-dq se sont fragmentés lors de la découpe. Celui après #50h-sq est conservé dans sa capsule. D'une manière générale, les interfaces initialement planes entre les 2 matériaux sont « perturbées » avec la durée de l'expérience. Ainsi, #3h-dq expose des interfaces plutôt nettes, avec de petites structures entre $\rho 1$ et $\beta 2$, #13h-dq a produit une interface plus épaisse au même endroit, et les 2 expériences de 50h ont créé des structures s'étendant verticalement dans l'échantillon (Fig. V-4). Les interactions sont classées selon 4 principaux types de structures formées et décrites ci-après. Ce sont (1) des « poches » de verre intermédiaire (*pockets*), (2) des bandes de verre intermédiaire sans cristaux (*crystal-free layers*), (3) des bandes de verre zoné avec des plagioclases (*crystal-bearing layers*) et (4) des panaches de verre intermédiaire (*plume*). Les termes anglais seront fréquemment employés pour simplifier le vocabulaire, car ces structures sont également utilisées dans l'article de ce chapitre. Parmi ces textures, les 3 premières ont été observées à plusieurs reprises. La 4^{ème}, quant à elle n'a été observée qu'une seule fois.

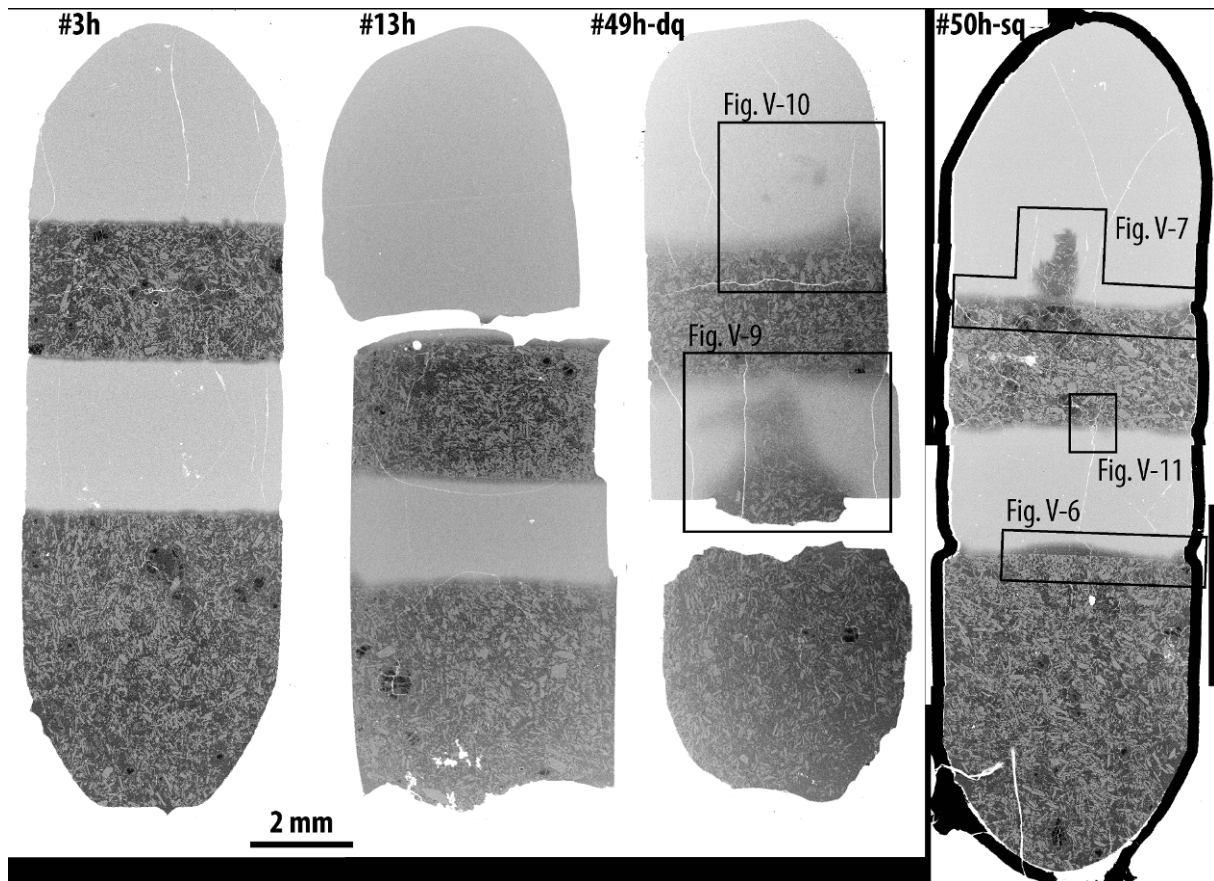


Figure V- 4 : images MEB des sections longitudinales centrées des échantillons après expériences statiques de différentes durées. L'échantillon a parfois été cassé lors de son extraction hors de la capsule.

Poches de verres (*melt pockets*)

Le 1^{er} type de structures est présent quelque soit la durée de l'expérience. Il s'agit de poches de verre de composition plus ou moins homogène (Fig. V-5). Elles sont particulièrement visibles dans les expériences lentement refroidies, grâce au développement de cristaux de trempe qui la bordent du côté du magma basique. Leur taille s'échelonne de quelques dizaines à plusieurs centaines de micromètres. Elles comportent fréquemment des plagioclases, mais pas d'autres minéraux. Les plagioclases, zonés dans le cas des trempes lentes, ne sont plus en contact les uns avec les autres, et ne forment donc plus une charpente comme dans le cas du basalte de Santorin. L'hétérogénéité chimique des poches de verre se devine par les différentes teintes de gris qui y forment des structures ressemblant à des écoulements (Fig. V-5).

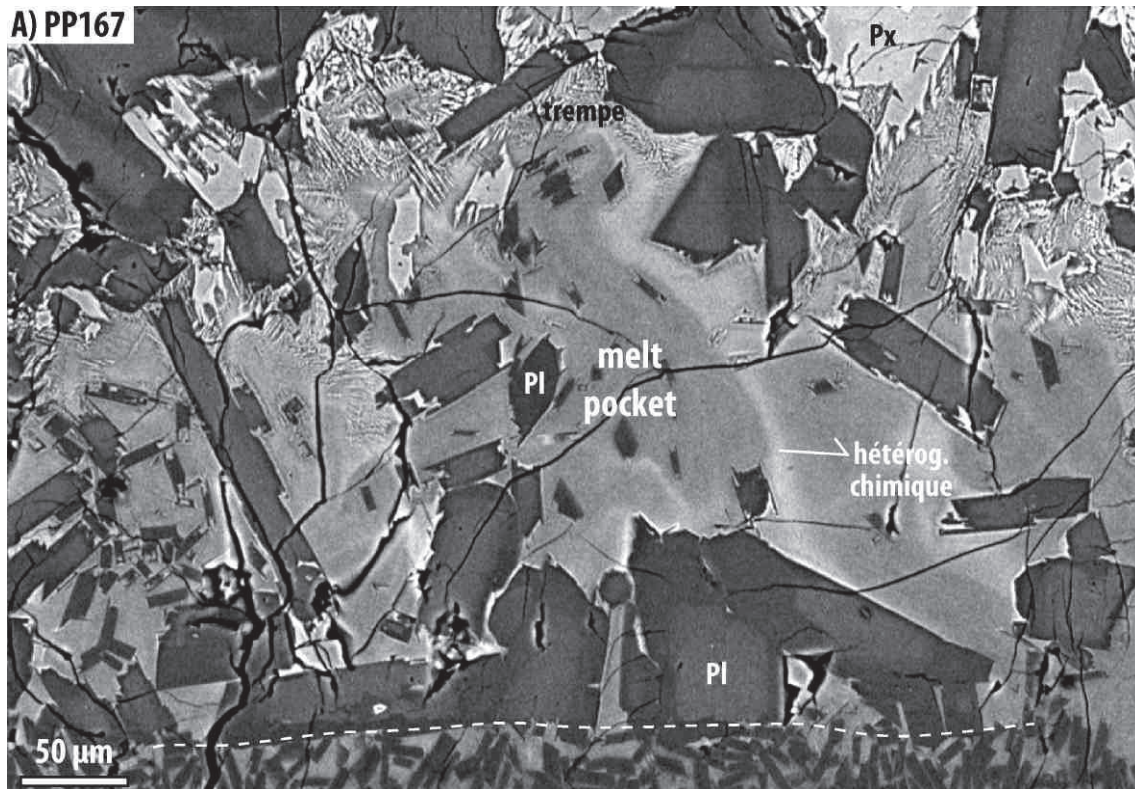


Figure V- 5 : image MEB d'une poche de verre typique se développant dans une couche basique, proche de l'interface avec le magma différencié. Elle provient d'une expérience terminée par une trempe lente. Les différentes teintes de gris révèlent les hétérogénéités chimiques. Abréviations : pyroxène (Px), plagioclase (PI).

Bande de verre sans cristaux (*crystal-free layer*)

Le 2^{ème} type de structure couramment observé consiste en une bande de verre chimiquement intermédiaire, avec de rares cristaux (*crystal-free layer*), et situé dans la couche de magma basique β , près des couches différenciées ρ (Fig. V-6A). Cette structure se développe au dessus d'un disque de basalte et est parfois, mais pas systématiquement, connectée à des poches de verre du disque basique sous-jacent. L'épaisseur est variable et atteint 300 μm dans la bande illustrée ci-dessous (#50h-sq, Fig. V-6). L'épaisseur est en général maximale au centre, et la bande s'amincit vers la périphérie de l'échantillon, ce qui lui donne une forme laccolithique. Sa surface inférieure est définie par la surface de la couche β que l'on reconnaît grâce à l'alignement de plagioclases issu de la rectification des faces. La composition chimique du verre est relativement homogène telle que montré par les cartographies chimiques (Fig. V-6). Il arrive que quelques cristaux de plagioclase relativement sombres (sodiques) se trouvent dans la bande de verre. Elle est surmontée par une bande de magma partiellement cristallisée (*crystal-bearing layer*).

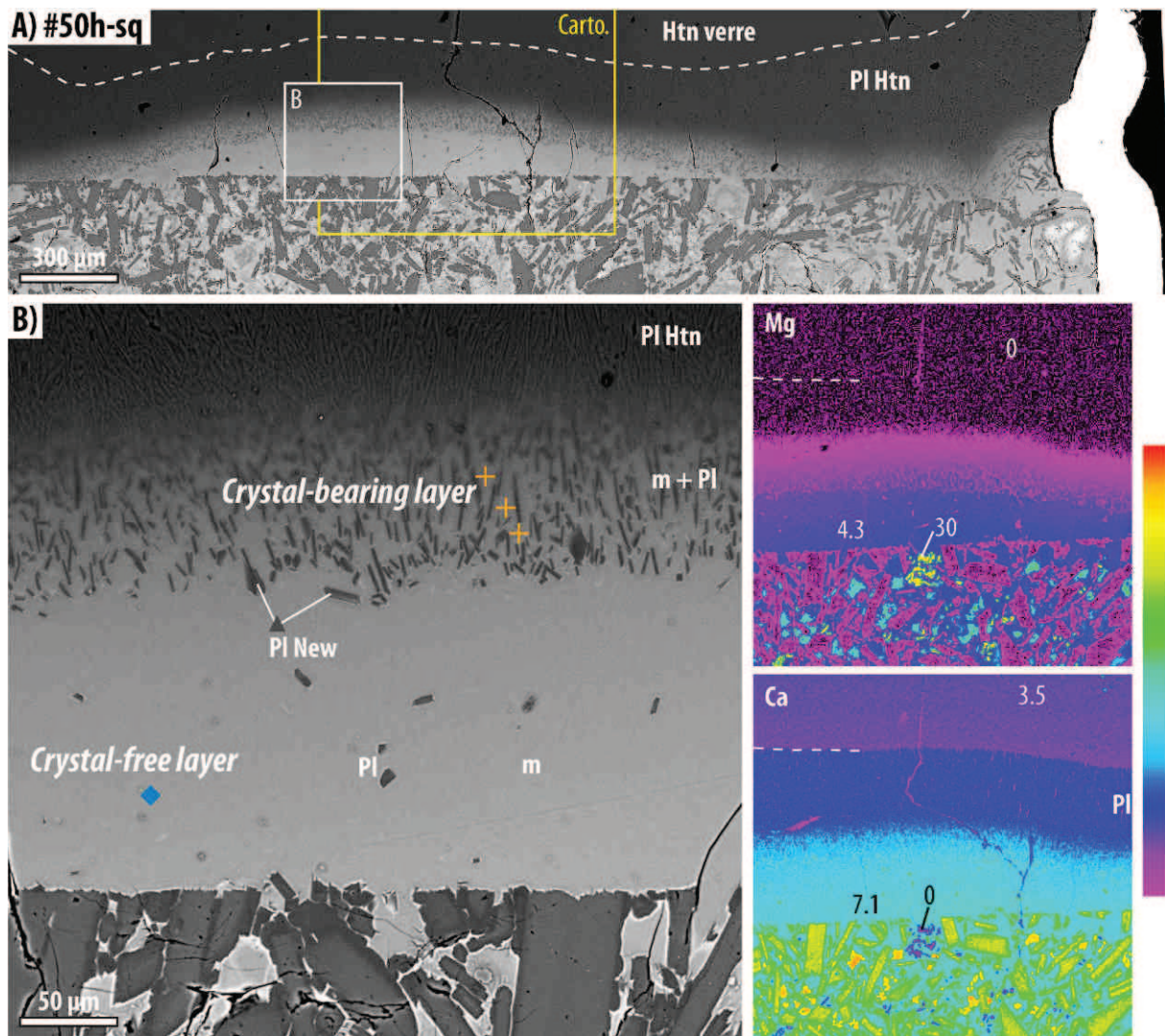


Figure V- 6 : images MEB de bandes avec et sans cristaux se développant à l'interface entre les 2 constituants. (A) vue générale montrant la forme laccolithique de la crystal-free layer recouverte de la crystal-bearing layer, et situant l'agrandissement (B) et les cartographies chimiques (voir aussi annexe B pour les autres éléments cartographiés). Les abréviations sont les mêmes que dans les figures précédentes, m correspond au verre. Les chiffres sur les cartographies chimiques sont des valeurs de concentration locale. L'échelle de concentration est montrée sur la droite. Les symboles de couleur font référence aux analyses chimiques ponctuelles, et présentées plus tard.

Bande de verre avec cristaux (*crystal-bearing layer*)

Ce 3^{ème} type de structure fut systématiquement observé dans les expériences. Il s'agit d'une bande de verre partiellement cristallisé (Fig. V-6). Son épaisseur atteint 200 μm , et elle se développe entre les 2 couches β et ρ (au dessus de la couche β comme de la *crystal-free layer*). Les cristaux qu'elle comporte sont des plagioclases de taille inférieure à 25 μm , relativement sodiques (voir plus loin) et fortement orientés perpendiculairement à sa surface. Ils forment environ 45 % de son volume. Le verre varie d'une composition similaire à la composition du verre de la *crystal-free layer* à celle du verre haplotonalitique de manière progressive (cartographies chimiques, Fig. V-6). Il est d'ailleurs difficile de localiser précisément sa limite avec le magma différencié car les plagioclases qu'elle contient sont prolongés par les plagioclases se développant dans l'haplotonalite.

Panache de verre (*plume*)

Le 3^{ème} type de structure est sans doute le plus spectaculaire, définissant un panache de verre intermédiaire au dessus d'un disque basique (β_2 ou β_4), dirigé vers la haut (Fig. V-7). De telles

structures furent observées dans les 2 expériences ayant duré 50h et menées en autoclave à chauffage interne ; aucune structure verticale de ce genre ne fut observée dans les sections après PP167 conduite en presse Paterson sur un échantillon plus volumineux. Dans l'échantillon après l'expérience #50h-sq, le panache mesure environ 1.4 mm de long par 300 à 500 μm de large (Fig. V-7A). Il est relativement anguleux en certains endroits, et se compose de plagioclases et de quelques pyroxènes baignant dans un liquide intermédiaire dominant. Les plagioclases sont plus petits que dans le basalte, non zonés, plus sombre et anguleux. Certains ont des textures de cristallisation rapide. Aux abords de l'interface avec le matériau différencié, les cristaux de plagioclases sont aciculaires, et la plupart sont orientés parallèlement au contact (Fig. V-7). Les autres, orientés différemment, sont prolongés dans l'haplotonalite par des plagioclases aciculaires de la bande de plagioclases et verre issue de la cristallisation de l'haplotonalite (flèches blanches, Fig. V-7B). Cette bande est plus épaisse vers le disque de basalte ($\sim 280 \mu\text{m}$) et s'amincit vers le sommet du panache qui n'en est pas recouvert (pointillés blancs, Fig. V-7). Au contraire, il forme un contact progressif avec le verre d'haplotonalite, synonyme d'une composition chimique variant d'un pôle à l'autre. Deux profils ont été réalisés, montrant la variation de la composition chimique en fonction de la distance (arbitrairement référencée) entre le liquide différencié et le panache (Fig. V-7B & V-8). Ils sont nommés « sommet » et « côté ». Le profil « sommet » est caractérisé par une transition progressive, et des gradients de concentration réguliers (exemple : MgO augmente de $0.032 \text{ \% pds}/\mu\text{m}$). A l'inverse, le profil « côté » se caractérise par des concentrations dont la variation est bien plus rapide. Le gradient en $[\text{MgO}]$ vaut localement $0.13 \text{ \% pds}/\mu\text{m}$. A noter que le bord du panache (début du profil « côté ») est bordé par des cristaux de plagioclase.

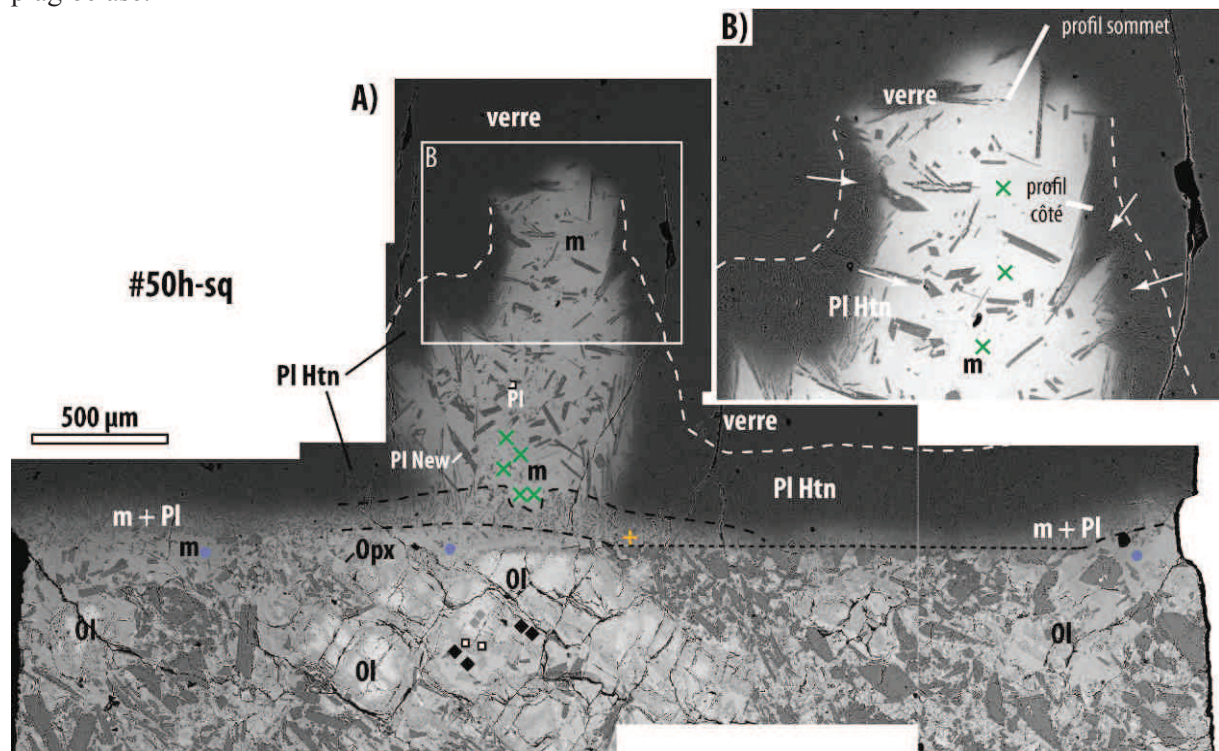
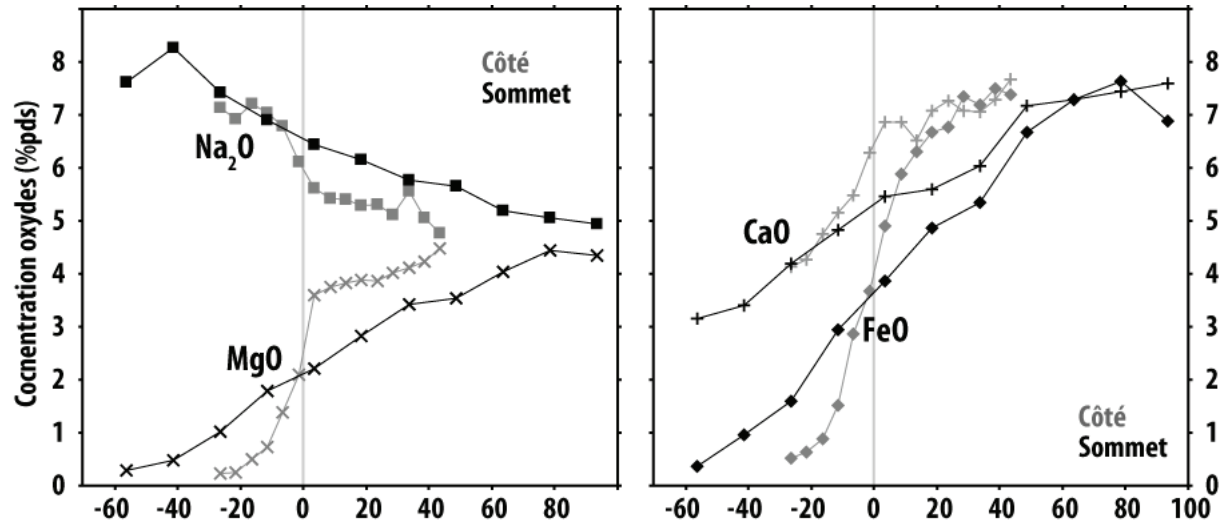


Figure V- 7 : images MEB du panache produit lors de l'expérience #50h-sq. Les lignes en tiretées correspondent à la limite des structures générées (voir texte). Les flèches blanches pointent la continuité entre les plagioclases se développant dans le panache et ceux qui grandissent à partir de l'hapltonalite. Les symboles de couleur font références à des analyses chimiques ponctuelles présentées ci-après. Les abréviations sont les mêmes que dans les figures suivantes, avec Opx = orthopyroxène.

A la base du panache se trouve une bande de verre intermédiaire et de plagioclases (*crystal-bearing layer*), moins épaisse au centre du panache (délimitée par les tirets espacés noirs, Fig. V-7A).

Cette bande surmonte une zone de verre avec quelques cristaux qui ressemble à une *crystal-free layer*. Ces 2 bandes et le panache sont situés juste au dessus d'un phénocrystal d'olivine mesurant plus d'un millimètre. Sur cette section, proche de chaque bord de l'échantillon, une poche de verre surnage en surface de la couche $\beta 2$. Chacune de ces 2 poches repose sur une olivine de quelques centaines de micromètres. A l'inverse des poches de liquide ou du panache, le contact initial entre les 2 constituants semble avoir été préservé, au vu de l'alignement de plagioclases sectionnés qui forment une surface plane et horizontale (tiretés serrés noirs, Fig. V-7A).



Un panache similaire s'est développé au cours de #49h-dq (Fig. V-9A), cette fois à partir de la couche $\beta 4$. Il mesure plus de 2,5 mm de long, par ~ 0.5 à ~ 2.5 mm de large. Sa forme est plus complexe, définissant grossièrement un cône avec une expansion latérale proche du sommet qui se situe à moins de 400 μm du disque de basalte $\beta 2$. La zone qui les sépare est constituée de verre et plagioclases dont le verre semble être relativement différencié au vu de sa teinte de gris ; elle ressemble quelque peu à la *crystal-bearing layer* reconnaissable sous la couche $\beta 2$ vers les bords de l'échantillon (tiretés espacés noirs, Fig. V-9A). Cette dernière s'est développée de la même manière que lors des autres expériences, avec une épaisseur plus forte à proximité des olivines, et moins importante près des plagioclases. L'alignement des plagioclases permet de retrouver l'interface initiale entre les 2 matériaux, qui semble perturbée au dessus du panache ; en effet, à cet endroit, la géométrie de l'interface suit le contour du panache (Fig. V-9B). De plus, l'interface est bordée de plagioclases dont l'orientation varie : ils sont davantage parallèles au contact, alors que partout ailleurs, les plagioclases de la *crystal-bearing layer* sont perpendiculaires au contact. Le panache, quant à lui, est composé de liquide intermédiaire renfermant quelques plagioclases anguleux de taille avoisinant la centaine de micromètre. La population de plagioclases est plus dense au cœur du panache, l'extérieur et l'expansion latérale étant majoritairement composés de verre. Tout autour du panache s'est développée une *crystal-bearing layer*, ce qui diffère du premier panache présenté, et une bande de verre et petits plagioclases issus de la cristallisation de l'haplotonalite. Malheureusement, la rupture de l'échantillon ne montre pas toute la relation entre le disque inférieur et le panache. Il est néanmoins possible de préciser qu'aucune olivine de grande taille n'est observable sous le panache (Fig. V-4). Cependant, la section peut être légèrement excentrée ; et un effet de coupe expliquerait l'interface plus épaisse entre le panache et le matériau différencié qu'entre les différents disques (Fig. V-9A). Les cartographies chimiques réalisées sur cette section soulignent le contact diffus entre les 2 matériaux.

Par ailleurs, la concentration relative en calcium révèle la différence de composition entre les plagioclases calciques issus du basalte à la base du panache et les plagioclases situés au sommet du panache, dont la teneur en calcium est plus faible.

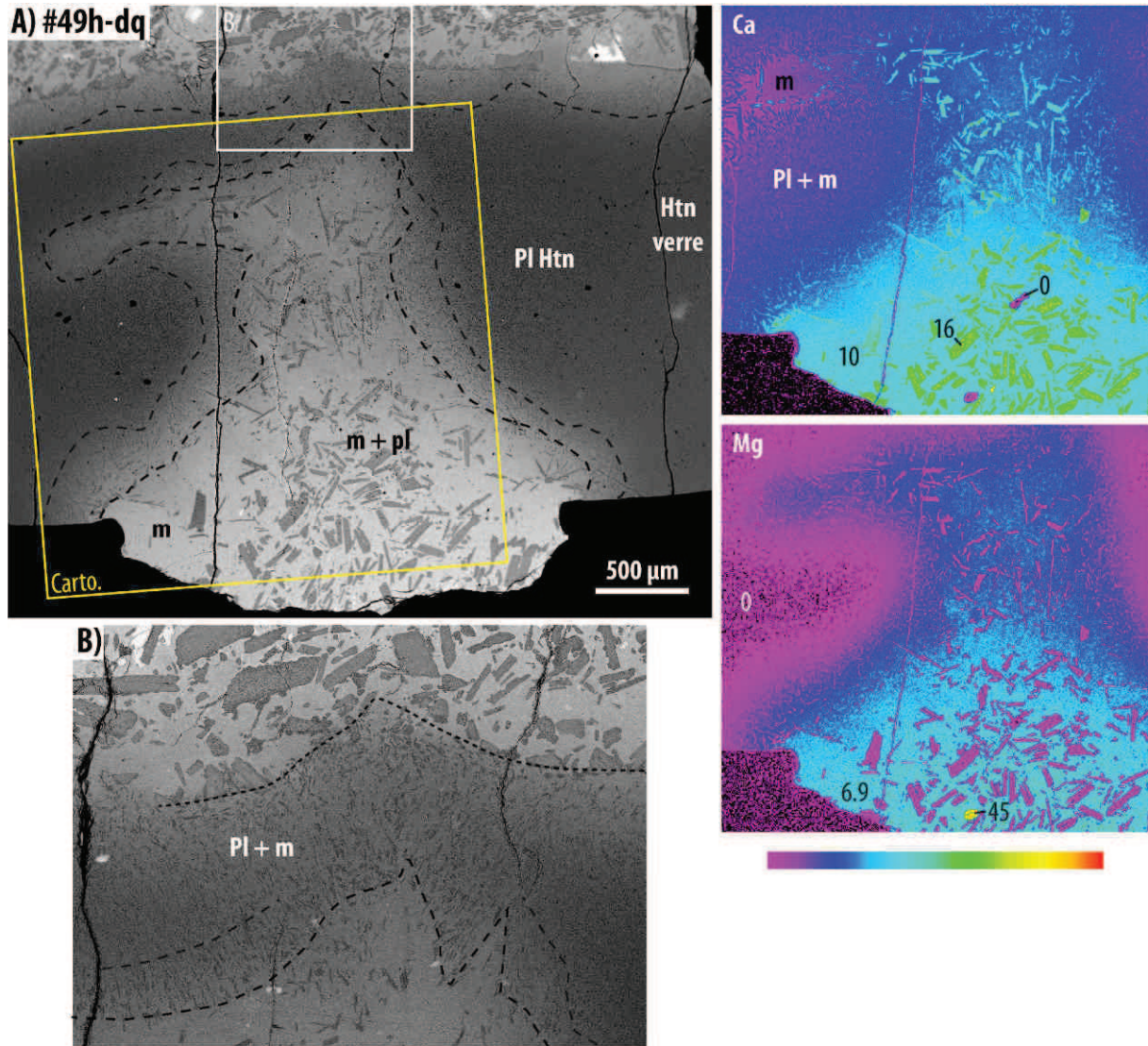
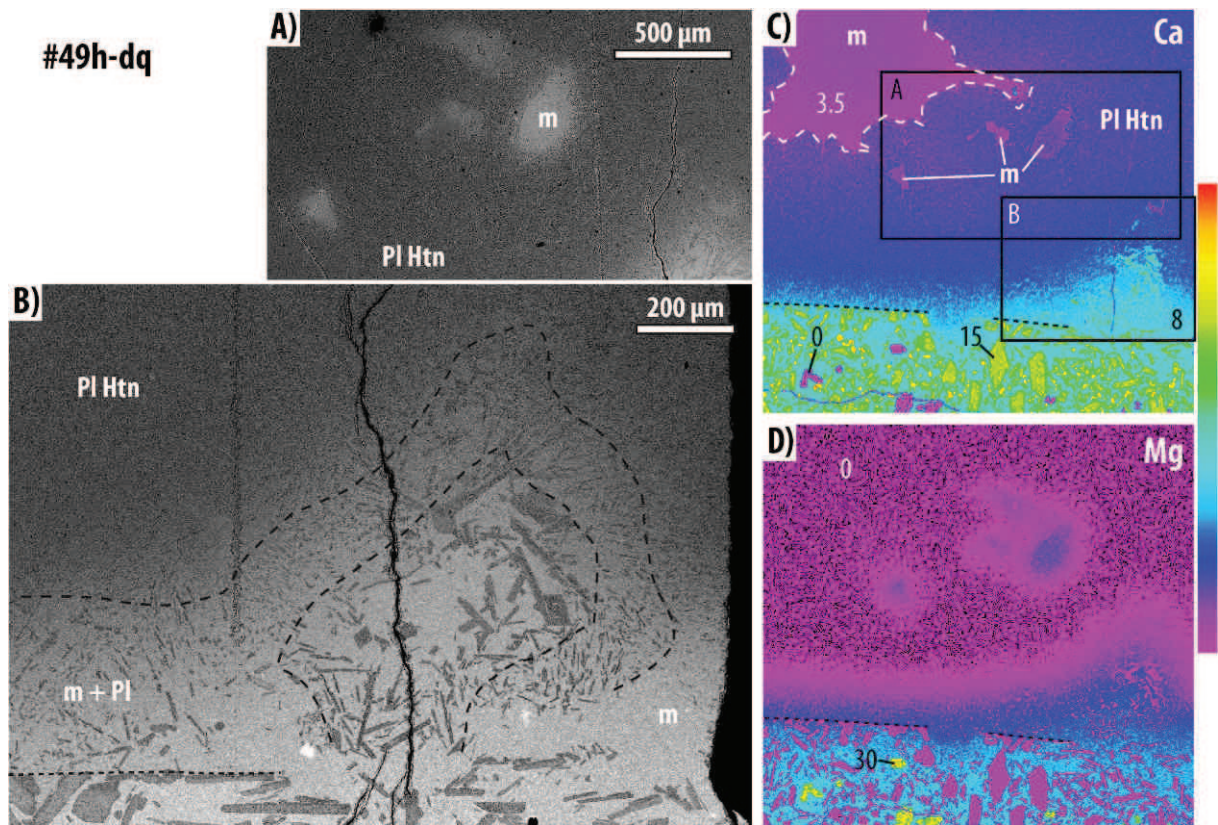


Figure V- 9 : images MEB du panache produit entre les couches ρ_3 et β_4 lors de l'expérience #49h-dq. (A) vue générale, (B) agrandissement de l'interface entre le panache et la couche β_2 . Les pointillés correspondent aux limites de structures (voir texte). Les cartographies chimiques sont présentées de la même manière que pour la figure V-6 (voir aussi annexe B pour les autres éléments cartographiés).

La section après #49h-dq montre un autre panache, moins développé et situé dessus de β_2 , en périphérie d'échantillon (Fig. V-10). Il surplombe une zone où la proportion de verre domine, mais qui diffère à la fois des poches de verre ou des *crystal-free layers* observées jusque là. Le panache mesure à peine 0.6 mm de long, et est ceinturé d'une *crystal-bearing layer* dont l'épaisseur est relativement homogène autour du panache. Il est accompagné de 4 zones vitreuses et dont la composition est légèrement plus basique que l'haplotonalite partiellement cristallisée qui l'entoure (cartographies chimiques, Fig. V-10). Ces 4 zones sont des enclaves si elles sont parfaitement séparées du disque de basalte ou du panache. L'haplotonalite a largement cristallisé à partir du disque basaltique et des contacts avec la capsule.



La 4^{ème} et dernière structure décrite ici n'est pas une extrusion de matériau basique à intermédiaire dans l'haplotonalite ; elle est contenue dans le disque de basalte $\beta 2$ et située à peu près sous le phénocrystal d'olivine et le panache décrits précédemment (Fig. V-7). Il s'agit d'une bande ondulante globalement orientée verticalement d'environ 600 μm de long pour une centaine de large (Fig. V-11). Elle contient essentiellement du verre et des plagioclases comparables aux cristaux des *crystal-bearing layers*, par leur forme, taille et composition (voir la cartographie du calcium, Fig. V-11). Ces plagioclases sont fortement orientés selon la direction de la bande, lui donnant un aspect de chenal. Des zones de verre hétérogène en composition renfermant des agrégats d'orthopyroxènes et plagioclases bordent le chenal. Les orthopyroxènes sont très hétérogènes en composition (18 à 25 % pds en MgO). Vers le haut, le chenal rejoint le basalte caractérisé par une texture classique, tandis que vers le bas, la bande rallie la *crystal-bearing layers*. Cette dernière mesure une centaine de micromètres d'épaisseur tel qu'entre les disques $\rho 1$ et $\beta 2$ (Fig. V-6B), sauf sous la bande où elle atteint 250 μm . Enfin, une bande composée de verre et plagioclases issus de l'haplotonalite s'est développée en dessous. Son épaisseur est relativement homogène (~260 μm) sauf sous le chenal où elle vaut ~330 μm . La poche présentée en Figure V-5 comporte quelques plagioclases et du verre hétérogène en composition, lui faisant ressembler un peu au chenal.

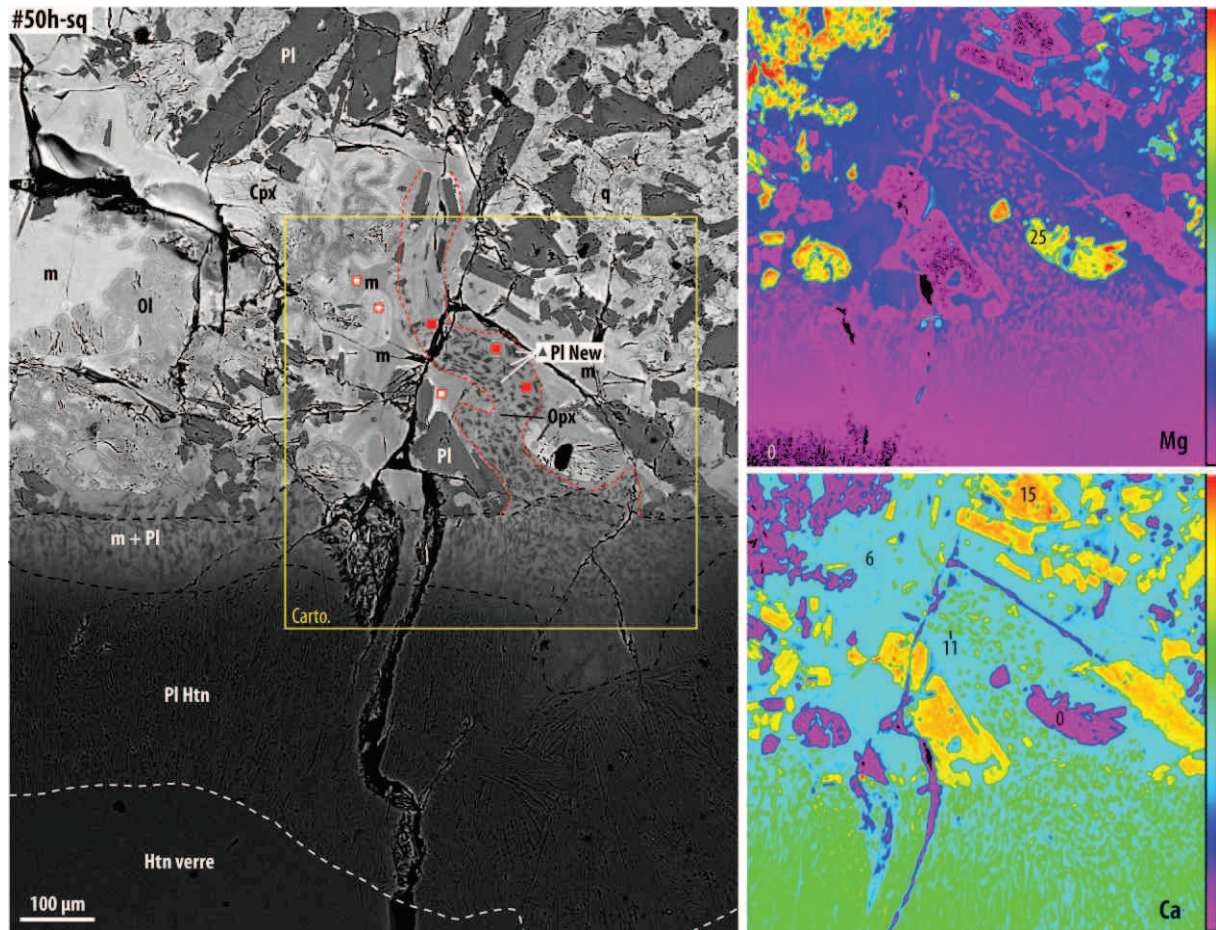


Figure V- 11 : image MEB du chenal développé en bas de la couche β_2 et à l'aplomb d'un panache. Abréviations et codes identiques aux figures précédentes (voir aussi annexe B pour les autres éléments cartographiés).

1.2.3. Composition des verres

La composition des verres situés dans les différentes structures a été mesurée, et la concentration en fer en fonction de la concentration en SiO_2 est montrée en Figure V-12. Les analyses sont localisées dans les figures précédentes. D'une manière générale, $[\text{FeO}]$ est inférieur à 13 % pds, et SiO_2 varie entre 50 et 70 % pds. La composition des verres suit une tendance dont les pôles sont le verre situé dans les parties internes des couches β et le verre hapltonalitique. Le premier est légèrement différent de la composition globale du basalte, du fait de la présence de plagioclase et de quelques olivines. Il est légèrement différent des verres situés au plus proche du phénocristal d'olivine. Les enveloppes des analyses dessinées illustrent bien la similitude entre les verres du panache et ceux des poches (*pockets*, points et enveloppes verts et violets respectivement, Fig. V-12). Les verres des *crystal-free layers* sont plus homogènes, bien que variant légèrement. Les verres situés dans les chenaux sont significativement différents de ceux qui les entourent (points et enveloppes rouges, Fig. V-12).

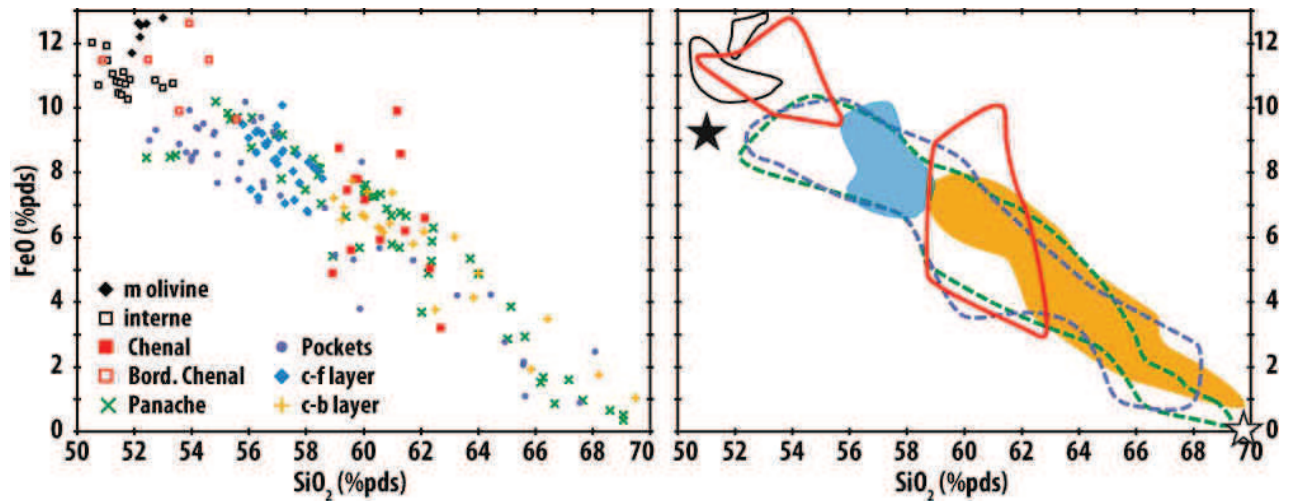


Figure V- 12 : composition des verres provenant des différentes structures présentées et discutée dans le texte. Certaines analyses sont localisées dans les figures V-6 à V-11. Les étoiles symbolisent la composition du basalte et de l'haplotonalite de départ dans le graphique de droite.

1.2.4. Epaisseur des disques après expériences

La fusion et la cristallisation sont des processus induisant une variation de volume. Le diamètre d'un même échantillon dans sa capsule a été testé après un passage à 300 MPa uniquement et après un passage à 300 MPa et 1170°C (#50h-sq), excluant ainsi l'unique effet de la température pendant 50h. La variation du diamètre de l'échantillon est inférieure à 1 % et est donc considéré négligeable. De même, la longueur de la capsule est quasiment identique. En revanche, l'épaisseur des différentes couches varie considérablement après expériences (Tableau V-3).

# Exp. (T=1170°C, P=300 MPa)	durée	longueur (mm) et variation (%) relatives			
		$\rho 1$	$\beta 2$	$\rho 3$	$\beta 4$
#3h	3h	3.67 -1%	2.49 +3%	2.72 -4%	5.41 +1%
#13h	13h	5.66 -3%	2.67 +5%	1.95 -5%	nd
#49h-dq	50h	5.57 -6%	3.14 +12%	nd	nd
#50h-sq	50h	5.35 -1%	2.24 +3%	2.28 -2%	5.47 0%
PP167	50h	1.84 -8%	2.13 +6%	0.99 -5%	2.14 +4%

Tableau V- 3 : épaisseurs des différentes couches après expériences. Abréviation : non déterminé (nd)

D'une manière générale, les disques d'haplotonalite perdent de 1 à 8 % de leur épaisseur, tandis que les disques de basalte s'épaississent jusqu'à 12 % (Tableau V-2 et Fig. V-13). Les 3 expériences terminées par une trempe rapide (*drop quench*) montrent que la variation de l'épaisseur des couches (négative pour l'haplotonalite et positive pour le basalte) augmente avec la durée de l'expérience. Les 2 expériences n'ayant pas bénéficié d'une trempe rapide (#50h-sq et PP167) ont des variations moins prononcées, en particulier pour les couches de basalte. La variation totale de l'échantillon ne peut être déduite de la variation cumulée des 4 couches ; en effet, l'épaisseur varie parfois faiblement selon le rayon (Fig. V-4).

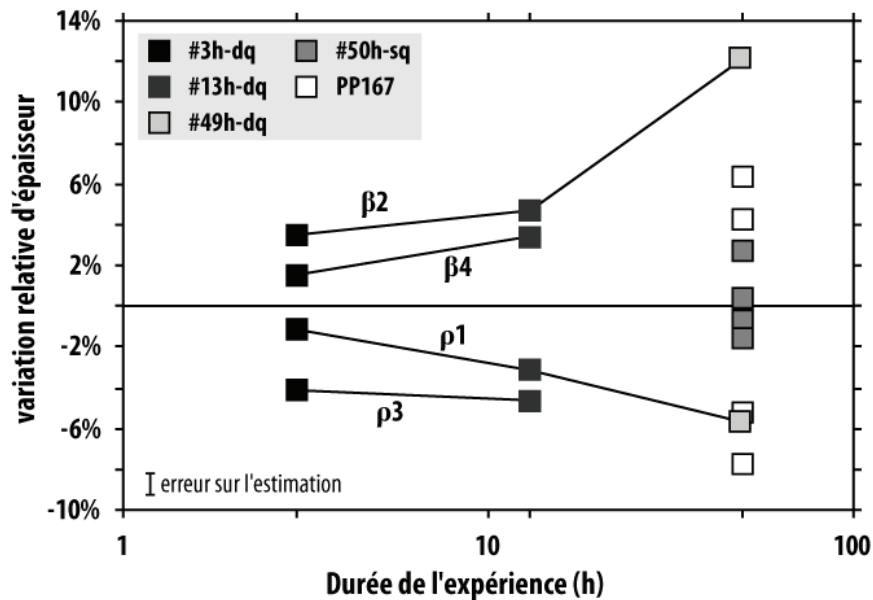


Figure V- 13 : variation de l'épaisseur des différentes couches après expériences par rapport leur épaisseur initiale.

1.3. Interprétation des textures

1.3.1. Densité des magmas et expansion volumique

Pour comprendre les raisons de la formation de structures telles que des couches sans cristaux et des panaches, la masse volumique de quelques roches, liquides et minéraux a été calculée (Fig. V-14). Le verre haplotalitique a une masse volumique d'environ 2.37 g.cm^{-3} , calculée à partir du cumul des oxydes entrant dans sa composition chimique à haute température (Lange & Carmichael, 1990). Les plagioclases An30 pouvant cristalliser à partir de l'haplotalite ont une densité d'environ 2.66 (valeur également confirmée par la base de données Webmineral). Selon sa quantité de cristaux, la masse volumique du magma Htn + An30 variera donc entre 2.38 ($\Phi_s=0$) et 2.66 g.cm^{-3} ($\Phi_s=1$). La masse volumique du basalte cristallisé a été déterminée selon les masses volumiques et les proportions de cristaux qu'il contient, à savoir plagioclase = 0.75 (0.50 cœurs An80 + 0.25 bordures An60), clinopyroxène = 0.20 et olivine = 0.05. L'orthopyroxène et les oxydes ont été négligés lors de ces calculs car ils sont présents en faibles quantités. Ainsi, selon les valeurs de masse volumique de chacun des cristaux, la masse volumique est estimée à 2.87 g.cm^{-3} . A 1170°C , selon la nouvelle paragenèse, la masse volumique ne vaut plus que $\sim 2.75 \text{ g.cm}^{-3}$. Par conséquent, l'expansion volumique liée à la fusion du basalte est estimée à 4.3 % environ. Cette valeur est dans la gamme estimée sur les épaisseurs des couches après les différentes expériences (0 à 12 %, Tableau V-3). L'effet de la pression ($\sim 0.2 \text{ g.cm}^{-3}/\text{kbar}$; Lange & Carmichael, 1990) ne fut pas prise en compte et peut expliquer la différence entre les valeurs mesurées et calculées. Les fractures présentes dans les échantillons sont le résultat de sa contraction lors du refroidissement, et altèrent légèrement la mesure. De même, les hétérogénéités telles que les variations locales dans la proportion de phase, et donc de liquide produit, peuvent fortement influencer la masse volumique et le volume de liquide produit. Lange et Carmichael (1990) ont estimé la densité d'une tholéiite (2.68) et d'une andésite (2.39 g.cm^{-3}), soit un peu moins que les densités déterminées ici. En conditions expérimentales, la masse volumique du liquide intermédiaire (produit de fusion du basalte) doit s'échelonner entre les 2 valeurs citées, et celle du magma composé de 55 % de ce liquide et 45 % de plagioclase (An80) varie entre 2.69 et 2.53 g.cm^{-3} , permettant d'atteindre un taux d'expansion volumique de ~ 9.4 %, confortant les estimations faites à partir de la mesure de l'augmentation de l'épaisseur des couches de basalte.

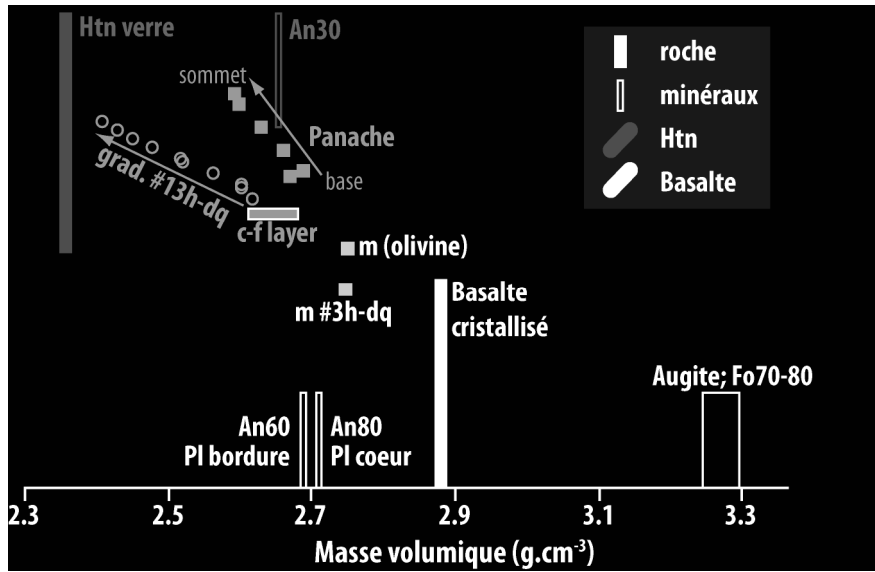


Figure V- 14 : masse volumique des produits de départ et différentes structures générées lors des expériences. La position verticale n'a qu'un but esthétique seulement. Les gradients d'un panache (#50h-sq) et d'une *crystal-free layer* sont représentés par des flèches ; m représente le verre produit par fusion du basalte proche d'un phénocristal d'olivine (m (olivine)) ou centre d'une couche basique (m #3h-dq).

Les liquides produits au sein d'une couche basique, ou au contact avec un phénocristal d'olivine ont des masses volumiques relativement élevées ($\sim 2.75 \text{ g.cm}^{-3}$, Fig. V-14). En revanche, les liquides intermédiaires qui résultent de l'interaction entre l'haplotonalite et le liquide basique ont une masse volumique moins élevée. La masse volumique de la *crystal-free layer* est relativement cloisonnée autour de 2.65 g.cm^{-3} , tandis que celle du panache varie de la base au sommet ou sur les côtés entre 2.7 et 2.6 g.cm^{-3} . Enfin, les variations de compositions des liquides situés entre les couches (*crystal-bearing layers*) sont responsables de leur vaste gamme de masse volumique (2.6 à 2.4 g.cm^{-3}). Ces liquides ont une masse volumique inférieure à celle des plagioclases de composition An30 qui cristallisent dans l'haplotonalite, mais supérieure à celle du liquide haplotonalitique. La proportion de cristaux dans l'haplotonalite est difficile à estimer précisément, mais dépasse 90 % localement (Cf. chapitre « Matériaux de départ », Fig. IV-16). La présence de 90 % de cristaux entraîne l'augmentation de la densité du magma haplotonalitique, au point de dépasser celle de liquides intermédiaires générés. Cependant, les liquides les plus basiques (de composition basaltique ou ceux des *crystal-free layers*) sont toujours plus denses que le verre haplotonalitique et ce, même en supposant le fer à l'état oxydé et en incorporant quelques pourcents d'eau dissoute dans le verre.

1.3.2. Origine des structures

La différence de densité entre les magmas est une cause pouvant expliquer la création de structures lors des expériences sans déformation appliquée. En effet, la densité du liquide issu de la fusion du basalte et interagissant avec l'haplotonalite diminue, au point de devenir inférieure à celle de l'assemblage liquide haplotonalitique + plagioclases An30. La gravité pourrait alors être une force suffisante pour créer des mouvements verticaux à l'origine des structures observées. Cependant, plusieurs points viennent contrecarrer cette hypothèse. Tout d'abord, les 4 disques restent disposés comme initialement, ce qui veut dire qu'il est difficile de remobiliser l'un ou les 2 magmas dans les conditions expérimentales. Il se peut que la fraction cristalline ou la viscosité des magmas soit trop élevée. De plus, une ségrégation cristalline par gravité n'a pas été remarquée, que ce soit dans l'un ou l'autre des magmas. Malgré leur forte densité, les minéraux ferromagnésiens ne sont pas retrouvés à la

base de la couche dont ils proviennent. Les plagioclases se développant contre la chemise, la capsule et les couches de basalte, forment une bande d'épaisseur régulière, et ne « sédimentent » pas non plus dans le liquide moins dense. Dans les 2 magmas, la fraction cristalline ($\Phi_s = 0.46$ dans le magma basique et localement $\Phi_s > 0.8$ dans l'haplotalite) est suffisamment grande pour former une charpente résistante à la déformation et empêche le mouvement (convection) de la couche de magma. Ainsi, l'olivine située au sommet de la couche β lors de #50h-sq reposerait sur la charpente de plagioclase, l'empêchant de sédimer (Fig. V-7). Qu'en est-il alors des panaches et des *crystal-free layers* ? La densité des *crystal-free layers* est comprise entre celle du liquide basique et celle de l'haplotalite. Sa position est donc gravitairement stable. De plus, si la cristallisation des plagioclases dans l'haplotalite se produit suffisamment tôt et crée une charpente difficile à rompre, un tel liquide intermédiaire ne peut la traverser, restant « coincée » entre les 2 couches. Mais alors comment expliquer la formation des panaches ? Les plagioclases sodiques cristallisent dans le verre haplotalitique à partir de site de nucléation, dont les disques de basalte. Ils forment une bande dont l'épaisseur dépend de la durée à partir de la nucléation des cristaux, ce qui en fait un indicateur temporel : dans les expériences en torsion, présentées ci après, certaines structures nouvellement formées ne sont entourées que par une fine bande de cristaux sodiques. La variation de l'épaisseur de cette même bande autour du panache créé lors de #50h-sq renseigne également sur son mode de mise en place. En effet, l'auréole de plagioclase An30 est moins épaisse au sommet qu'à la base du panache (Fig. V-7). Par conséquent, le sommet s'est formé plus tard que la base, probablement juste avant la fin de l'expérience, au vu de l'absence totale de cristaux. Pour obtenir une telle géométrie, le sommet n'a pas pu être poussé depuis le bas, mais est remonté en « écartant » la base du panache déjà en place, et offrant une nouvelle surface de nucléation à l'haplotalite. Les quelques plagioclases retrouvés sans orientation particulière dans le panache pourraient donc être portés par le flux de liquide ascendant (masses volumiques similaires). Puisque la densité du panache est supérieure à celle du liquide haplotalitique situé au dessus et dans lequel le panache se développe, il ne s'agit pas d'une instabilité de type Rayleigh-Taylor. Les instabilités Rayleigh-Taylor sont des perturbations se produisant à l'interface entre 2 fluides de densité différente (le fluide supérieur étant le plus dense ; par exemple Nettleton, 1934). La différence de densité conduit à l'inversion de la position des fluides par des panaches dont la fréquence dépend des propriétés physiques de chacun des fluides.

Si le panache est cône, son volume est d'environ 1 mm^3 . Le même volume pourrait couvrir la surface de la couche basique sur une épaisseur de $40 \text{ }\mu\text{m}$. Or, une couche enrichie en liquide n'est pas présente sur toute la surface de la couche β_2 . Bien que le volume du panache ne représente que $\sim 0.4 \%$ du volume initial de β_2 , il semble représenter l'expression du liquide issu de l'expansion suite à la fusion partielle du basalte, se localisant ponctuellement plutôt que recouvrant une surface entre ρ_1 et β_2 . Dès lors, l'origine de la formation d'un tel panache est interprétée comme le résultat d'un volume de liquide important lié à la fusion du phénocrystal d'olivine sous-jacent. L'olivine est supposée avoir fondu avec intensité et/ou relativement tôt (c'est-à-dire avant la cristallisation de plagioclase An30 dans l'haplotalite) pour produire localement un volume de liquide plus important. L'expansion volumique accompagnant la fusion du cristal en particulier était dirigée vers le haut à cause de l'existence de la charpente cristalline dans le magma basique et l'absence ou le faible développement de la bande de plagioclases sodique dans l'haplotalite, et cela, malgré la différence de densité. Le panache ne représente que 0.4% du volume initial du disque, et une petite fraction de l'expansion volumique qui est plus largement accommodée par l'augmentation de l'épaisseur de la couche (3%). La cristallisation de la phase de trempe, réduisant le volume de magma, explique la

faible expansion volumique constatée dans cette couche. Par ailleurs, le fait que peu de liquide soit retrouvé à la base des couches basiques renseigne sur la densité de la charpente résiduelle, qui est plus élevée que le liquide. Cependant, les observations texturales ne sont pas corroborées par les analyses chimiques : la composition du panache ne semble pas liée génétiquement à celle du liquide provenant de la fusion de l'olivine (Fig. V-12) car aucun verre ne fut analysé avec des concentrations en FeO et SiO₂ de 11 et 53 % pds respectivement. En revanche, les verres composant les panaches ou les poches semblent provenir de la même source, ou évoluer de la même manière. D'après les analyses chimiques, le produit de la fusion du basalte (composition globale) pourrait être la source de ces 2 structures. Enfin, pour que les structures soient maintenues, il est nécessaire qu'elles soient en cours de formation jusqu'à la fin des expériences, ou alors que la viscosité des magmas soit suffisamment élevée, induisant un temps de relaxation assez long.

Dans la même expérience, il n'y a pas d'olivine repérée sous la *crystal-free layer* de forme laccolithique dans la section observée (Fig. V-4). La surface supérieure de la couche β_3 semble bien préservée au vu des plagioclases alignés. Leur disposition milite aussi en faveur d'une charpente cristalline limitant grandement le mouvement de liquide. Il n'y a pas non plus d'olivine sous le panache développé lors de #50h-dq. Le contact progressif entre le panache dans p_3 et l'hapltonalite suggère un faible angle d'intersection entre la structure et la section découpée. De fait, il est possible qu'une olivine soit à la base du panache, mais invisible sur cette section. L'agrandissement de l'image concernant le sommet du panache montre que la couche basique β_2 est amincie au dessus du panache (Fig. V-9). Il semblerait qu'à la fin de son ascension, le panache ait légèrement repoussé les magmas sus-jacents. Ceci est soutenu par l'orientation des plagioclases contenus dans la bande plagioclase + verre située entre les 2 magmas basiques : sur les côtés du panache et sous la couche β_2 , ils sont orientés perpendiculairement au contact sauf au niveau du sommet du panache. Leur apparence plus petite est due à leur orientation proche de la perpendiculaire à la section observée. De fait, si leur orientation est fonction des mouvements du liquide qui les porte, alors ils montrent l'échappement du liquide sous l'effet de la remontée du panache. Le bras se développant sur le côté gauche du panache est, quant à lui, interprété comme découlant de la résistance de la couche supérieure. Le liquide intermédiaire ne pouvant que difficilement remonter davantage, il s'est échappé sur le côté où la résistance est moindre. Enfin, les poches de verre constatées en Figure V-10 sont isolées du panache sur leur droite, mais leur formation est difficile à imaginer à partir d'une seule section. Il se peut qu'elles soient rattachées au panache visible ou à un autre, et que la coupe les montre séparées.

Le chenal décrit précédemment (Fig. V-11) comporte des plagioclases intermédiaires, typiques des zones d'interaction entre les 2 magmas comme la *crystal-bearing layer*. Cette dernière mesure plus d'une centaine de micromètres d'épaisseur entre les 2 couches, et localement 300 μm sous le chenal. Cette texture indiquerait davantage un mouvement vers le bas plutôt que vers le haut. Cependant, la densité du liquide englobant les plagioclases et situé dans le chenal est inférieure (2.5) à celle du liquide environnant (2.7). En conséquence, le chenal peut parfaitement exprimer un volume de magma migrant vers le haut. Dans cette hypothèse, l'épaississement constaté (Fig. V-11) pourrait correspondre à une structure préexistante, en cours de résorption. La composition chimique de son verre est relativement différenciée, avec une concentration $59 < \text{SiO}_2 < 63$ % pds (Fig. V-12). Elle correspond à la composition des verres des *crystal-bearing layer* les moins différenciés qui peuvent en être la source. Dans tous les cas, le liquide alimentant le chenal ne peut provenir du liquide de la

fusion globale ni locale du basalte, tant leurs compositions sont différentes (enveloppes rouges, Fig. V-12).

La *crystal-bearing-layer* a une composition qui s'étend entre 2 pôles : la *crystal-free layer* d'une part, et le verre haplotalitique (Fig. V-12). Il est donc probable qu'elle soit le produit de mélange entre ces 2 pôles. En revanche, l'origine de la *crystal-free layer* est moins évidente. Elle est déjà considérablement différenciée, et représente donc le résultat d'un processus supplémentaire à la simple fusion du basalte. Il se pourrait qu'elle soit le produit d'un mélange entre le liquide basaltique et l'haplotalite. Elle peut également provenir des liquides les plus basiques de la *crystal-bearing layer*.

La simple fusion de couches de magmas différents permet de créer des figures de mélange. En effet, l'expansion volumique liée à la fusion crée des pressions locales suffisantes pour modifier la stratification initiale. Cette configuration est celle de réservoirs stratifiés. Entre 2 périodes de recharge, le réservoir peut significativement cristalliser, les couches de magmas basiques cristallisant avant (à plus haute température) les magmas supérieurs. La nouvelle intrusion de magma chaud dans un réservoir stratifié est susceptible de remobiliser les couches supérieures, autrement que par instabilité de Rayleigh-Taylor (convection ?), provoquant potentiellement le mélange avec le magma sus-jacent. Par ailleurs, la présence de panaches basiques à intermédiaires suggère que la seule injection de magma peut générer des irrégularités, et ce malgré un contraste de densité relativement important (représentatif des magmas naturels). Selon le flux de magma entrant, il est tout à fait possible d'imaginer une structure à plus large échelle, expliquant comme Snyder & tait (1996), l'éruption de produits basiques, suivis de produits plus différenciés. Les effets d'entraînements liés à la convection du magma felsique suite à l'apport de chaleur par le magma basique peuvent aussi contribuer au maintien du panache (Snyder & tait, 1996). Aucune convection n'a pu être mise en avant dans les couches d'haplotalite, du fait de l'absence de marqueurs (cristaux, bulles).

2. INTERACTIONS AVEC DÉFORMATION APPLIQUÉE

2.1. Experimental simulation of magma mixing at high pressure (article soumis à Journal of Petrology)

Mickael LAUMONIER^{1,2,3},
Bruno SCAILLET^{1,2,3},
Laurent ARBARET^{1,2,3},
Rémi CHAMPALLIER^{1,2,3}

¹Univ d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France

²CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

³BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France

Malgré la littérature abondante sur les figures de mélanges naturels, peu d'articles expliquent les mécanismes à l'origine de ces textures. Les travaux expérimentaux existants considèrent bien souvent des magmas liquides, étudiés à des températures et vitesses de déformation (dans le cas d'études dynamiques) supérieures à celles des réservoirs magmatiques. Pour combler ces lacunes, nous avons effectué une série d'expériences en torsion sur un couple de magmas chimiquement contrastés (basalte et hapltonalite) dans les conditions magmatiques réalistes. Les résultats montrent que le mélange n'est possible qu'à une cristallinité $\Phi_s < 46$ % en volume, dès lors que la charpente cristalline peut être rompue par la déformation. Dans les conditions expérimentales, cette charpente est maintenue à 1160°C et systématiquement rompue à 1170°C, ce qui veut dire qu'une variation de 10°C seulement affecte la capacité de ses 2 magmas à se mélanger. Les textures de mélange obtenues lors de ces expériences reproduisent les textures naturelles couramment observées et les quantités de déformation limitées permettent de comprendre les mécanismes à l'origine de ces textures.

N.B. : La numérotation des figures de l'article comporte une astérisque (*) entre le chapitre et le numéro de la figure, et se distingue ainsi de celle du reste du manuscrit.

ABSTRACT

Magma mixing features are observed in many plutonic and volcanic environments. They result from the juxtaposition of two chemically contrasted magmas, usually during the replenishment of a magmatic reservoir, but also syn-eruptively within the conduit. Despite its ubiquity, only a few studies have explored mixing between real magmas. Existing experimental data have been mostly acquired at atmospheric pressure and high shear rates ($>10^{-1} \text{ s}^{-1}$), which greatly differ from those accompanying magma mixing in reservoirs. To fill this gap, we performed high pressure mixing experiments at strain rates ranging from 4.10^{-4} to 1.10^{-3} s^{-1} . Layers of a synthetic crystal-free hapltonalite and a natural partially-molten basalt were juxtaposed in a Paterson apparatus at 300 MPa, and deformed between 900 and 1200°C. The experiments shed light on the first stages of magma mixing and illustrate the role and behavior of crystals, either pre-existing or newly grown. Experiments evidence a rheological threshold for mafic material disruption, which sets in abruptly as its melt fraction exceeds 50 %, which in the experiments occurs in the narrow temperature interval 1160-1170°C. Below this threshold, plagioclase crystals in the mafic magma form a rigid touching network and all the deformation is accommodated by the less viscous felsic layer. Above it the crystal network collapses, allowing typical mingling/mixing features to appear, such as enclaves, melt filaments or single xenocrysts isolated into the felsic end-member, coexisting with newly grown phases (plagioclase and pyroxene) whose compositions spread out over considerable ranges. The pre-existing fabric of the mafic magma is only slightly affected by deformation, altogether providing little clues on either the regime or geometry of applied deformation during the magmatic stage.

Key words: Magma mixing; mingling; deformation; texture; enclave; hybrid; mafic; felsic.

INTRODUCTION

The mixing between magmas with different chemical compositions is a process commonly observed in nature (see Perugini & Poli, 2012) as illustrated by the widespread occurrence of (1) hybrid compositions (e.g., Castro et al., 1990; Eichelberger 2010), (2) enclaves (e.g., Armienti et al., 1983; Civetta et al., 1997; Davi et al., 2010), (3) chemically banded rocks (e.g., Druitt et al., 1999; Pons et al., 2006) or (4) crystals in disequilibrium in their host (e.g., Sakuyama, 1979; Pal et al., 2007). Such mixing features are described in either volcanic (Anderson, 1976; Blake, 1984; De Rosa et al., 1996; Coombs et al., 2002; De Rosa et al., 2002; Perugini et al., 2004; Martel et al., 2006; Martin et al., 2006a,b; Martel & Poussineau, 2007; Appel et al., 2009; Woods & Cowan, 2009; Davi et al., 2010) or plutonic (e.g., Bacon, 1986; Castro et al., 1990; Smith, 2000; Dokukina et al., 2010) contexts. In most cases, mixing results from the juxtaposition of two chemically contrasted magmas during the replenishment of a reservoir (e.g., Sparks et al., 1977; Sakuyama, 1979; Bacon, 1986; Civetta et al., 1991; Nakamura, 1995; Mandeville et al., 1996; Pallister et al., 1996; Venezky & Rutherford, 1997; Clyne, 1999; Browne et al., 2006; Pal et al., 2007; Eichelberger, 2010; Ruprecht & Bachmann, 2010). Owing to the frequent occurrence of mixing in erupted rocks, magma mixing has been often proposed as one of the main trigger of volcanic eruptions (e.g., Sparks et al., 1977; Pallister et al., 1996; Eichelberger, 2010; Kent et al., 2010; Ruprecht & Bachmann, 2010; La Felice & Landi, 2011; Druitt et al., 2012). The replenishment of a cooling silicic reservoir by a hot basic magma (Wiebe, 1996; Miller et al., 1999) induces changes in temperature, which affect magma crystallinity, hence its

viscosity and density (Sparks et al., 1977; Eichelberger, 1980; Huppert et al., 1984). The viscosity is critical for magma mixing because a low viscosity contrast between end-members favors their mixing, as demonstrated by various analogical experiments (e.g., Huppert et al., 1984; Blake & Ivey, 1986; Koyaguchi & Blake, 1989; Jellinek et al., 1999; Sato & Sato, 2009). Numerical or theoretical approaches have also emphasized the importance of physical parameters in controlling mixing efficiency (e.g., Sparks & Marshall, 1986; Bergantz, 2000; Perugini et al., 2004).

In contrast to these analogical and numerical efforts, experimental investigation of mixing phenomena using real magmas has remained limited, owing to the obvious technical difficulties in implementing deformation apparatus at elevated P and T. In fact, high pressure studies about magma mixing have been so far restricted to static conditions (e.g., Watson & Jurewicz, 1984; Carroll & Wyllie, 1989; Wyllie et al., 1989; Van der Laan & Wyllie, 1993; Erdmann et al., 2012) and have mostly addressed chemical aspects. Deformation studies are only a few and have been performed at 1 bar, thus at relatively high temperatures, generally at very high strain rates, and considering mostly melt mixtures, which limit their direct application to natural systems, though providing valuable insights on mixing mechanisms. In a pioneer study, Kouchi & Sunagawa (1982) deformed natural basalt and dacite and produced enclaves and a hybrid intermediate melt at 1200°C and atmospheric pressure. The andesite so produced was barely homogeneous while the dacite ended up being chemically zoned. The authors evidenced the enhancement of mixing by the presence of rotating crystals in melt at high strain rates. More recently, De Campos et al. (2008, 2011) produced mingling textures by deforming contrasted synthetic melts at 1,400°C and atmospheric pressure under high strain rates as well ($>10^{-1} \text{ s}^{-1}$), showing that forceful convection allows mixing between melts whose respective viscosities differ by 3 orders of magnitude, while analogical models suggest that mixing is greatly inhibited when the viscosities of both end members differs considerably (e.g., Huppert et al., 1984). It is important to note that the shear rate of 1 bar mixing experiments on silicate magmas, generally obtained in rotating apparatus, exceeds by many orders of magnitude those expected to occur at depth (ca. 10^{-7} s^{-1} , Williams and Tobisch, 1994; 10^{-12} to 10^{-2} s^{-1} , Albertz et al., 2005 and references therein): Kouchi & Sunagawa (1982, 1985) experiments were performed applying 48 rotations per minute (during 2 hours), whilst De Campos et al. (2011) applied a minimum rate of about 4 tours every hour which the latter being broadly equivalent to a strain rate of 10^{-1} s^{-1} . Thus, although clearly promoting mixing and having some relevance to volcanic contexts, the dynamic conditions of these experiments cannot be used straightforwardly to infer those prevailing in many natural systems, particularly in slowly cooling plutons where most mixing textures are documented (e.g., Barbarin, 2005; Blundy & Sparks, 1992). For instance, the fastest plutonic strain rates calculated by Albertz et al. (2005) occur near the pluton margins and close to the feeding dykes (10^{-4} to 10^{-2} s^{-1}).

In this study we present mingling and mixing textures obtained during torsion experiments at high pressure and relatively slow strain rates, from 10^{-5} to 10^{-3} s^{-1} , by juxtaposition of two contrasted magmas, differing both by their chemical composition and crystal fraction. Particular attention is paid to the role and behavior of crystals during mixing. Following Bacon (1986) and Sparks & Marshall (1986), we use mingling for mechanical mixing and mixing to document chemical processes. We used dry magmas in an effort to limit quench crystallization, which was not however fully avoided. A companion paper explores the effect and role of water. Scanning Electronic Microscope (SEM) pictures along with chemical analyses shed light on textures produced during the first stages of magma mixing.

EXPERIMENTAL PROCEDURE

Starting materials and analytical techniques

Experiments used as starting materials a natural basalt from Santorini Volcano and a synthetic haplotonalitic glass.

The mafic end-member is a natural holocrystalline basalt sampled in the massive part of the Cape Balos flow on Santorini volcano, Greece (Nicholls, 1971; Druitt et al., 1999; “whole rock” in Table 1). Plagioclase, olivine and clinopyroxene are the main phenocrysts while Fe-Ti oxides and orthopyroxene occur as accessory phases. Modal proportions of the main phases were determined from Scanning Electron Microscope image analyses (SEM Jeol with an acceleration voltage of 15 to 22kV and a current of 5 to 8 nA; Fig. 1). Pyroxenes, olivine and Fe-Ti oxides represent 25 % of the crystal load, the remaining being made of plagioclase. Plagioclase cores (An78) are usually surrounded by a less calcic rim (An48 to An70; Table1). From the textural viewpoint, plagioclase phenocrysts define a connected crystal framework (e.g., Philpotts et al., 1998; Martin et al., 2006a), isolating patches of clinopyroxene crystals (Fig.1a; Table 1). Plagioclase cores and rims correspond to ~70 % and ~30 % (volume), respectively, of the plagioclase population. The length of plagioclase core ranges from a couple of μm up to 500 μm while the crystal width typically ranges between 20 and 40 μm . The local plagioclase fabric was determined by digitalizing the edges of crystals using the Intercept methods of the software *Intercept2003* (Launeau, 2004). On Figure 1a are shown the long axes of local ellipsoids. The plagioclase microphenocrysts define altogether a light shape preferred orientation (SPO), locally affected by isolated large olivine (Fo72 to Fo78) phenocrysts. The oriented long axes of the 124 local ellipsoids are reported on a rose diagram and define a fabric intensity of 1.94 (1 for an isotropic fabric). The angular distribution is dominated by low values ($< 20^\circ$ and $> 170^\circ$, zero being the vertical reference). The aggregates of clinopyroxene (augite) range up to 300 μm in diameter, in association with oxides (Fig.1a, Table 1).

Oxide	Santorini Basalt						Haplotonalite	
	Whole rock	Pl core (50%)	Pl rim (25%)	Px (20%)	olivine (5%)		Glass*	Glass
SiO ₂	50.8	48.7 7	53.1 25	52.1 10	37.4 7		68.9	68.8 2
TiO ₂	0.91	0.03 2	0.07 5	0.75 22	0.02 3			0.01 1
Al ₂ O ₃	18.04	32.0 5	28.8 20	1.5 8	0.03 3		19.6	19.7 2
FeO	9.16	0.67 10	0.88 15	10.1 15	25.4 12			0.00 0
MgO	6.73	0.04 1	0.20 34	16.6 16	36.9 12			0.00 0
CaO	11.10	15.9 6	12.4 20	18.3 33	0.2 1		3.5	3.37 8
Na ₂ O	2.81	2.47 32	4.29 10	0.22 10	0.02 3		8.0	8.06 28
K ₂ O	0.49	0.14 4	0.37 19	0.42 9	0.01 2			0.01 2
Total	100	100	100	100	100		100	100
Mg#	60			77	75			
An	69	78	61				20	19

Table V* 1 : Major chemical composition of the starting basalt and its main minerals, and the haplotonalitic glass (Htn). The basaltic whole rock was performed by XRF (Andújar et al., in preparation). Htn glass* is the nominal composition indicated by Schott, A.G. Standard deviations in terms of least unit cited is indicated by italic font when performed on the full population. Analyses without standard deviation show the composition of one representative analysis. Abbreviation: Pl (plagioclase), Px (pyroxene). Chemical compositions were acquired using a Cameca SX 50 microprobe at 15kV and 6nA. Glass analyses were done with defocused beam (covering an area of ~ 25 μm^2) whereas a focused beam (~ 1 μm^2) was used for crystal analyses.

The felsic end-member is a synthetic hapltonalitic glass produced by Schott A.G. (Germany, Table 1). Its simplified chemical composition, though close to some natural felsic compositions (trachyte to rhyolite), allows plagioclase crystallization until 1230°C under dry conditions. Depending on crystal fraction, the anorthite content of plagioclase varies from ~An20 to ~An34 (Picard, 2009). However, without water, the starting felsic material has slow crystallization kinetics and remains essentially free of crystals after short time experiments, except near interfaces (see below).

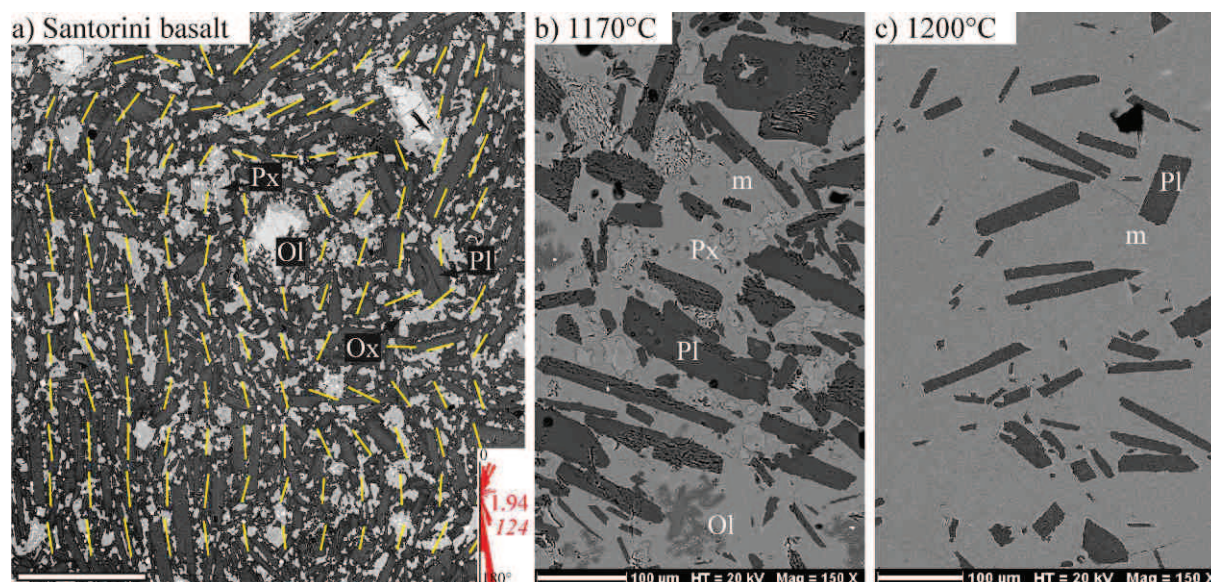


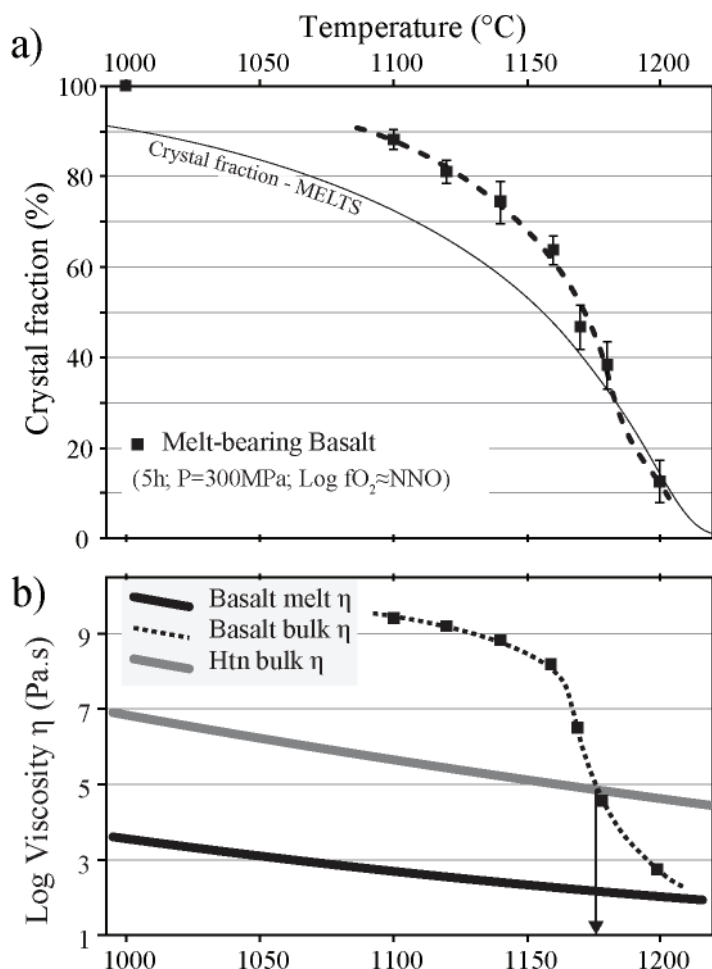
Figure V* 1 : SEM pictures of the mafic starting material before experiments (a), after partial melting at 1170°C (b) and 1200°C (c). Pl=plagioclase, Px= Pyroxene; Ol=olivine; Ox=oxide; m=melt. Circles and stars refer to chemical analyses, described in later figures. The starting basalt SPO is shown by the yellow segments in (a), where the white bar represents 500 µm. The segments define a fabric oriented in the rose diagram with the reference zero as the vertical. Numbers indicate the fabric intensity (regular font) and the number of segments (italic font).

Experimental strategy

We first conducted partial melting static experiments at different temperatures on basalt in order to define its melt fraction curve. This allowed us to define the temperature interval at which the viscosity contrast between basalt and hapltonalite is the lowest, hence favoring mixing. Experiments were done in an internally heated pressure vessel at a total pressure of 300 MPa, temperatures from 1000 to 1200°C and oxygen fugacity $fO_2 \approx NNO$. For each temperature, a cylinder cored out from the basalt was introduced into an Au-Pd capsule, which was welded shut at both ends. Then, the capsule was placed in the isothermal zone of the furnace ($\Delta T^\circ C < 2^\circ C$). The syntheses lasted 5 hours at the target conditions and were ended by drop quench (Holloway et al., 1992; Di Carlo et al., 2006) to avoid quench crystallization. The results show that the crystal fraction decreases smoothly with temperature, reaching a fraction lower than 50 % at temperatures higher than 1170°C (Fig.1b and 2a). After 5 hours at 1200°C, the basalt has largely melted out, with only 12-13 % of the solid phase (mostly plagioclase) remaining (Fig.1c), while at 1170°C, some clinopyroxene persists in addition to plagioclase and new olivine crystallizes (Fig. 1b). Near 1200°C, the experimental melt fraction is close to that predicted by the MELTS software (Ghiorso & Sack, 1995) suggesting that, at such high temperatures, the kinetics is fast enough to allow the system to reach close-to-equilibrium conditions. For the hapltonalite, no crystals were observed in the range of 1150-1200°C, except at the interface with the jacket which favored heterogeneous crystal nucleation.

On the basis of these results, we calculated the theoretical viscosity evolution of each end-member in the explored temperature range by using the model of Giordano et al. (2008; Fig. 2b). The effect of crystals was implemented by using the data sets of Picard et al. (2011), Picard (2009), and the model of Roscoe (1952). The viscosity curves of both end-members cross at around 1170°C (Fig 2b). Therefore, we performed most torsion experiments in the 1170-1200°C temperature range, although lower temperatures were also explored at preliminary stages. Successful and one unsuccessful mixing experiments are presented.

Figure V* 2 : (a) Temperature vs crystal fraction of the basalt after 5-hour tests and comparison with the theoretical crystal fraction given by MELTS software (Ghiorso and Sack, 1995). (b) Melt and bulk viscosity calculated for each material taking into account the crystal fraction determined for temperatures ranging between 1000 and 1200°C. Melt and bulk viscosities of the felsic component are the same, assuming the crystal fraction remains low during the experiment. Note that the bulk viscosities of the end-members cross at a temperature close to 1170°C (black arrow).



Experimental set up

The samples are composed of 4 stacked disks (13.5 to 15.0 mm in diameter, 5.3 to 8.6 mm in length) alternating in composition, starting with a haplotonalitic upper layer, as shown in Fig. 3, thus allowing 3 interfaces between both end-members. The stack is sandwiched between alumina spacers, alumina and zirconia pistons, and located in the isothermal zone of the furnace ($\pm 2^\circ\text{C}$ on 35 mm length). An iron jacket (strengthened by a steel jacket) perfectly drapes the sample at high pressure. To avoid chemical reactions with the jacket, a platinum foil was inserted between the sample and the iron jacket. The column so prepared was inserted in a Paterson press (Paterson instrument, Australian Scientific Instruments) at ISTO and pressurized at room temperature up to 210 MPa, after which temperature was raised, reaching the desired temperature and pressure in less than 1 hour. Once the target temperature was reached, a 1-hour lap-time was allowed for sample equilibration before torsion started and applied during 2-4 hours (Table 2). Torsion was stopped before jacket failure and the sample was quenched at constant pressure at a rate of $\sim 60^\circ\text{C}/\text{min}$. Then, tangential sections [xz] normal to the plane of shear and with x parallel to the direction of shear were cut from the sample where the strain is maximum, and embedded in epoxy resin for observation and chemical analyses. Additional details on the experimental set-up and techniques can be found in Paterson & Olgaard (2000).

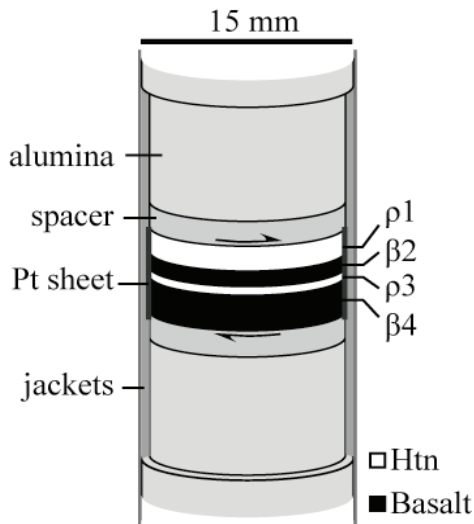


Figure V* 3 : Stack of sample geometry used for static and torsion experiments. The numbering of the disks extends from 1 (top) to 4 (bottom) and the colours white and black refers to the felsic and the mafic end-members, respectively. The black arrows indicate the sense of shearing in case of torsion experiments.

Six torsion experiments allowed deformation to relatively large strains in a geometry resembling simple shear. Different strain rates ($3.10^{-4} < \dot{\gamma} < 1.10^{-3} \text{ s}^{-1}$) were imposed and various finite bulk strain were reached ($3.1 < \gamma < 4.9$; Table 2).

Exp. N°	Sample						Total duration (h)	T°C	Strain rate (s ⁻¹)	bulk strain
	Diameter (mm)	Length (mm)	ρ1	β2	ρ3	β4				
PP167	13.53	7.10	2.00	2.00	1.05	2.05	50	1170	0	0
PP156	14.96	8.64	4.26	4.39			4	1160	3.E-04	4.9
PP157	13.82	8.47	2.46	0.57	2.14	3.30	5	1170	4.E-04	3.6
PP160	13.84	6.31	2.03	0.89	1.03	2.36	3	1170	1.E-03	3.1
PP161	13.84	5.28	1.94	0.92	0.57	1.95	4	1170	5.E-04	3.1
PP164	13.89	8.27	2.00	2.00	1.36	2.91	4	1170	6.E-04	3.9
PP176	13.85	6.64	2.00	1.00	1.59	2.05	3	1200	5.E-04	3.8

Table V* 2 : Principal characteristics of Paterson experiments, all performed at 300 MPa. Abbreviations: Exp. N° (experiment number), T°C (temperature in Celsius degrees). The total duration is the 1h lap time + the deformation time (except the static experiment), and ρ1, β2, ρ3, β4 are the layers composing the sample.

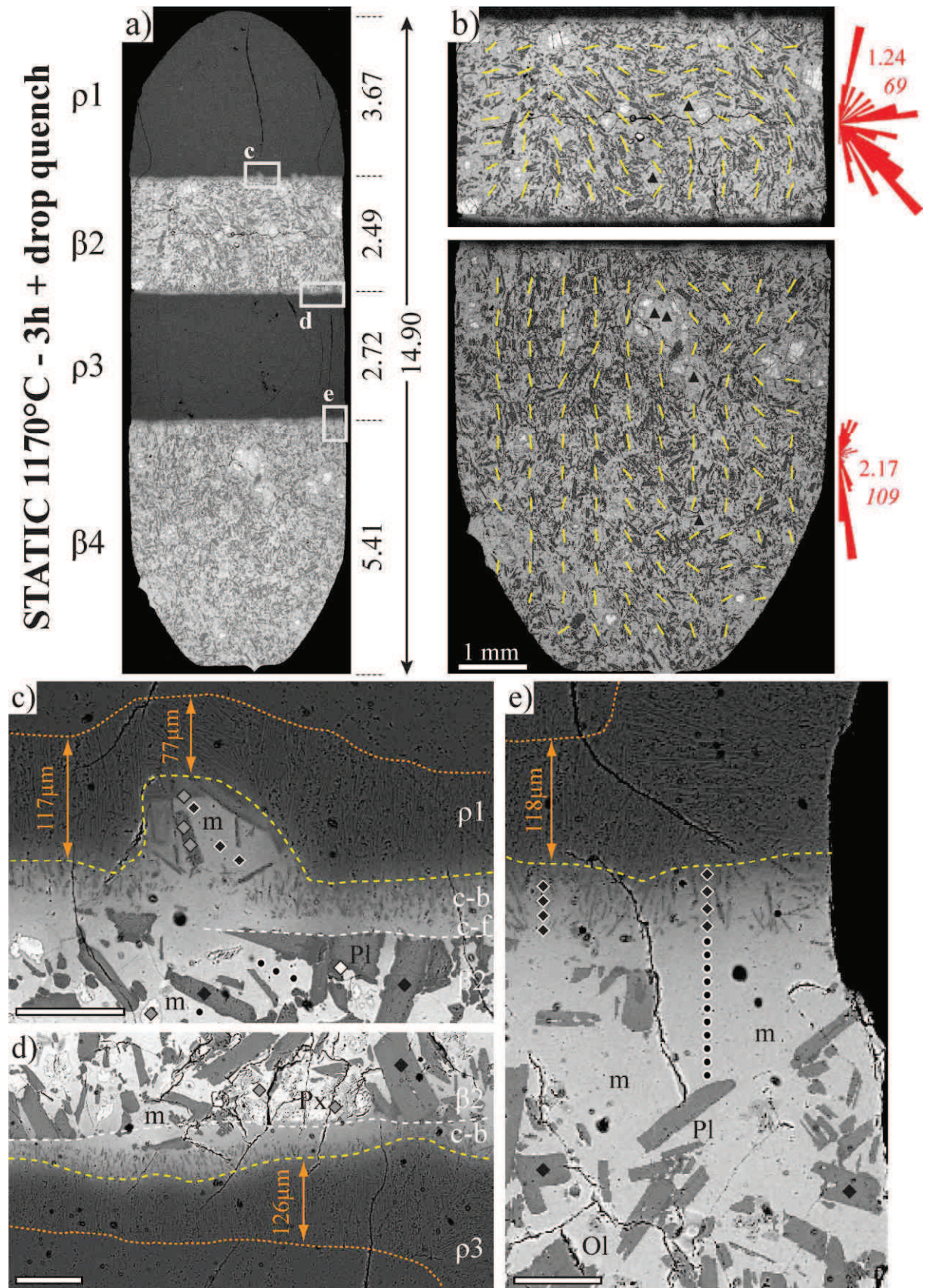
Static experiments with the same geometry were performed for 3 and 50 hours at 300 MPa and 1170°C, to document textural and chemical changes occurring without deformation. The 3 hours experiment was drop quenched so as to preserve as much as possible the chemical and textural state reached by the samples loaded into the Paterson press prior to deformation. The 50 h experiment, though not drop quenched, yields information on the system as it proceeds toward equilibrium.

RESULTS

Static conditions

In the 3-hour drop quenched run at 1170°C, the whole geometry of the stack was preserved at low magnification (Fig. 4a). In detail, changes in layer thicknesses, of the mafic end-member in particular, occurred (ρ1: +1.2 %; β2: +7.3 %; ρ3: +2.7 %; β4: +5 %). The residual crystal load (46 % in volume) of the mafic component is composed of plagioclase, olivine phenocrysts and microcrysts and rare clinopyroxenes. All phases, in particular olivine, display strong resorption textures. The plagioclase rims have almost fully disappeared and the touching crystal framework is hardly visible, though plagioclase crystals display a SPO (Fig. 4b). The β4 layer exhibits a regular subvertical SPO as in the starting basalt, the fabric intensity being similar (2.17) to the starting one. The SPO in the β2 layer is more irregular, with several main orientations of the long axis of local ellipsoids (ie at ~15°, ~85° and ~135°), and an overall lower fabric intensity (1.24). The plagioclase microphenocryst cores

display a size distribution and a chemical composition similar to the one in the starting basalt (Fig. 5, 6b).



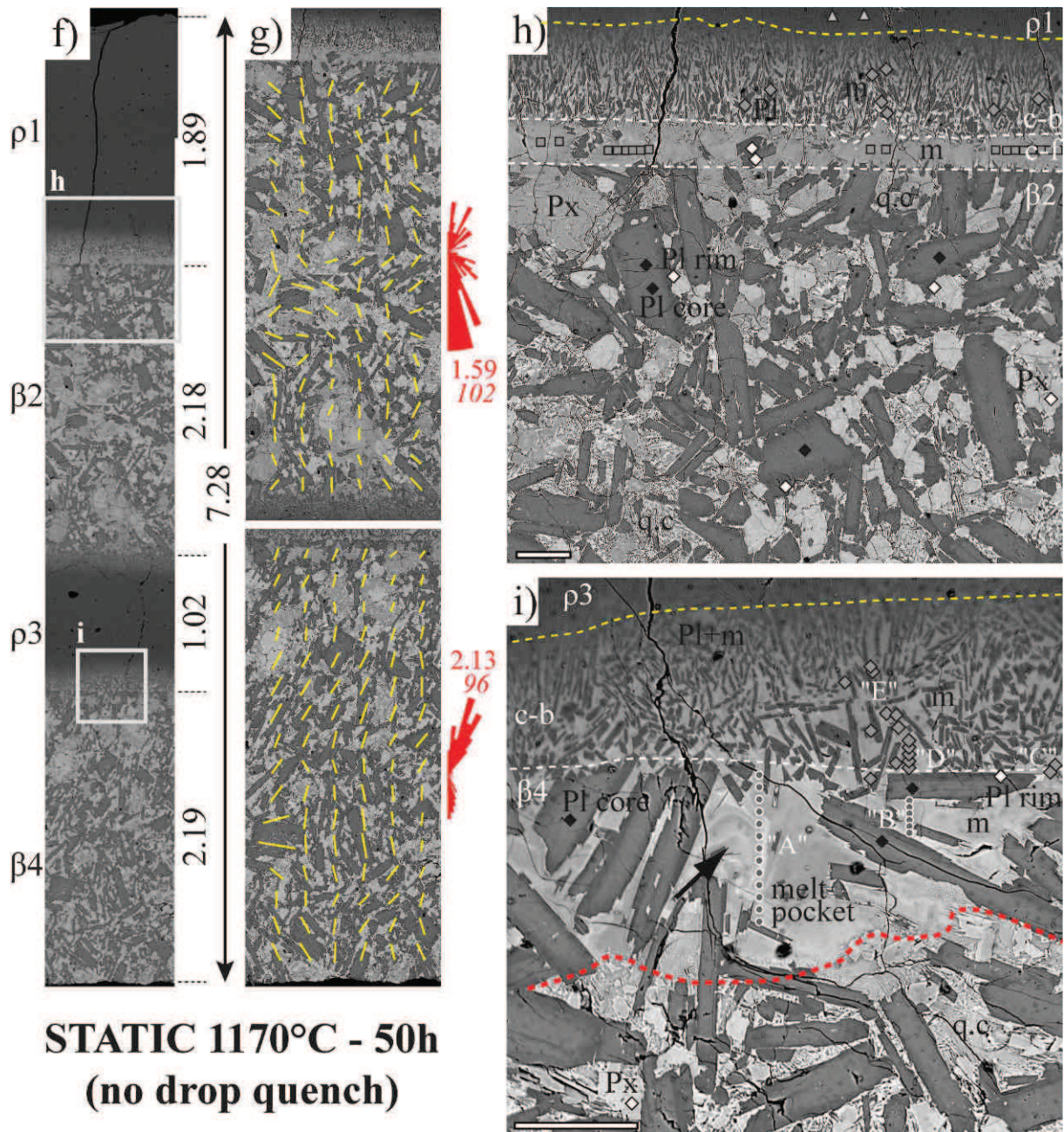


Figure V* 4 : Static runs conducted at 1170°C and 300 MPa for 3 (a to e) and 50 hours (f to i). (a) Disposition of the stack (image width is ~5 mm). (b) SPO (yellow segments) and fabric of the plagioclase crystals in each mafic layer (symbols as in legend of Fig. 1). (c, d and e) Detailed view of the interface between layers showing a plume, and local melt enrichment, and the thickness of the sodic plagioclase halo developing in the felsic layers. (f) [xy] section showing the whole preserved structure and the thickness of the disks. (g) SPO (yellow segments) of the plagioclase crystals in each mafic layer. (h) Close up on the upper contact showing two different layers lying above the mafic disk: crystal-bearing (c-b) and crystal-free (c-f) layers are sandwiched between the two upper disks ($\rho 1$ and $\beta 2$) delimited by white dotted lines. Symbols are chemical analysis spots as in the legend of the figure 6. (i) Close up on the lower contact with one layer sandwiched between the end-members. Letters between quotation marks are chemical profiles (see Fig. 7). The red dotted line separates zones defined by the presence or not of quench crystals (q.c). (a and f) dimension in millimetres; (c, d, e, h and i) white bar represents 100 μm .

The outer edges of mafic disks are recognizable by the surface defined by microphenocrysts cut sharp during disk preparation (Fig. 4c) and preserved after the experiment. However, in between haplotonalite and basalt disks, reaction zones have developed, with various textural features depending on whether the upper or lower contact is observed. Where the haplotonalite overlies the basalt (contacts $\rho 1$ - $\beta 2$ and $\rho 3$ - $\beta 4$) two layers develop. The one close to the haplotonalite, termed crystal-

bearing layer (c-b layer, Fig 4c), is composed of intermediate plagioclase (An₃₄ to An₆₅) set in a chemically zoned melt (c-b layer, Fig. 6e; Table 3) which broadly defines a trend between the felsic pole and the average composition of the mafic melt at 1170°C (“pocket”, Fig. 6e). In contrast, close to the basalt, the layer is almost free of crystals (c-f layer) and displays a variation in thickness (from ~ 0 to 200 µm) with local mafic plumes intruding the felsic layer (Fig. 4c). The β₂-p₃ contact exhibits roughly the same features except that no large mafic protrusions into the felsic component are observed, and the crystal-free layer (c-f) is thinner when it exists. Asides from these border textures, the inner part of the mafic layers exhibits an homogeneous crystal distribution and melt composition, as revealed by the MgO concentration which varies by less than 1 wt.% for SiO₂ ranging from 51 to 53 wt.% (“melt β” in Table 3, Fig. 6e). Some melt compositions depart slightly from those produced at longer run durations and drop quenched (compare black triangles and stars in Fig. 6e), reflecting the lower melt fraction in the 3 h run. Pyroxene has a Mg# = 75-83 (molar MgO/(MgO+FeO_{tot}) ratio), slightly lower than the starting ones (Fig. 6b). In contrast, olivine crystals have a range of Mg# (Fig. 6d; Table 3): cores of phenocrysts are similar to starting one whilst their rims have a high Mg# (~85). Newly grown (euhedral) olivines have also a high Mg# (>83), whereas some phenocryst are almost completely resorbed and have an intermediate Mg#~80. Euhedral olivines were observed only within the mafic layers.

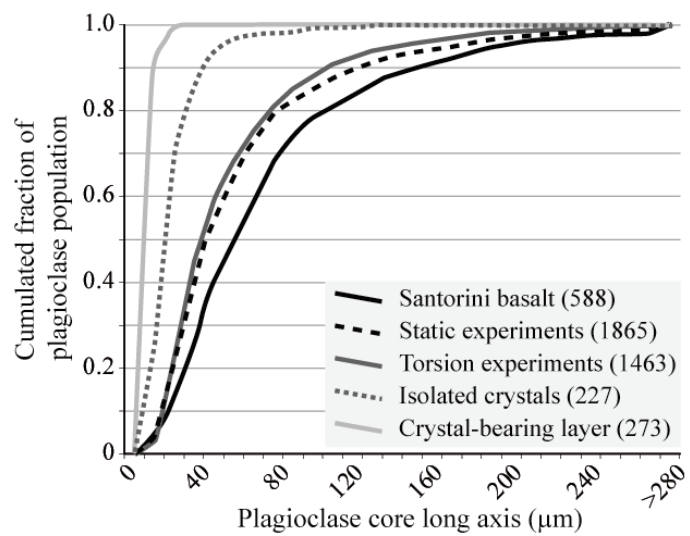


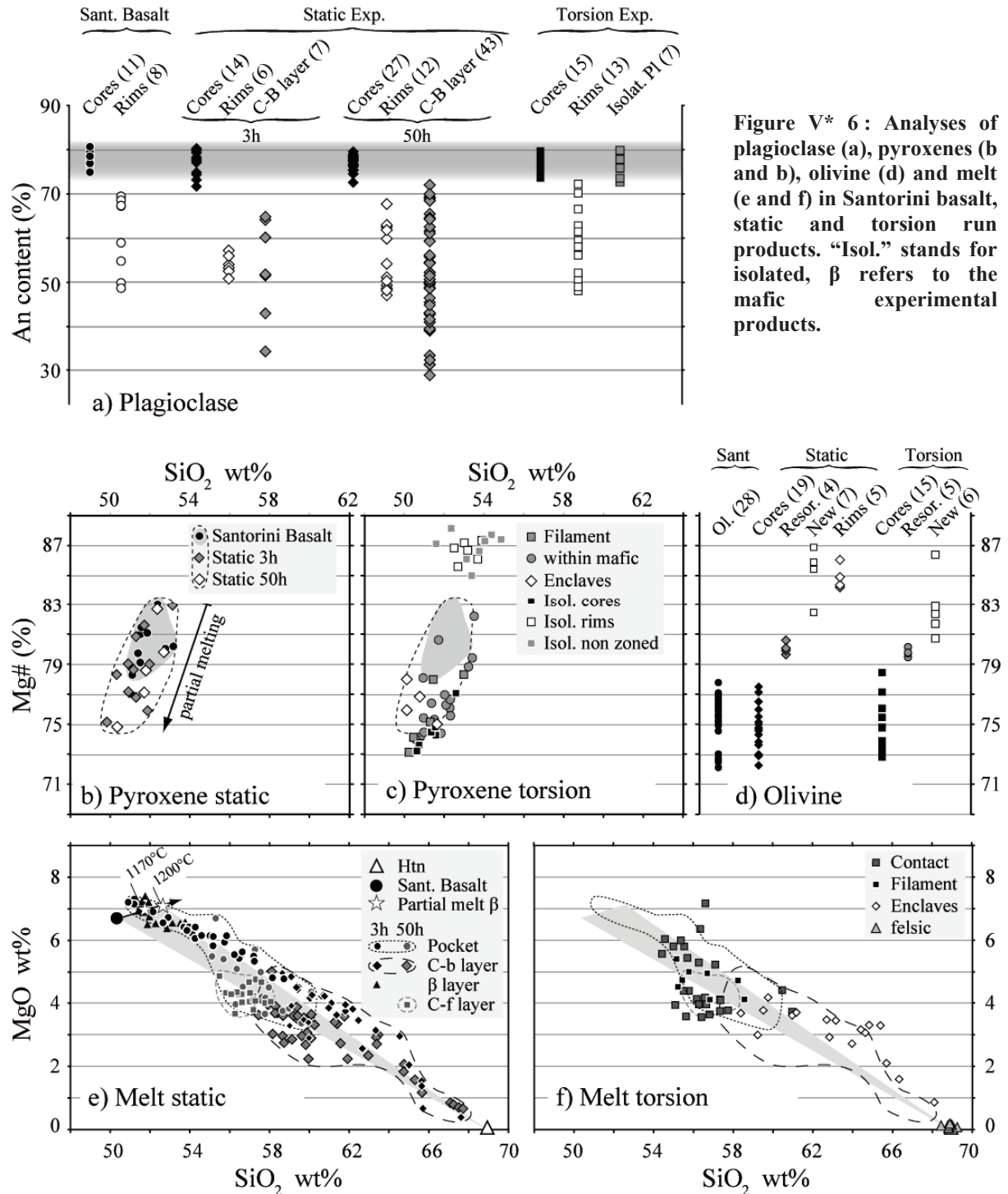
Figure V* 5 : Cumulative fraction of the size distribution of the plagioclase long axes. Except for the starting material (Santorini basalt), the data concern experiments conducted at the same temperature (1170°C). Numbers in the legend are the number of plagioclases counted.

Oxide	melt β	melt pocket	melt (c-b)	Pl (c-b)	Pl core	Pl rim	Px	Ol core	Ol new
SiO ₂	51.4 2	55.8 8	60.0 37	55.5 24	48.5 10	55.8 7	52.1 9	36.9 7	38.3 6
TiO ₂	1.13 10	0.93 19	0.7 6	0.13 12	0.00 1	0.08 3	0.66 19	0.07 3	0.02 2
Al ₂ O ₃	15.5 2	15.8 6	15.4 15	27.2 21	31.4 10	27.1 4	1.9 6	0.01 2	0.05 5
FeO	11.0 3	7.8 7	6.7 21	1.1 2	1.3 3	0.82 17	9.1 10	27.1 36	15.8 15
MgO	7.35 14	6.3 2	4.5 22	0.17 14	0.1 5	0.05 2	16.8 9	35.9 30	45.3 13
CaO	10.1 3	9.0 3	7.4 15	10.4 15	16.0 9	10.5 6	19.0 6	0.10 8	0.27 8
Na ₂ O	3.04 11	4.3 2	5.1 9	5.4 7	2.6 4	5.08 2	0.43 8	0.00 1	0.02 2
K ₂ O	0.33 2	0.13 3	0.22 4	0.05 5	0.19 5	0.49 9	0.06 2	0.00 0	0.00 0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg#	57	62	58				79	73	85
An	65	53	45	52	77	53			

Table V* 3 : Major chemical composition of products from the 3h static experiment. Abbreviation: melt β (melt within the mafic layer, without interaction with the felsic material), c-b (crystal-bearing layer), Pl (plagioclase), Px (pyroxene), Ol (olivine).

In the hapltonalite layers, a ~120 µm thick sodic-plagioclase halo is regularly distributed along their edges (Fig. 4c,d & e). Plagioclases are too small to be analyzed individually. However, the felsic crystals + melt mixture has an homogeneous anorthite content (An₁₉), similar to the felsic glass,

suggesting limited contamination, if any, by the mafic component. Crystal orientation and distribution suggest heterogeneous nucleation and subsequent growth, either from the mafic layers or along the capsule walls (Fig. 4e). As stressed above, this plagioclase layer is locally intruded by small melt bulges growing from both sides of the mafic layer (Fig. 4c, d).



In the 50 hour static run, the whole geometry of the stack was preserved as well (Fig. 4f). However, slight vertical movements and changes in the layer thickness are also apparent. The mafic disk thickness increased by roughly 9 (β_2) to 7 % (β_4) whereas that of the felsic disks decreased by about 5 (ρ_1) and 3 % (ρ_3). The overall sample length increased by ~ 2.5 %. No measurable variation of the sample diameter was measured after the experiment.

The mafic end-member is composed of microphenocrysts of plagioclase, clinopyroxene, olivine and a mixture of melt and quench crystals; no oxides are visible anymore (Fig. 4h). In contrast to the drop quenched experiment, the melt is difficult to analyze because of the abundance of quench crystals. Plagioclase exhibits the same network organization as in the partial melting test conducted at 1170°C (Fig. 4b, 4g). Plagioclases display a regular SPO as in the starting Santorini basalt. As in the 3-hour experiment, the fabric intensity of the β_4 layer is close (2.13) to the starting one contrary to the upper layer β_2 in which it is lower (1.59). The plagioclase size distribution is roughly preserved (Fig. 5) with an average plagioclase core shape ratio ~ 2.8 . Almost all plagioclases are zoned, and show resorption and recrystallization textures. They represent roughly the same phase proportions in both β_2 (49 %, cores = 31 % + rims = 18 %) and β_4 (52 %, cores = 33 % + rims = 19 %) layers. The chemical composition of the plagioclase cores in the static experiment (An78) is again close to that of Santorini basalt (Fig. 6a; Table 4). Plagioclase rim within the mafic layers varies from An47 to An67. The rest of the solid phase is formed of clinopyroxene and olivine crystals of roughly 50-100 μm size and quench crystals, both with composition similar to that of the starting material and the 3h static experiment (Fig. 6b; Table 4).

Oxide	melt (c-f)		melt pocket	melt (c-b)	Pl (c-b)	Pl core	Pl rim	Px		Ol core
SiO ₂	57.1	15	55.42	63.71	58.00	48.31	55.75	51.7	9	36.95
TiO ₂	1.21	11	1.92	0.33	0.09	0.03	0.05	0.75	7	0.05
Al ₂ O ₃	15.8	3	13.46	18.20	24.74	31.68	27.50	2.9	7	0.00
FeO	8.9	9	11.23	3.03	0.73	0.66	0.86	10.0	10	27.15
MgO	4.4	5	5.51	2.38	0.11	0.04	0.02	15.1	10	36.25
CaO	7.2	3	8.15	5.43	8.24	15.80	10.86	19.3	7	0.08
Na ₂ O	5.2	4	4.15	6.40	6.51	2.45	5.44	0.38	5	0.03
K ₂ O	0.23	7	0.06	0.26	0.11	0.14	0.26	0.03	2	0.00
Total	100		99.90	99.74	98.53	99.11	100.74	100		100.51
Mg#	50		50	61				75		73
An	43		52	32	41	78	52			

Table V* 4 : Major chemical composition of products from the 50h static experiment. Abbreviation: c-f (crystal free layer), c-b (crystal-bearing layer), Pl (plagioclase), Px (pyroxene), Ol (olivine).

As in the 3h static experiment, reaction zones developed between end-members. The upper hapltonalitic disk (ρ_1) is separated from the basaltic disk (β_2) by two layers (Fig. 4h). A lower layer, (crystal-free layer), extends up to $\sim 80 \mu\text{m}$ and is composed of melt and rare plagioclases (Table 4). The upper layer (crystal-bearing layer), is about $\sim 150 \mu\text{m}$ thick, and contains small plagioclases in an intermediate grey level melt (Fig. 4h). The plagioclase crystals represent about 40 % of the layer. The mean long axis size of these plagioclases is 6 μm , much smaller than plagioclases in the starting basalt (Fig. 5). They are strongly oriented perpendicularly to the interface and are slightly larger towards the mafic disk. Their composition ranges from An29 to An72 (Fig. 6a, Table 4). The melt from the crystal-bearing layer has a SiO₂ content ranging from 57 to 68 wt.% (Fig. 6e). In contrast, the crystal-free layer melt SiO₂ content varies between 55 and 58 wt.%, being more homogeneous than the crystal-bearing layer (Fig. 6e). The two contacts between the lower disks (β_2 - ρ_3 and ρ_3 - β_4) display only a crystal-bearing layer (Fig. 4i). However, locally, the top of the lower mafic disk displays melt pockets or lenses 300 μm thick and several hundreds of μm across (Fig. 4i). The transition from these lenses to the mafic disk is short. The melt displays local heterogeneities evidenced by rolling up

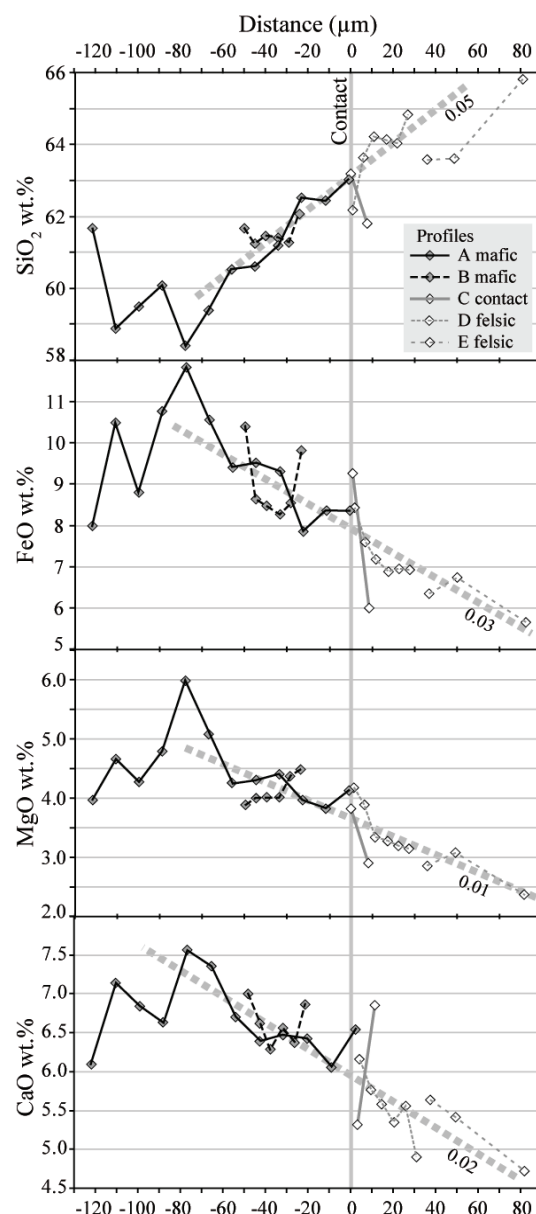
structures on SEM images (black arrow, Fig. 4i) and by varying MgO content (from ~3.5 to 8.3 wt.%, “pocket” in Fig. 6e). No melt analysis with SiO₂ content lower than ~54 % was obtained, hence a gap exists between mafic melts in the 3 h drop quenched experiment and those produced in the 50 h slowly quenched run. This gap is filled by the melt within the mafic layer (β layer) of the 3 h static experiment, suggesting the more mafic melt in the longest static experiment could not be quenched, and produced clinopyroxene/plagioclase small quench crystals (Fig. 4i). The variations of melt SiO₂, FeO, MgO, and Na₂O contents are shown in Figure 7, from -60 μ m (mafic side) to 90 μ m (felsic side). The chemical heterogeneities are illustrated with several traverses either in the melt lense (profiles A and B) or within the zone above the lenses where abundant plagioclase microphenocrysts crystallized (profiles C, D and E). The traverse B displays “anomalies” close to the plagioclase phenocrysts. Indeed, the FeO and the CaO contents are ~2 wt. % higher and ~0.5 wt. % lower close to the plagioclases. Chemical analysis closer to the haplotonalite was not possible due to the abundance of small plagioclases. Despite heterogeneities imparting local zig-zag patterns, all traverses define a single common trend bridging the two end-members. Lastly, the felsic layers also produced sodic plagioclase forming a thicker (~760 μ m, or 15 μ m/h) halo, similar to that observed in the 3-hour test (120 μ m or 40 μ m/h). A progression rate of ~29 μ m/h was calculated from a 13-hour static run (not shown). Altogether, the rate of advance of the crystallization front in the haplotonalite melt, f , follows a log relationships: $f = -8.8 \ln(t(h)) + 50.15$ ($R^2 = 0.995$).

Figure V* 7 : Chemical profiles of Si, Fe, Mg and Ca oxide concentrations from the initial contact between disks (grey line). The profile are localized on Fig. 4i.

Dynamic conditions

Textures

All torsion experiments conducted in the temperature range 1170-1200°C produced mingling/mixing textures such as enclaves, mafic melt filaments carrying some crystals, and isolated crystals. In contrast, experiments conducted at lower temperatures did not produce any such textures, as illustrated by the run performed at 1160°C, which will be presented for comparison. The figure 8 shows the texture of the iron jackets moulding the samples after torsion. The progressive deflection of initially vertical markers images the strain distribution across the sample length. Strain distribution is roughly homogeneous for all experiments conducted at temperatures higher than 1160°C, whereas strain markers of the 1160°C experiment display a heterogeneously distributed strain (Fig. 8a), with a strong partitioning into the upper felsic layer. The



mafic layer was weakly deformed ($\gamma_{\text{local}}=0.5$), almost all the strain being accommodated by the felsic layer ($\gamma_{\text{local}}>10$). The calculated strain at the interface between both end-members ($\gamma_{\text{local}}=2.9$) is comparable to the bulk strain of other experiments.

a) PP156 - 1160°C, $\gamma_{\text{bulk}} = 4.9$



b) PP157 - 1170°C, $\gamma_{\text{bulk}} = 3.6$



c) PP160 - 1170°C, $\gamma_{\text{bulk}} = 3.1$



d) PP161 - 1170°C, $\gamma_{\text{bulk}} = 3.1$



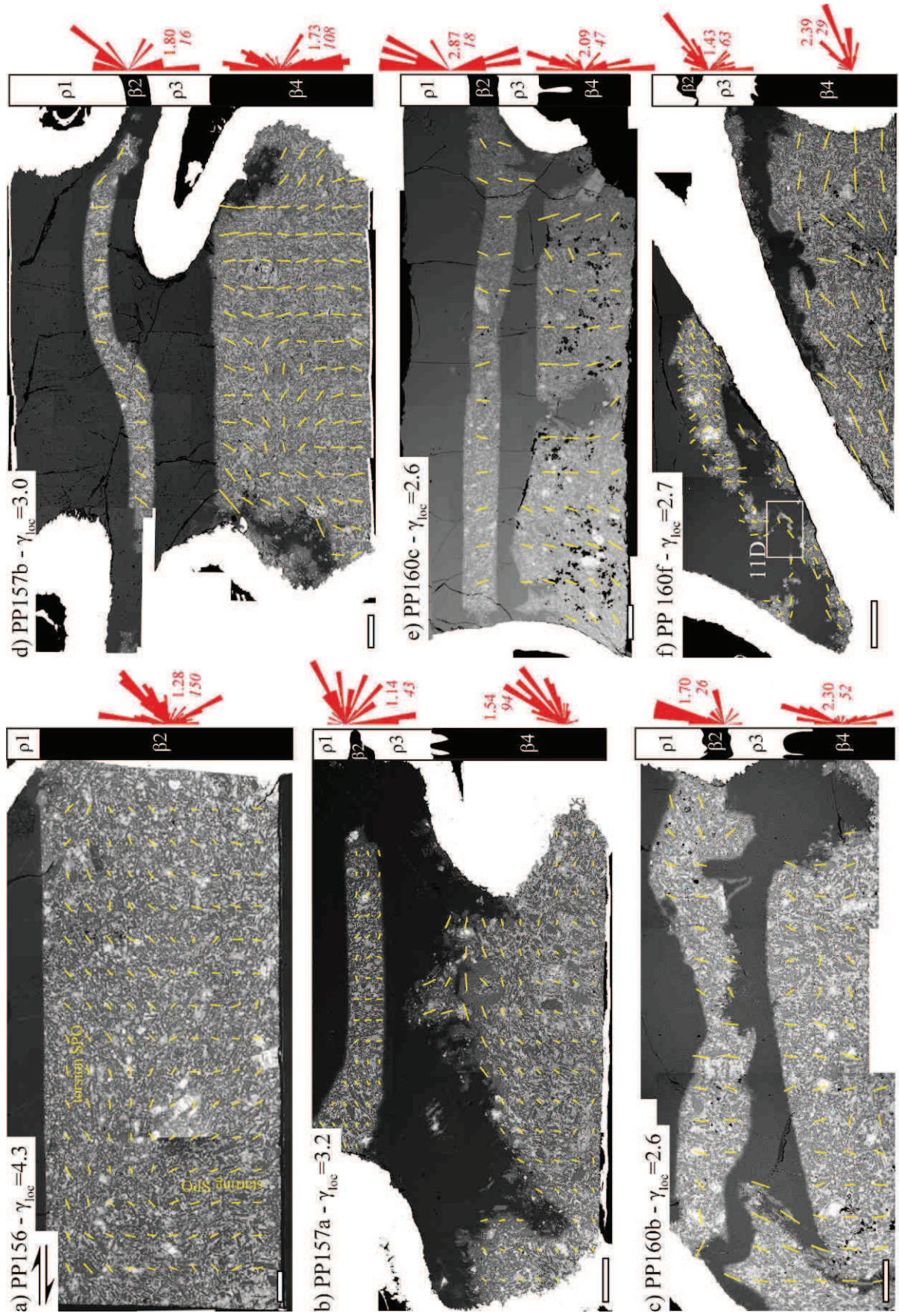
e) PP164 - 1170°C, $\gamma_{\text{bulk}} = 3.9$



f) PP176 - 1200°C, $\gamma_{\text{bulk}} = 3.8$



Figure V* 8 : Reconstructed panorama displaying the external appearance of twisted samples still embedded in their iron jacket. The black and white rectangles represent the mafic and felsic initial distribution. The number in mm is the sample length, measured after experiments. Strain markers have been highlighted by a white line (dashed when not visible) and reveal the strain distribution across the sample. For the PP156 experiment conducted at 1160°C, the strain is heterogeneously distributed and was locally calculated (triangles). Other experiments show a homogeneous strain distribution.



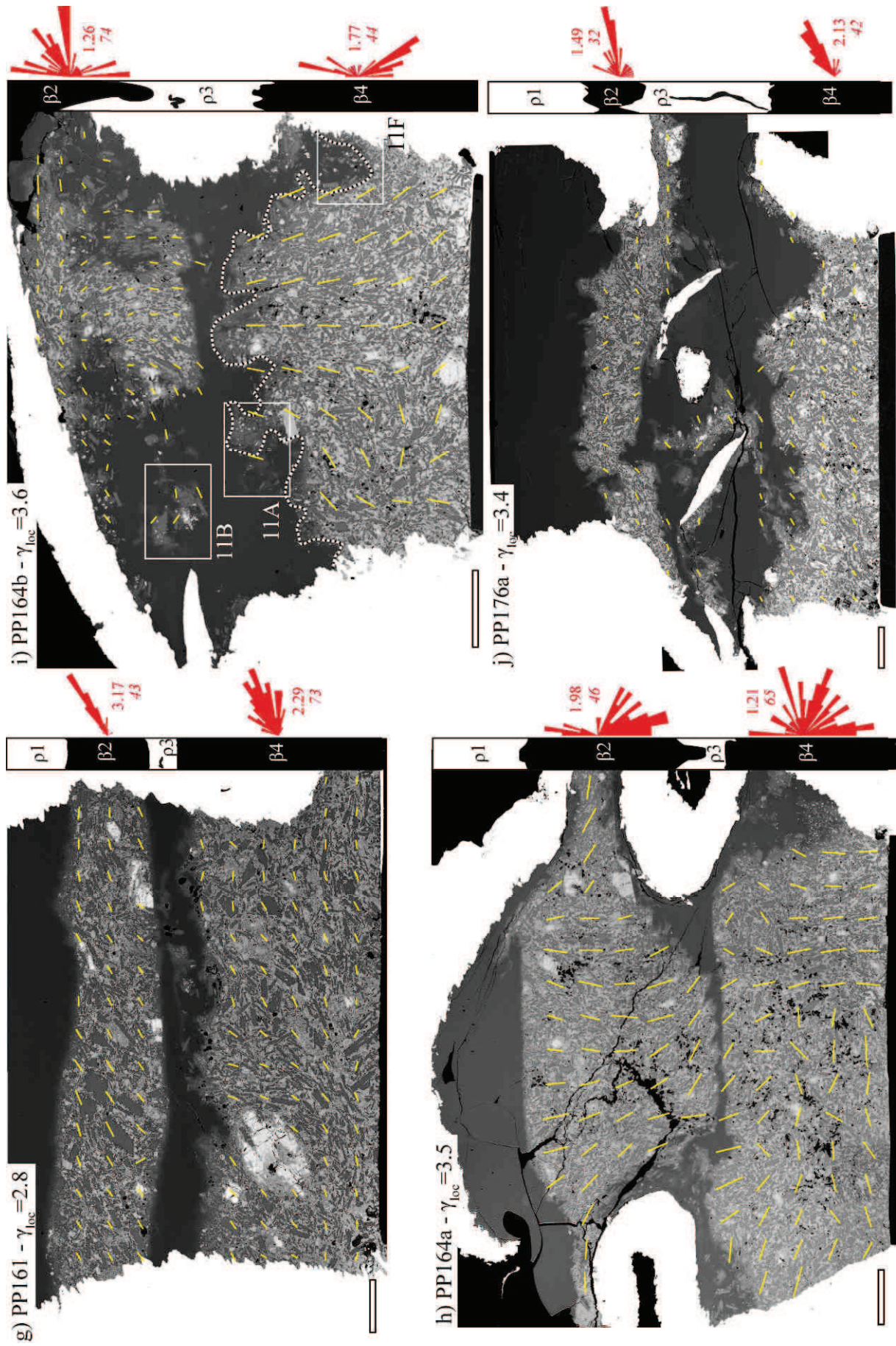


Figure V* 9 : [xz] sections imaged by SEM showing the macroscopic shape of the layers (schematized on the right of each picture), the SPO (yellow segments) and the fabric distribution (rose diagram). White bar in the bottom left corner on each picture is 200 μm long. The sense of shear is shown in (a). (i) The black and white dotted line shows the wavy contact between $\rho 3$ and $\beta 4$.

Tangential [xz] sections were cut from the deformed samples to carry out textural analyses on SEM images (Fig. 9). Despite a local strain $\gamma_{\text{local}}=4.3$, the 1160°C run shows no physical interactions between end-members, whose interface contact remains sharp and flat (Fig. 9a, only the lower part of the sample is shown). Plagioclases in the $\beta 2$ mafic layer display two main fabrics: a vertical one against the alumina lower piston at the bottom part of the section, and a tilted ($\sim 35^\circ$) to horizontal one when approaching the felsic layer $\rho 1$. As can be seen by comparing Figures 9a and 8a, the upper SPO is concordant with the strain distribution through the mafic layer. The bulk fabric intensity has not increased (1.28), however, as compared to the starting one (1.2-2, Fig. 4b,g)

In contrast to the 1160°C run, all experiments conducted at higher temperatures (1170°C-1200°C) show macroscopic interactions between both materials (Fig. 9). Even at relatively low deformation ($\gamma_{\text{local}}=2.6$), some basaltic disks disaggregate and the initial cylindrical shape with a planar contact parallel to the direction of bulk simple shear is not recognizable anymore (Fig. 9b to j). The mafic to felsic interface becomes a lobate contact, lobes having a space and size distribution of about $\sim 400 \mu\text{m}$ (Fig. 9i). Mafic layers having retained their flat lying shape display a relatively homogeneous and vertically oriented SPO, reminiscent of that of the starting material ($\beta 2$ in PP157a and PP160c, and both mafic layers on the PP157b section; Fig. 9). In contrast, disrupted mafic layers of experiments conducted at 1170 and 1200°C have complex SPO patterns such as the $\beta 4$ layers in PP157a, PP160b, PP161a, PP164b, PP176b and $\beta 2$ layers in PP160b, f, PP164a, b and PP176a (Fig. 9), sometimes with pronounced SPO deflections parallel to the sense of shear (ex: $\beta 4$ layers in Fig 9g). Although SPO and rose diagram distribution are different from those of the starting material, no obvious relationships between fabric intensity and either finite strain or strain rate emerge (Fig. 10). In some cases (Fig. 9f, g, j), the SPO increases, oriented at an angle of ~ 45 to 75° relative to the shear plane, with a fabric intensity (from 2.1 to 3.2) higher than in the starting material (1.2-2), but the reverse is also seen (Fig. 9h).

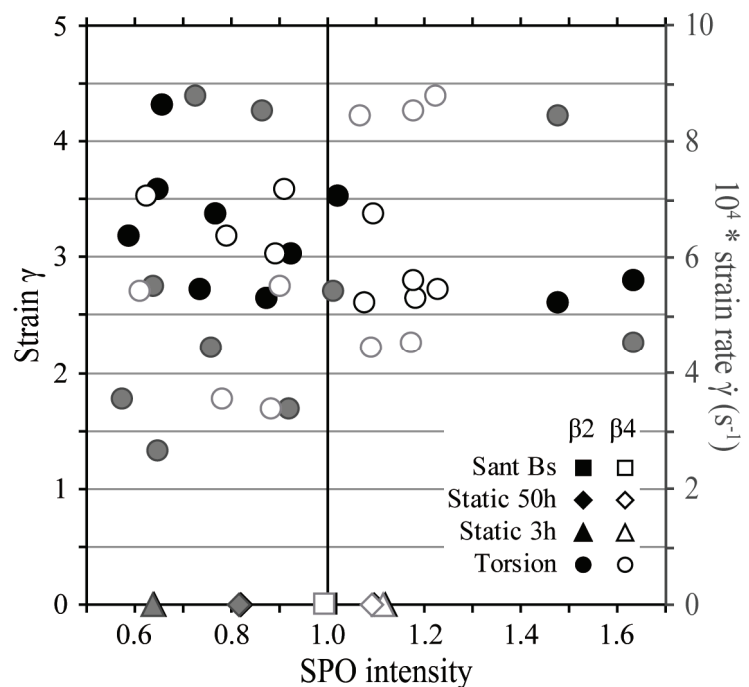


Figure V* 10 : Local strain and strain rate vs. SPO intensity normalized to the Santorini basalt one of the mafic materials from starting basalt (SPO intensity = 1), static and torsion experiments. Strain and strain rate are null in the starting material and static experiments.

Enclaves

As the lobes stretch out they end up as enclaves of mafic material within the felsic host (Fig. 9b, i, 11a, b). The enclave paragenesis (plagioclases, pyroxenes, melt and rare olivines) and the textural arrangement of crystals remain similar to that of the parent mafic layers. The size of enclaves typically ranges between 300 and 500 μm , with irregular and angular shapes defined by the largest microphenocryst of plagioclases (Fig. 11b). Plagioclases with 5-15 μm length occur either within true enclaves or within those still connected to the mafic disk. These small plagioclases have a size and aspect ratio similar to those in the crystal-bearing layer of the static experiments. Rare felsic enclaves were observed in the mafic end-member (Fig. 9c, 11c). Most of the time, felsic embayments remain linked to the main parts of the haplotonalite.

Stretched inclusions or melt filaments

Mafic melt filaments in the felsic component are observed in the highest strain rate experiments ($\dot{\gamma} \sim 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, PP160 and PP176; Fig. 9f, j, 11d, e), keeping in mind that given strain rates are average values, and strong local variation of the strain rates are probable yet not possible to determine. Such melt filaments may carry a few microphenocrysts of plagioclase and rare pyroxenes, and are devoid of profuse quench textures having only rare tiny quench-like crystals (Fig. 11d). This suggests that the melt filaments have a broadly well preserved composition. They extend up to 4.5 mm length and are always less than 100 μm thick. Most filaments are planar while few are irregular. All are connected to the main mafic layer by a thin film of melt.

Microphenocrysts of plagioclase and rare pyroxene issued from the basalt are both carried by filaments. As long as they are located within the filament, they tend to follow melt motions. Plagioclase microphenocrysts show resorption and recrystallization features (Fig. 11d). In addition, homogeneous small acicular plagioclases are common in the filaments. They are abundant when the contact between the filament and the felsic host is progressive (white arrow, Fig. 11e). Both their morphology and spatial distribution are reminiscent of the plagioclase population of the crystal-bearing layer observed in the static experiment (Fig. 4h, i, 11e). Pyroxene from the basalt is rare, and no newly grown pyroxene has been detected in the filaments. Olivine crystals are also absent in the filaments.

Isolated crystals

Plagioclase and pyroxene crystals originated from the main mafic layers are observed as isolated grains in the felsic component (Fig. 11f). They are sometimes present around enclaves, suggesting local enclave disaggregation. In contrast, they are abundant in felsic embayments formed at the felsic to mafic main contact (Fig. 9b, d, h, i, Fig. 11f). Some of the isolated pyroxenes are zoned, displaying a darker rim while others are non-zoned. The population of isolated plagioclase is smaller in size than the plagioclase populations in the mafic layers in torsion and static experiments and from the Santorini starting basalt (Fig. 5).

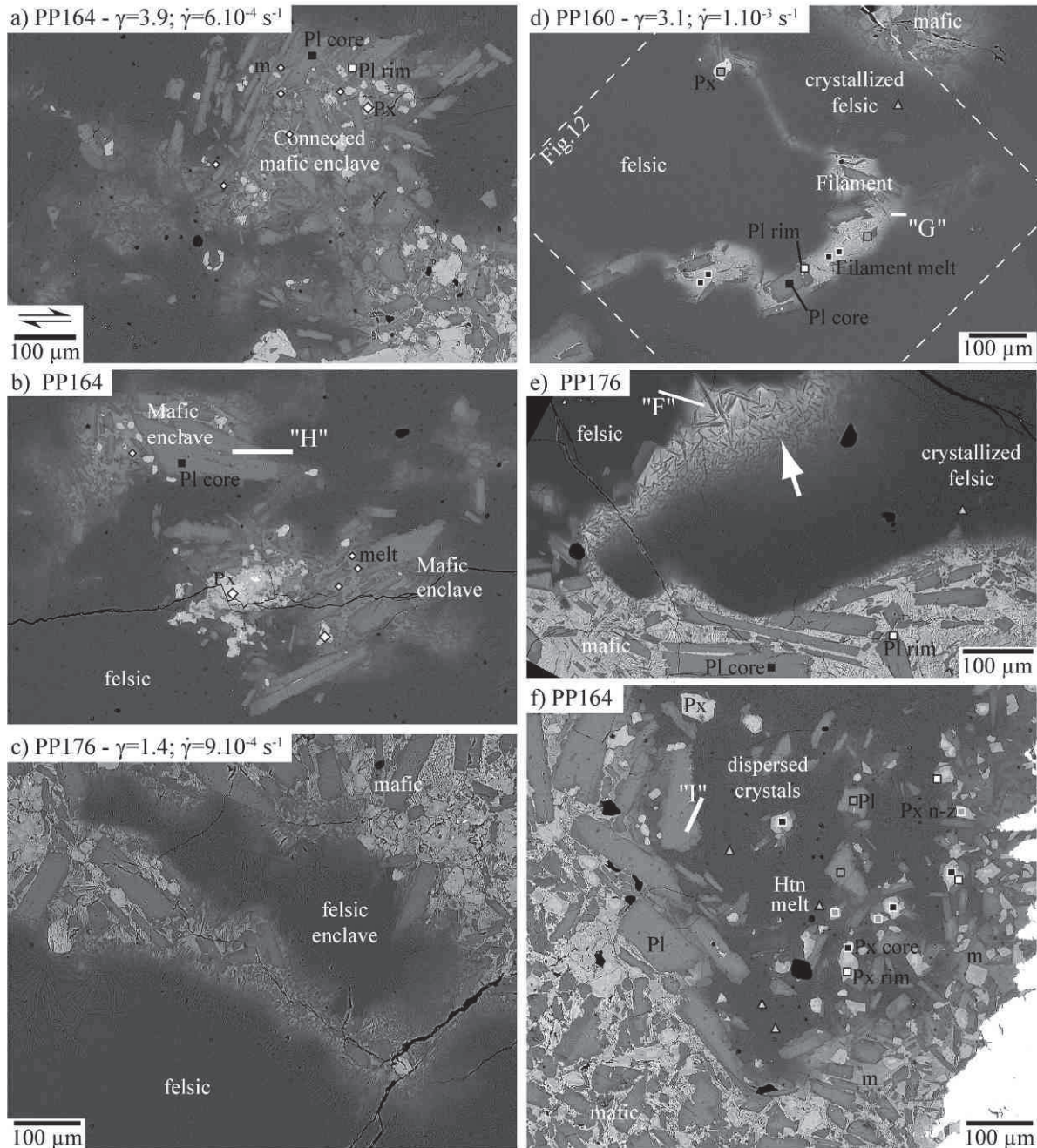


Figure V* 11 : Detailed micro textures from [xz] sections of torsion experiments: mafic enclaves still connected to the main layer (a) and completely detached (b); felsic enclave (c); stretched filaments (d & e) and dispersed mafic crystals in the felsic component (f). In PP160, the stretched inclusion extends over 4.5 mm and carries some plagioclases whereas the stretched layer produced in PP176 is free of phenocrysts but has a progressive contact (white arrow). Letters in quotation marks stand for the chemical profiles in figures 13 and 14. Px n-z is non zoned pyroxene.

Composition of minerals and melts

The selection of minerals/glasses to be analyzed was done considering the local textures. Glass analyses were performed in the zone of interaction between two starting end-members and along the contact between crystals and melt. Representative analyses are shown in Table 5.

Minerals.

In all experiments, pre-existing crystals coexist with a variety of newly grown phases, essentially plagioclase, pyroxene and some olivine. There are no obvious textural or chemical

differences between plagioclase populations produced in either static or dynamic runs. Figure 6a shows the range of plagioclase compositions obtained in all the run products classified according to their origin. It can be seen that the experiments produced an almost continuous range of plagioclase composition, from An81 down to An29, the latter being similar to the An30 determined by Picard (2009) for the haplotonalite alone. Core compositions of large plagioclases in dynamic experiments are similar to that of plagioclase core in both the starting rock and static experiments (~An72 to ~An81). In both types of experiments, rim compositions of large plagioclase extend down to An47 and An48, which is similar to the minimum analysed in the plagioclase rims of the starting material (An48), suggesting on-going re-equilibration of plagioclase outer border (either via diffusion or more likely by local growth). Isolated large plagioclases found in the dynamic experiments have again compositions similar (An77) to those of the core plagioclases in the starting basalt. Lastly, the An content of plagioclase growing in the reaction zone of the 3h and 50-hour static experiments can be as low as An38, clearly trending toward the plagioclase in the haplotonalite end member.

Oxide	Mafic layer				Enclave			Isolated crystals				Filament								
	Pl core	Pl rim	Px	Ol	melt	Pl core	Px	Pl	Px core	Px rim	Px non zoned	melt	Pl core	Pl rim	Px					
SiO2	49.07	57.90	51.6	9	36.60	59.24	48.92	51.01	49.9	5	50.9	7	52.9	5	54.0	15	56.77	49.04	55.60	51.53
TiO2	0.03	0.21	0.66	17	0.00	1.20	0.00	1.02	0.11	6	1.04	20	0.99	17	0.63	36	1.80	0.09	0.07	1.19
Al2O3	31.70	24.79	1.9	5	0.02	14.83	31.40	3.15	31.2	4	2.8	4	3.6	8	2.0	11	13.69	30.84	26.84	3.07
FeO	0.99	1.41	10.5	9	27.15	7.90	0.93	10.58	0.95	16	11.0	5	6.1	4	6.5	8	8.86	0.68	0.77	10.53
MgO	0.06	0.03	16.1	4	15.34	4.55	0.04	15.59	0.03	3	15.2	7	17.9	12	21.0	17	4.95	0.03	0.10	15.42
CaO	15.64	9.24	18.9	5	0.11	7.24	15.17	17.55	15.2	6	18.7	5	18.1	10	15.6	25	8.09	15.85	10.13	17.85
Na2O	2.63	5.66	0.36	5	0.01	4.67	2.46	0.45	2.45	30	0.46	7	0.40	10	0.2	15	4.46	2.47	5.59	0.36
K2O	0.15	0.03	0.00	1	0.02	0.04	0.12	0.00	0.12	3	0.02	2	0.00	0	0.00	1	0.04	0.13	0.24	0.02
Total	100.27	99.27	100		99.24	99.66	99.03	99.35	100		100		100		100		98.66	99.12	99.34	99.97
Mg#			76		73	54		75	77				53							75
An	77	48				46	77			74	86	87	50	78	50					

Table V* 5 : Major chemical composition of products from torsion experiments. Abbreviation: Pl (plagioclase), Px (pyroxene), Ol (olivine).

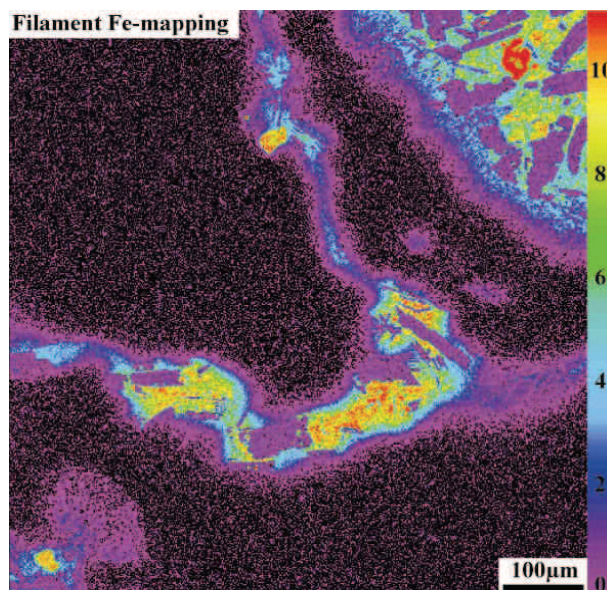
Clinopyroxene composition also varies considerably, as illustrated by its Mg# on Figure 6c. As for plagioclase, clinopyroxene cores of static and torsion experiments are similar to those in the starting basalt with a Mg# ranging between 73 and 83 (Table 5). Clinopyroxenes present within melt filaments and enclaves are all the more similar to those of the static experiments, suggesting an origin by entrainment from the main mafic layer rather than by local growth. In contrast, clinopyroxenes with higher Mg# (85 to 88) can be found either as rims on pre-existing and isolated large pyroxene crystals or on isolated non zoned crystals, both included in the haplotonalite. Considering the slow kinetics of solid state diffusion as compared to crystallization rates (which differ by orders of magnitude), and the short run duration, these pyroxenes rims most probably represent the new crystallization of high-Mg# pyroxene. It has to be noted that, unlike the case for plagioclase, there is a difference between newly grown clinopyroxenes in the static and dynamic experiments, those produced under static conditions being compositionally more diverse than the group produced under deformation, the latter clustering also at higher Mg#, around 87 (Fig. 6B, Table 5). Olivine composition issued from torsion experiments reproduces the behaviour described in static runs: cores of phenocrysts have Mg# ranging between 73 and 78, close to the same population in both static runs and starting material. Smaller olivines, either resorbed or euhedral crystals, have higher Mg#, (80 to 86). Phenocrysts are present

both within the mafic layer and close to the contact with the felsic melt, whereas the newly grown crystals were only observed relatively far from the felsic layers.

Melt

All analyses performed within interaction zones exhibit a near continuous range of compositions between a pure haplotonalitic composition ($\text{SiO}_2 \sim 69$ wt. %) and mafic melts obtained in the static partial melting experiments with basalt ($\text{SiO}_2 \sim 52$ wt. %, stars on Fig. 6e, Table 5).

Figure V* 12 : Iron chemical mapping of the melt filament produced PP160 (see also Fig. 10d and annexe B).



As illustrated in the SiO_2 vs. MgO diagram (Fig. 6f), the melt compositions at the contact zone in torsion experiments range between haplotonalite to heterogeneous compositions broadly trending towards the mafic end-member ($3.5 < \text{MgO} < 7.2$ wt.% for $\text{SiO}_2 \sim 55$ wt.%). Melt filaments have a composition clearly different from that of the partial melting experiments with basalt only (stars, Fig. 6e & f). The composition of filaments is relatively clustered and fall within the fields defined by the “crystal-free melt layer” or “melt pocket” documented in the static experiments (layer c-f on Fig. 4h & i). In detail, mapping of FeO concentration illustrates the correspondence between the filament and the main mafic layer (Fig. 12). The inner parts of melt filaments have SiO_2 contents ranging from 55 to 59 wt. % (Fig. 6f). The most stretched and thinnest parts are those most depleted in iron and magnesium. From the central parts of filaments toward the felsic host, the transition can be either progressive or sharp (Fig. 12): for instance the CaO gradient is more than 10 times higher in a filament in PP160 ($0.70 \text{ } \mu\text{m}^{-1}$, Fig. 11d, 13) as compared to a filament in PP176 ($0.06 \text{ } \mu\text{m}^{-1}$, Fig. 11e, 13). The melt inside the enclaves is relatively evolved, with SiO_2 concentrations larger than 58 wt.%, and an MgO content slightly higher than the mixing line between both end-member, though still close to the composition of the melt in the mafic static experiments.

Crystal-melt relationships

Deformation brings about various crystals issued from the mafic component (Fig. 9 & 11) into the felsic layer. Transects have been performed from the pure haplotonalitic melt towards (1) crystals in enclaves and (2) isolated crystals.

The transition between a plagioclase from an enclave and the surrounding felsic melt is progressive (Fig. 11b & 14) suggesting the presence of intermediate melt surrounding the crystals in the enclave. Conversely, isolated plagioclases display a sharp contact with the felsic host, with no detectable intermediate melt (Fig. 11f & 14). Such isolated plagioclases (An78) have irregular contours suggesting on-going resorption. As stressed previously, most of the isolated pyroxenes (augite) have a core similar to the pyroxene of the main mafic component but display a rim (Fig. 11f)

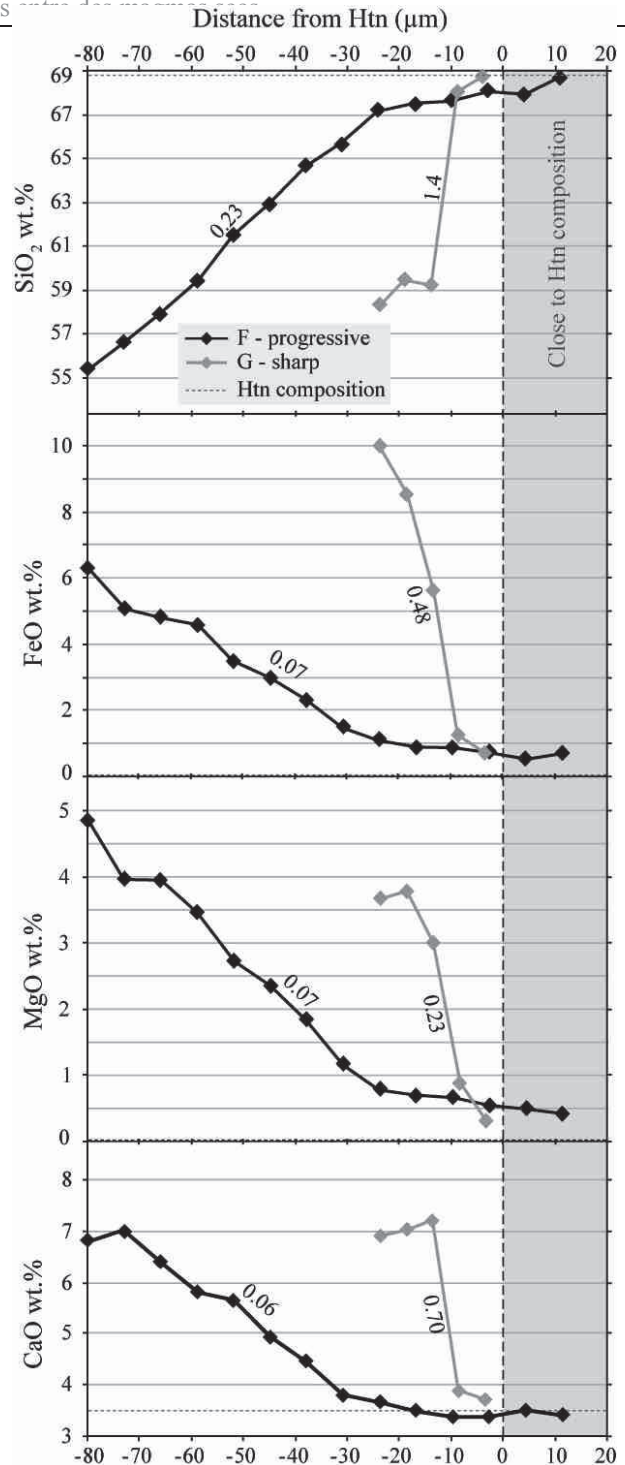
with a higher Mg# (>85, Fig. 6b). No chemical gradient could be found in the melt around isolated pyroxenes or plagioclases.

DISCUSSION

General considerations

Mixing may arise from a generally crystal-poor mafic magma intruding a more viscous felsic host, though replenishment of a reservoir by a more felsic magma does occur as well (e.g., Eichelberger & Izbekov, 2000 and references therein). The temperature range investigated in our experiments was imposed by the melting interval of the basalt. We stress however that the applied temperatures are close to those expected in nature, whenever the mass of mafic magma is sufficiently large to locally maintain elevated temperatures. Our system is thus comparable to natural environments in terms of chemical and rheological contrasts, the latter being governed by the temperature at which deformation was applied (Fig. 2).

Figure V* 13 : Chemical melt profiles for Si, Fe, Mg and Ca oxides at the borders of filaments (Fig. 10d, e). Numbers on the curves indicate the gradient of concentration in wt.%/μm. The zero is an arbitrary limit where the melt can be considered as of haplotonalitic composition.



The geometry of the sample coupled with the torsion deformation simulates flow conditions commonly observed in nature such as on the borders of dykes replenishing magmatic chambers (e.g., Petford, 1996). Yet, the simple shear applied in our experiments is clearly much lower (10-100 times?) than that prevailing in a reservoir during replenishment, convection, or in a volcanic conduit, and so is the deformation reached in our experiments. However, although the bulk strain accessible with our experimental set up and apparatus is relatively limited ($2.0 < \gamma_{\text{bulk}} < 3.9$, locally larger), it produced a variety of mixing textures similar to those documented in many volcanic or plutonic rocks, as discussed below. Textures created in our torsion experiments likely record the incipient stages of mafic-felsic interaction processes.

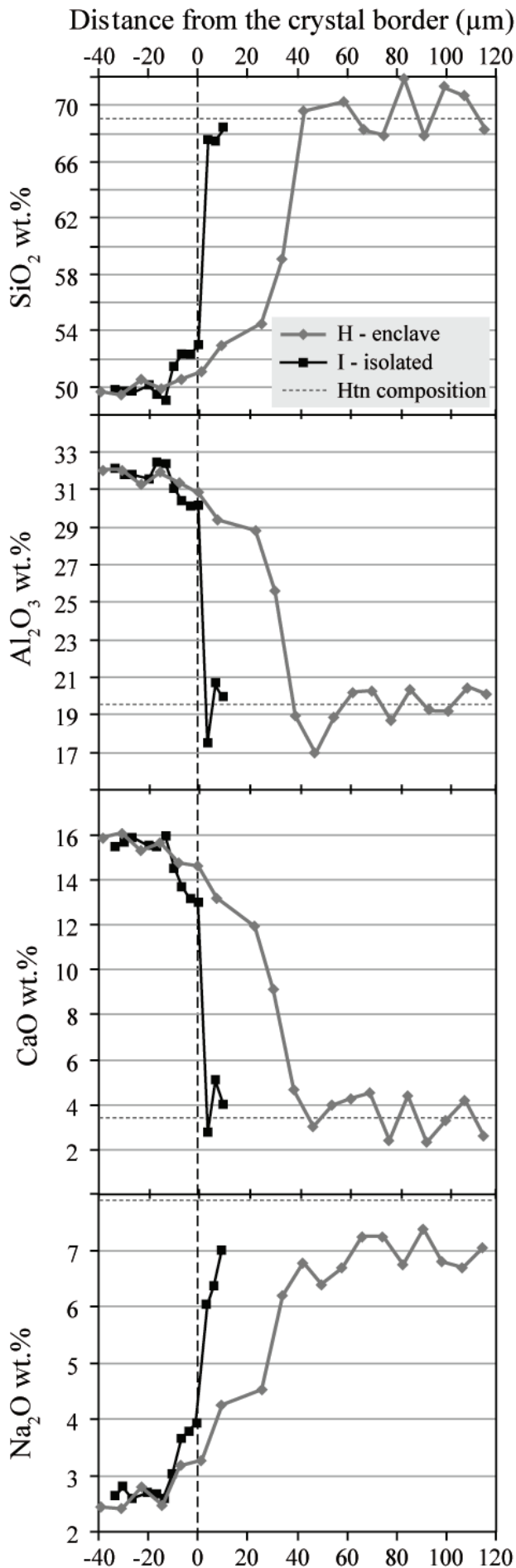


Figure V* 14 : Chemical profiles at the interface plagioclase-melt (0 μm) for Si, Al, Ca and Na oxides for plagioclases located in an enclave ("H") and in a felsic gulf ("I").

Below, we first discuss the mechanisms of formation of the different interaction zones produced in the static experiments, which define the starting point of the system before deformation was applied. We then explore in detail mixing/mingling textures. Finally, we compare our mixing experiments with previous descriptions of natural and experimental studies of magma mixing.

Development of the interaction zone

Static experiments show that despite a density 15 % higher, the basaltic β₂ remains intercalated between the felsic layers over the time scale of our experiments (Fig. 4a, f). They also show that an interaction zone between end-members develops, whose thickness increases with time. As anticipated, the composition of melts within this interaction zone is intermediate and clearly reflects the effects of cross contamination which is driven by element diffusivities. That range of melt composition (Fig. 6e) most likely reflects the interplay between the kinetics of melting and crystallisation of minerals (see Zhang et al., 1989), which affect diffusion profiles by changing the local melt composition, and also to possible convective motion effects of the melt. The fact that the interaction zone develops, although not symmetrically, on the top and bottom parts of the β₂ layer (Fig. 4 c, d) shows that such a melt layer does not result from a density driven process only, and that other mechanisms, such as a local pressure increase upon a positive change in volume during melting (Lange and Carmichael, 1990), have played a role. However, the lower thickness, or even absence, of the c-f melt zone at the lower interface of β₂ layer suggests that melt segregation atop a compacting partially melted layer (McKenzie, 1984), possibly occurred to some extent, though there are no clear evidence of crystal accumulation/concentration

across basaltic layers. The generally better preserved fabrics of β_4 layers, as compared to those of β_2 , is a further indication of a certain degree of freedom of the network and the melt phases in β_2 . As the interaction between the c-f layer (Fig. 4c, h) and the felsic component proceeds, new sodic plagioclases crystallize, forming the crystal-bearing layer (c-b layer, Fig. 4h). Plumes and melt pockets (Fig. 4e, e, i) could result from higher local melt fractions, mirroring local heterogeneities of the starting modal composition of the basalt (e.g. higher fraction of olivine and/or pyroxene). Altogether we surmise that the c-f melt layer results from a combination of factors, which include advective and diffusive processes namely, (1) melt migration from inside the mafic layer and (2) progressive contamination of it by the surrounding more felsic melt via chemical diffusion. Quite remarkably, this layer displays a relatively well stirred composition, clustering midway between the two end-members. Under the explored P-T-duration conditions, the interaction zone thickness is generally on the order of 100-200 microns (Fig. 4), which corresponds to less than 10 % of the β_2 layer thickness. As we shall see below, it is this level (and the crystal-bearing one) that supplies the bulk of material for mixing during deformation. It is worth to note that the melt of the crystal-bearing layer is more differentiated than the one in the crystal-free layer (Fig. 6e). This can result from chemical diffusion, plagioclase crystallization or both processes.

An unexpected feature of our experiments was the growth of a plagioclase-rich zone at the hapltonalite/capsule and hapltonalite/basalt interfaces at temperatures higher than 1150°C. This zone is also present in drop-quenched experiments, showing that it is not a quench phenomenon. Rather, it results from heterogeneous growth of plagioclase which occurs everywhere along the interfaces of the felsic magma. It ends up forming a more rigid layer surrounding the mafic magma, which obviously affects interaction processes. From the rheological viewpoint, however, it can be considered that such a rind mimics a quench border of a mafic intrusion. As this zone progressively develops during the experiments, it is also a chronological marker for mafic magma motions; mafic pieces of magma with a well developed halo of sodic plagioclase may have been disrupted from the mafic layer early in the deformation, whereas mingling features without such a halo shortly happened before the end of the experiment.

Sequence of enclave formation and disruption

Our experiments reveal that the rheological response of the basaltic layer to shear deformation changes abruptly in a narrow temperature interval, specifically between 1160°C and 1170°C, within which the crystal fraction decreases from 64 % down to 46 % (Fig. 2a). Viscosity measurements have indeed revealed that the threshold between solid to liquid-like behaviour in partially molten systems lies in the interval 30 to 55 % in volume (e.g., Arzi, 1978; Van der Molen and Paterson, 1979; Vigneresse et al., 1996; Rosenberg & Handy, 2005; Picard, 2009; Picard et al., 2011), the exact value depending, inter alia, on particle axial ratio. Picard et al (2011) measured a critical crystal fraction of ~30 %, for a suspension composed of plagioclases with an aspect ratio of 5. The shape ratio of plagioclases in our experiments is 2.8, making them less prone to sustain a rigid network compared to higher aspect ratio crystals. For instance, Philpotts et al. (1998) experimentally demonstrated that a non deformed suspension with as little as 25 % crystal with an average shape ratio of 5 remain self-consistent, which they concluded is due to the existence of a 3D framework (see also Martin et al., 2006a).

Based on our experimental findings as well as on previous work, we hypothesise three general regimes during magmas juxtaposition, depending on whether the crystal network of the mafic layer is rigid, strain breakable or absent (Fig. 15). In the case of a high crystal fraction ($\Phi_s > \sim 50\%$) which imparts a rigid crystal network, nor mingling neither mixing occur, such as in all experiments conducted up to 1160°C , (Fig. 9a & Fig. 15a). Under these conditions, crystals form a framework strong enough to preserve mafic layers from disruption and the deformation is accommodated by the less viscous felsic magma (Fig. 8a).

Magmas with a lower crystal fraction ($\Phi_s < \sim 50\%$) are likely to deform and mingle (Fig. 15b, c). Figure 15 shows qualitatively the role of strain on mixing, depending on the crystal network. Two behaviours can be depicted according to the absence of a crystal network ($\Phi_s < 25\%$) or the presence of such a network, but strain breakable ($25 < \Phi_s < \sim 50\%$), as in all of our experiments at 1170 and 1200°C .

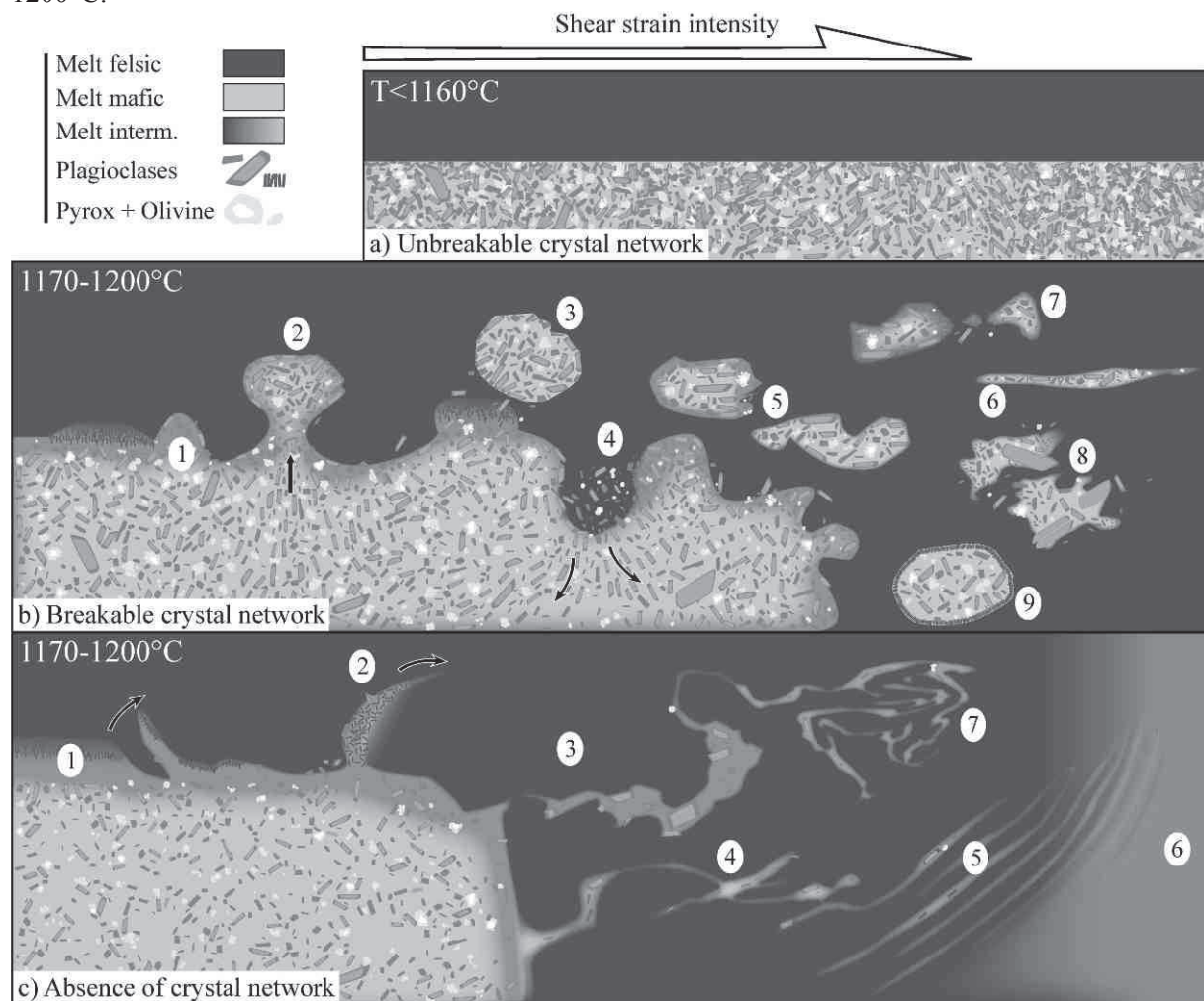


Figure V* 15 : Sketch of the absence and presence of mingling and mixing features after torsion experiments. (a) absence of any mixing or mingling texture when a component has an unbreakable crystal network. (b) development of mingling textures (enclaves, isolated crystals) due to a breakable crystal network and (c) mixing and mingling textures (filament, banded magmas, chaotic mixing, and hybrid) in magma without crystal network (crystal-poor).

For the breakable case (Fig. 15b), the application of strain allows the development of a new fabric which may partly overprint the original one. In general, however, both enclaves and mafic layers do not show a pronounced increase in fabric intensity (max 3.17, Fig. 9g) relative to starting values (1.9, Fig. 1a), suggesting that disruption and reorganisation of the crystal network remain

limited. Also the geometry of the fabric is not always consistent with that of deformation (Fig. 9h). In contrast to this seemingly near constancy of fabric parameters, the mafic to felsic interface displays more spectacular modifications. In particular, as soon as strain is applied, the interface becomes irregular, such as with a Saffman-Taylor like instability (e.g., Perugini & Poli, 2005), and evolves rapidly into finger-like patterns; (Fig. 9i, 15b). As strain increases, the lobes separate from the main mafic layer owing to local break-up of crystal network, yielding enclaves (Fig. 15b-3). The crystal network maintains the enclave as a self-consistent parcel of magma and inhibits its immediate disintegration. At larger strains, enclaves may have two ways to be preserved: either from an intrinsic resistance arising from the persistence of a rigid crystal network ($>50\%$), or from an extrinsic strengthening owing to the presence of a rigid quenched outer rim (Fig. 15b-1 to -9). If the host melt is less viscous, then the crystallized enclave may be preserved, whatever strain is applied. The enclaves we produced in our experiments are generally well preserved due to their relatively large crystal fraction. However, it is probable that they would have not survived at higher strain. In the case of a cold reservoir being replenished, quench margins may develop on mafic forerunners and such a freezing mechanism is usually thought as one allowing enclave preservation (e.g. Pin et al., 1990; Barbey et al., 2008), but volatile exsolution may overcome this factor (Martin et al., 2006a). As stressed above, although our experiments did not produce true quenched margins, the plagioclase-bearing layer resulting from heterogeneous nucleation of the hapltonalite end member acts a rigid outer lid, dampening to some extent enclave deformation. Crystal-poor ($\Phi_s < 50\%$) enclaves may dislocate, generating schlierens at high shear strains, until they completely disaggregate resulting in isolated crystals dispersed in the host (Fig. 15b-6 to -8).

Our experiments did not explore temperatures high enough to produce crystal-poor suspensions, though such a regime has occurred in some part of the samples, owing to higher melt fractions being locally reached, such as in melt pockets or in the crystal-free layer of the interaction zone. Figure 15c illustrates the behaviour expected to happen in such a case, which is obviously the most favourable to efficient mixing.

Fabrics

Measuring the fabric of enclaves is a common way to determine the regime or intensity of the deformation that affected the magma mixture during mixing (e.g., Paterson et al., 2004). Our experiments shed light on some important aspects on the likely timing of magma fabric acquisition. They first clearly show that when a contrast in viscosity exists, only the less viscous member is being deformed, and that the imprint of deformation on the more viscous one is almost null. In all experiments performed in the temperature range 900-1160°C, the fabric of the mafic layers does not show any obvious change in either its orientation or intensity, except close to the contact between end-members in the 1160°C experiment (Fig. 9a). This is again obviously related to the existence of a strong rigid mineral network of the mafic end-member under the explored conditions, in addition to the fact that the felsic host remains at least one order of magnitude less viscous than its mafic companion (Fig. 2). Quite surprisingly, however, the same could be said as deformation conditions are close to, or beyond the threshold for mafic magma disruption discussed above (melt fraction $> 50\%$). Indeed, despite the decrease in strength of mafic material, it does not record in any systematic way the parameters of the applied deformation. Rather, this threshold is above all characterised by the abrupt start of mafic enclave formation. Hence, the experiments confirm the conclusion reached by Scaillet et al. (2000), using phase relationships arguments, that enclave fabrics record dominantly, if no

exclusively, magma deformation prevailing near solidus conditions, during which the viscosity contrast is low, but also the strengths of both materials are high, owing to their high degree of crystallisation.

Chemical effects

The experiments produced a range of compositions, solids or liquid, which broadly form linear trends between the two starting end-members. Deviation from linearity is most easily accounted for by local heterogeneities arising from kinetics effects, and from the vagaries of quench-related effects. One remarkable feature is that, despite the short durations of our experiments, a near complete range of plagioclase compositions was obtained, as a result of plagioclase being stable in both magmas (Fig. 4, 6a, 11). Both crystal melting and growth occur simultaneously, as evidenced by resorption features affecting all minerals and the growth of new plagioclase, pyroxene, and olivine. Hence melt inclusion formation during by mixing may preserve a wide range of liquid compositions.

The static drop quenched experiment shows that olivine with $Mg\# = 75$ is not stable under our experimental conditions. Instead, a rim and new euhedral olivine develop characterized by a higher $Mg\#$ (~85; Fig. 6d). The absence of olivine close to the felsic layers indicates that it is stable in the most mafic parts only. Some high $Mg\#$ (85) pyroxenes were found in similar static experiments, though not presented here. They are located in an intermediate layer, close to the felsic layer, atop an olivine phenocryst. One explanation for the occurrence of such high $Mg\#$ pyroxene and the ones in torsion experiments is that they crystallized from a melt enriched in MgO owing perhaps to locally enhanced olivine melting. Another possibility is that pyroxene grew out of equilibrium producing anomalous, Mg-rich, compositions. In both cases the intriguing observation is that such high- $Mg\#$ pyroxenes have been detected mostly as embedded in the haplotonalitic magma, notably in felsic embayments located at the sample periphery where the strain and strain rate are the highest. The overall process must be indeed relatively fast as few sodic plagioclases crystallized in the embayment and isolated pyroxenes do not had sufficient time to equilibrate with the enclosing haplotonalite, perhaps owing also to the lack of nutrients in the newly surrounding melt (i.e. Fe, Mg). We suggest that this could reflect a sort of chemical quenching.

An important observation of the present study is that, under the investigated conditions, there is no melt coming from the interior or basalt layer being directly ejected into the felsic magma. Indeed, melts produced in the partial melting experiments or in the interior of the mafic layer, are both considerably more mafic than any filament, thin or thick (Fig. 6f). Filament compositions are very similar to melts analysed in the interaction zone of static experiments (Fig. 6e). This chemical argument along with textural features given above, suggest that filaments are most likely stretched remnants of crystal-free/bearing layers or melt pocket documented in the static experiments (c-f and c-b layers; Fig. 15c-1, -2). The interaction zone appears thus to be preferentially mobilized during deformation, together with some plagioclase phenocrysts and, more rarely, pyroxenes, from the immediate underlying basalt. In detail, the interface between the filament and its host may be compositionally either sharp or progressive (Fig. 11d, e) depending on the relative rates of diffusion and strain, as well as elapsed time. An interface is progressive when the diffusion overprints the contacts moulded by deformation (Fig. 4 & 11e). In contrast, a sharp contact occurs when chemical diffusion cannot operate due to fast magma motion, or if the intruding magma is chilled. The stretched inclusion shown in Figure 11d (profile G) illustrates this feature: it is free of sodic plagioclase halo

whereas the surrounding connected larger pieces of mafic magma are enclosed in such a halo. Thus, the filament presented in Figure 11d was probably still stretching when the sample was quenched, leaving a sharp contact. In contrast, the filament with progressive contacts is separated from the main layer by a sodic plagioclase-rich magma (Fig. 11e, profile F). Thus, diffusion operated across the filament in PP176 (Fig. 10e, profile F) before the run was ended, implying that the deformation of this filament was stopped, or at least slowed down, allowing chemical diffusion. The occurrence of the plagioclase halo on one side of the filament (Fig. 11e) may have damped deformation in that region of the sample. Our experiments illustrate that filaments expelled out of the mafic layer or enclave and suffering large strains produce schlierens, layering (Fig. 15c-4), chemically banded magma (Fig. 15c-5), and eventually ends to fully mixed hybrid magma upon repeated folding and stretching (Fig. 15c-6, -7; Perugini et al., 2003).

Comparison with natural observations

The different textures of mingling and mixing produced in our experiments range from crystal to the micro-enclave scale (tens of micrometers to millimeters). Hence, the comparisons below are restricted to studies having documented mixing at a similar scale. We note, however, that various studies have emphasized the fundamental invariant-scale nature (or fractal) of mixing processes (e.g., De Campos et al., 2011; Perugini et al., 2012), which implies that lessons gained from micrometric scales apply to higher scales as well.

Crystals out of equilibrium with their host are very common in nature as borne out by textural features such as resorption, extent of crystallization and zonation (e.g. Sakuyama, 1979, 1984; Bacon, 1986; Nakamura, 1995; Pallister et al., 1996; Venezky & Rutherford, 1997; Miller et al., 1999; Kusc & Floyd, 2001; Holtz et al., 2005; Druitt et al., 2012). Our experiments (Fig. 16a) reproduced these feature, such as, for instance, normal and sieved plagioclase crystals, reverse zoning of biotite and amphibole, zoned augite present in the Saraykent rhyodacite and dacite (Kusc & Floyd, 2001; Fig. 16b).

Enclaves produced in our experiments are smaller than 1 cm and result from the deformation of both starting materials (Fig.15c). Their size and shape are similar to enclaves studied by Pons et al. (2006). They do not resemble decimetric scale swarm enclaves at the front of dyke and arising from breccia-like desegregation of magmas (see Pons et al., 2006; Turnbull et al., 2010 for example). Natural strain-induced enclaves described in the literature are generally larger than a couple of millimeters, but this is likely an observational bias due to the difficulty to observe microscopic enclaves on the field. They display a large variety of size and shape (Armienti et al., 1983; Castro et al., 1990; Turner & Foden, 1996; Civetta et al., 1997; Davi et al., 2010; Fig.16d). Different margins have been observed, from regular, to crenulated, with or without quench aureole (Davi et al., 2010). In a lava flow from Porri Volcano, De Rosa et al. (1996) describe mafic enclave formation in dacitic magma. As shear strain increases, the shape of enclaves evolves from rounded enclaves, banding, boudin-like, and ultimately rolling structures. De Rosa et al. (1996) inferred that a shear strain ranging between 2 and 77 is required to produce such textures. For comparison the stretched inclusion in PP160 (Fig. 11d) was produced at a bulk strain $\gamma = 3.1$, though local strain could probably be significantly higher. Strain resulting in elongation sometimes may eventually break up enclaves, yielding the boudin-like texture (Fig. 15a-7), and schlieren-enclave relationships similar to those described by Barbey et al. (2008).

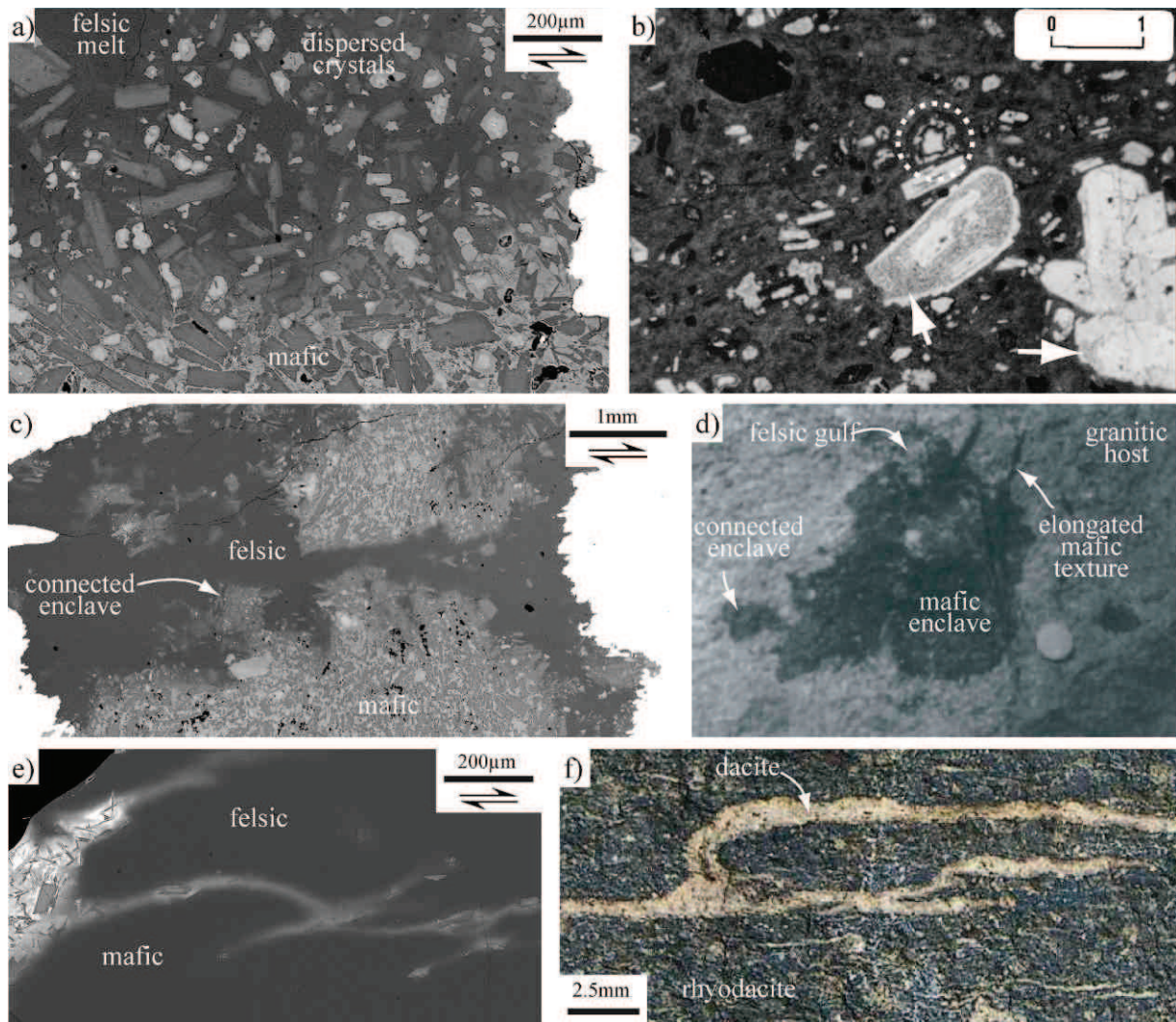


Figure V* 16 : Comparison between natural and experimental mixing features. (a) Dispersed crystals in disequilibrium in haplotonalitic melt produced experimentally. **(b)** Basaltic augite (in the dotted circle) and zoned plagioclase (arrows) in a rhyodacitic magma due to magma mixing (Kuscu & Floyd, 2001). **(c)** Enclaves in PP164 run. **(d)** Mafic digitations and enclave in a granitic host (Turner and Foden, 1996). **(e)** Stretched crossing intermediate layers in the haplotonalitic melt. **(f)** Stretched dacitic layers in a rhyodacite (lava flow from Santorini Volcano, Greece)

As a last illustration of the similarities between our experimental textures and natural observations, Figure 16 shows stretched and folded inclusions of dacite in a rhyodacitic lava flow bloc from Santorini volcano (Fig.16f). The mafic parts still containing crystals were weakly deformed whereas the crystal-free parts were more intensively deformed, folded and stretched. These structures are possibly the initial steps leading to layered volcanic products such as compositionally banded pumice of Lassen Peak (California, Clynne, 1999), Mount Dutton (Miller et al., 1999; Eichelberger et al., 2000), among others, including in plutons (Budduso pluton, Sardinia, Barbey et al., 2008).

CONCLUSION

Torsion experiments conducted on dry haplotonalite and basalt under conditions relevant to natural situations shed light on the conditions required for magma mixing and the development of typical mingling and mixing features commonly observed in magmatic rocks. In accord with previous studies (e.g., Martin et al., 2006a), the crystal content of a magma appears to be a critical parameter controlling its mixing capacities. With the crystal shape ratios characteristic of our starting mafic

material, it appears that a crystal fraction exceeding ~50 % is required to maintain a touching crystal framework which hinders the co-deformation of both end-members and any consequent mixing, the bulk of deformation being essentially concentrated in the less viscous magma. Below this threshold, which happens over a 10°C temperature interval, the mafic magma starts to disrupt producing simultaneous mingling and mixing textures (finger-like pattern, enclaves, stretched filament, intermediate melts and crystals in disequilibrium with their host). The mixing process also results in the crystallization of crystals showing normal (plagioclase) and reverse (olivine, pyroxene) zoning patterns. Generally, a particular texture is not linked to a specific deformation parameter such as strain rate or amount of deformation, except for the case of melt filaments that developed at the highest strain rates investigated. The threshold established in this study is by no means universal: it will depend, as already stressed, on the average particle axial ratio of the suspension being strained, but also on the possible occurrence of bubbles (Martin et al., 2006a), hence on the volatile content of the magmas prior to mixing. Therefore, additional studies such as the present one are required before a comprehensive model of magma mixing can be proposed. A companion paper (Laumonier et al., submitted) focuses on the effect of water on magma mixing using the same approach.

FUNDING

This work was supported by the French Agence National de Recherche [ANR-08CEA080 to B. S].

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper is a part of ML's PhD. The authors are grateful to T. Druitt for help on the field and J. Andújar for basalt sampling and discussion. We thank I. Di Carlo for help in EMP analyses and M. Drignon for the Santorini basalt characterization.

REFERENCES CITED

- | | |
|---|---|
| <p>Albertz, M., Paterson, S.R., Okaya, D. (2005). Fast strain rates pluton emplacement: Magmatically folded leucocratic dikes in aureoles of the Mount Stuart Batholith, Washington, and the Tuolumne Intrusive Suite, California, <i>Geological Society of America Bulletin</i> 117, 450-465.</p> <p>Anderson, A.T. (1976). Magma mixing: petrological process and volcanological tool, <i>Journal of Volcanology and Geothermal Research</i> 1, 3-33, doi:10.1016/0377-0273(76)90016-0.</p> <p>Andújar, J., Scaillet, B., Druitt, T.H., Pichavant, M. (in preparation for <i>Journal of Petrology</i>). Differentiation conditions of a basaltic magma from Santorini and its bearing on basaltic-andesite to andesitic magma production.</p> | <p>Appel, P.W.U., Polat, A., Frei, R. (2009). Dacitic ocelli in mafic lavas, 3.8-3.7 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for partial melting of oceanic crust and magma mixing. <i>Chemical Geology</i> 258, 105-124, doi:10.1016/j.chemgeo.2008.09.011.</p> <p>Armienti, P., Barberi, F., Bizouard, H., Clocchiatti, R., Innocenti, F., Metrich, N., Rosi, M., Sbrana, A. (1983). The phlegraean fields: Magma evolution within a shallow chamber. <i>Journal of Volcanology and Geothermal Research</i> 17 (1-4), 289-311, DOI: 10.1016/0377-0273(83)90073-2.</p> <p>Arzi, A.A. (1978). Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. <i>Tectonophysics</i> 44, 173-184.</p> |
|---|---|

- Bacon, C. R. (1986). Magmatic Inclusions in Silicic and Intermediate Volcanic Rocks. *Journal of Geophysical Research* **91** (B6), 6091–6112, doi:10.1029/JB091iB06p06091.
- Barbarin, B. (2005). Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* **80**, 155-177.
- Barbey, P., Gasquet, D., Pin, C., Bourgeix, A.L. (2008). Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: The Budduso pluton (Sardinia). *Lithos* **104**, 147-163.
- Bergantz, G.W. (2000). On the dynamics of magma mixing by reintrusion: implication for pluton assembly processes. *Journal of Structural Geology* **22**, 1297-1309.
- Blake, S. (1984). Magma mixing and hybridization processes at the alkalic, silicic, Torfajokull central volcano triggered by tholeiitic Veidivotn fissuring, south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **22** (1-2), 1-31, DOI: 10.1016/0377-0273(84)90033-7.
- Blake, S., Ivey, G.N. (1986). Magma-mixing and the dynamics of withdrawal from stratified reservoirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **27** (1-2), 153-178, DOI: 10.1016/0377-0273(86)90084-3.
- Browne, B.L., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, T.A., Uto, K., Hoshizumi, H. (2006). Magma mingling as indicated by texture and Sr / Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen volcano, SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **154** (1-2) 103-116, DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2005.09.022.
- Castro, A., De La Rosa, J.D., Stephens, W.E. (1990). Magma mixing in the subvolcanic environment: petrology of the Gerena interaction zone near Seville, Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **106**, 9-26, Doi:10.1007/BF00306405.
- Civetta, L., Galati, R., Santacroce, R. (1991). Magma mixing and convective compositional layering within the Vesuvius magma chamber. *Bulletin of Volcanology* **53** (4), 287-300, DOI: 10.1007/BF00414525.
- Civetta, L., Orsi, G., Pappalardo, L., Fisher, R.V., Heiken, G., Ort, M. (1997). Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes--the Campanian ignimbrite, Campi Flegrei Caldera, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **75**, 183–219, doi:10.1016/S0377-0273(96)00027-3.
- Clynne, M.A. (1999). A Complex Magma Mixing Origin for Rocks Erupted in 1915, Lassen Peak, California. *Journal of Petrology* **40** (1), 105-132, doi: 10.1093/petroj/40.1.105.
- Coombs, M.C., Eichelberger, J.C., Rutherford, M.J. (2002). Experimental and textural constraints in mafic enclave formation in volcanic rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **119**, 125-144, doi:10.1016/S0377-0273(02)00309-8.
- Davi, M., De Rosa, R., Holtz, F. (2010). Mafic enclaves in the rhyolitic products of Lipari historical eruptions; relationships with the coeval Vulcano magmas (Aeolian Islands, Italy). *Bulletin of Volcanology* **72** (8), 991-1008, DOI: 10.1007/s00445-010-0376-5.
- De Campos, C.P., Dingwell, D.B., Perugini, D., Civetta, L., Fehr, T.K. (2008). Heterogeneities in magma chambers: Insights from the behavior of major and minor elements during mixing experiments with natural alkaline melts. *Chemical Geology* **256**, 131-145.
- De Campos, C.P., Perugini, D., Ertel-Ingrisch, W., Dingwell, D.B., Poli, G. (2011). Enhancement of magma mixing efficiency by chaotic dynamics :an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **161**, 863-881.
- De Rosa, R., Mazzuoli, R., Ventura, G. (1996). Relationships between deformation and mixing processes in lava flows: a case study from Salina (Aeolian Islands, Tyrrhenian Sea). *Bulletin of Volcanology* **58**, 286-297, DOI: 10.1007/s004450050140.
- De Rosa, R., Donato, P., Ventura, G. (2002). Fractal analysis of mingled/mixed magmas: an example from the Upper Pollara eruption (Salina Island, southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Lithos* **65**, 299-311.
- Di Carlo, I., Pichavant, M., Rotolo, S.G., Scaillet, B. (2006). Experimental crystallization of a high-K arc

- basalt: The golden pumice, Stromboli volcano (Italy). *Journal of Petrology* **47**, 1317-1343.
- Dokukina, K.A., Konilov, A.N., Kaulina, T.V., Vladimirov, V.G. (2010). Interaction between mafic and felsic magmas in subvolcanic environment (Tastau igneous complex, eastern Kazakhstan). *Russian Geology and Geophysics* **51**(6), 625-643, DOI: 10.1016/j.rgg.2010.05.004.
- Druitt, T.H., Edwards, L., Mellors, R.M., Pyle, D.M., Sparks, R.S.J., Lanphere, M., Davies, M., Barriero, B. (1999). Santorini Volcano. *Journal of Geological Society of London*, Memoir 19, pp165.
- Druitt, T.H., Costa, F., Deloule, E., Dungan, M., Scaillet, B. (2012). Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano., *Nature* **482**, 77-80.
- Eichelberger, J.C. (1980). Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature* **288**, 446-450.
- Eichelberger, J.C., Izbekov, P. (2000). Eruption of andesite triggered by dike injection: Contrasting cases at Karymsky Volcano, Kamchatka and Mount Katmai, Alaska. *Royal society of London Philosophical transactions*, ser. A, v. **358**, 1465-1485.
- Eichelberger, J.C. (2010). Messy magma mixtures. *Nature Geoscience* **3**, 593-594, doi:10.1038/ngeo951.
- Erdmann, S., Scaillet, B., Kellet, A. (2012). Textures of peritectic crystals as guides to reactive minerals in magmatic systems: new insights from melting experiments. *Journal of Petrology* **53**, 2231-2258.
- Ghiorso, M. S., Sack, R. O. (1995). Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes. IV. A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated Temperatures and Pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **119**, 197-212
- Giordano, D., Russell, J.K., and Dingwell, D.B. (2008). Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters* **271** (1-4), 123-134, doi: 10.1016/j.epsl.2008.03.038.
- Holloway, J.R., Dixon, J.E., Pawley, A.R. (1992). An internally heated, rapid quench, high pressure vessel. *American Mineralogist* **77**, 643-646.
- 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 preeruptive conditions. *Journal of Petrology* **46**, 319-337, doi: 10.1093/petrology/egh077.
- Huppert, H.E., Stephen, R., Sparks, R.S.J., Turner, J.S. (1984). Some effects of viscosity on the dynamics of replenished magma chambers. *Journal of Geophysical Letter* **89** (B8), 6857-6877, doi:10.1029/JB089iB08p06857.
- Jellinek, M., Kerr, R.C. (1999). Mixing and compositional stratification produced by natural convection, 2. Applications to the differentiation of basaltic and silicic magma chambers and komatiites lava flows. *Journal of Geophysical Research* **104**, 7203-7218.
- Kent, A.J.R., Darr, C., Koleszar, A.M., Salisbury, M.J., Cooper, K.M. (2010). Preferential eruption of andesitic magmas through recharge filtering. *Nature Geoscience* **3**, 631-636.
- Kouchi, A., Sunagawa, I. (1982). Experimental study of mixing of basaltic and dacitic magmas., *Science Reports of the Tohoku University*, ser. 3, vol. **15**, 163-175.
- Kouchi, A., Sunagawa, I. (1985). A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **89**, 17-23, DOI: 10.1007/BF01177586.
- Koyaguchi, T., Blake, S. (1989). The dynamics of magma mixing in a rising magma batch. *Bulletin of Volcanology* **52**, 127-137, DOI: 10.1007/BF00301552.
- Kuscu, G.G., Floyd, P.A. (2001). Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the saraykent volcanics. *Lithos* **56**, 207-230, doi:10.1016/S0024-4937(00)00051-7.
- La Felice, S., Landi, P. (2011). The 2009 paroxysmal explosions at Strombolie (Italy): magma mixing and eruption dynamics. *Bulletin of Volcanology* **73**, 1147-1154.

- Lange, R.A., Carmichael, I.S.E. (1990). Thermodynamics properties of silicate liquids with emphasis on density, thermal expansion and compressibility, in *Modern Methods in igneous petrology: understanding magmatic processes*, Rev. Mineral. 24, edited by J. Nicholls and J.K. Russell, 25-64, Mineral Society of America, Washington D.C.
- Laumonier, M., Scaillet, B., Arbaret, L., Andújar, J., Champallier, R. (submitted to *Journal of Petrology*). Experimental mixing of hydrous crystal-bearing magmas.
- Launeau, P. (2004). Mise en évidence des écoulements magmatiques par analyse d'image 2-D des distributions 3-D d'Orientations Préférentielles de Forme. *Bulletin de la Société Géologique de France* **175**, 331-350. (« Magmatic flows brought to light by 2-D image analysis of the distribution of 3-D Shape Preferred Orientation »).
- Mandeville, C.W., Carey, S., Sigurdsson, H. (1996). Magma mixing, fractional crystallization and volatile degassing during the 1883 eruption of Krakatau volcano, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **74** (3-4), 243-274, DOI: 10.1016/S0377-0273(96)00060-1.
- Martel, C., Ali, A.R., Poussineau, S., Gourgaud, A., Pichavant, M. (2006). Basalt-inherited microlites in silici magmas: Evidence from Mount Pelée (Martinique, French West Indies). *Geology* **34**, 905-908.
- Martel, C., Poussineau, S. (2007). Diversity of eruptive styles inferred from the microlites of Mt Pelée andesite (Martinique, Lesser Antilles). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **166**, 233-254.
- Martin, V.M., Holness, M.B., Pyle, D.M. (2006a). The role of crystal frameworks in the preservation of enclaves during magma mixing. *Earth and Planetary Science Letters* **248**, 787-799.
- Martin, V.M., Holness, M.B., Pyle, D.M. (2006b). Textural analysis of magmatic enclaves from the Kameni Islands, Santorini, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **154** (1-2), 89-102, DOI:10.1016/j.jvolgeores.2005.09.021.
- McKenzie, D. (1984). The generation and compaction of partially molten rock. *Journal of Petrology* **25**, 713-764.
- Miller, T.P., Chertkoff, D.G., Eichelberger, J.C., Coombs, M.L. (1999). Mount Dutton Volcano, Alaska: Aleutian Arc analog to Unzen volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **89**, 275-302.
- Nakamura, M. (1995). Continuous mixing of crystal mush and replenished magma in the ongoing Unzen eruption. *Geology* **23**, 807-810, doi: 10.1130/0091-7613.
- Nicholls, I. A. (1971). Petrology of Santorini Volcano, Cyclades, Greece. *Journal of Petrology* **12** (1), 67-11
- Pal, T., Mitra, S.K., Sengupta, S., Katari, A., Bandopadhyay, P.C., Bhattacharya, A.K. (2007). Dacite-andesite of Narcondam volcano in the Andaman sea – An imprint of magma mixing in the inner arc of the Andaman-Java subduction system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **168**, 93-113, doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.08.005.
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P., Meeker, G.P., Knight, R.J., and Siems, D.F. (1996). Magma mixing at Mount Pinatubo: Petrographic and chemical evidence from 1991 deposits, in Newhall, C., and Punongbayan, R., eds., *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo: Quezon City, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, and Seattle, University of Washington Press*, 687-732.
- Paterson, M., Olgaard, D. (2000). Rock deformation tests to large shear stress in torsion. *Journal of Structural Geology* **22**, 1341-1358, doi:10.1016/S0191-8141(00)00042-0.
- Paterson, S.R., Pignotta, G.S., Vernon, R.H. (2004). The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations. *Journal of Structural Geology* **26**, 1465-1481.
- Perugini, D., Busa, T., Poli, G., Nazzareni, S. (2003). The role of chaotic dynamics and flow fields in the development of disequilibrium textures in volcanic rocks. *Journal of Petrology* **44**, 733-756.
- Perugini, D., Ventura, G., Petrelli, M., Poli, G. (2004). Kinematic significance of morphological

- p>structures generated by mixing of magmas: a case study from Salina Island (Southern Italy).
- Earth and Planetary Science Letters*
- 222**
- , 1051-1066, doi:10.1016/j.epsl.2004.03.038.
- Perugini, D., Poli, G. (2005). Visous fingering during replenishment of felsic magma chambers by continuous inputs of mafic magmas: Field evidence and flui-mechanics experiments. *Geology* **33**, 5-8.
- Perugini, D., Poli, G. (2012). The mixing of magmas in plutonic and volcanic environment: Analogies and differences. *Lithos*, DOI:10.1016/j.lithos.2012.02.002.
- Petford, N. (1996). Dykes or diapirs? *Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Sciences* **87**, 105-114.
- Pin, C., Binon, M., Belin, J.M., Barbarin, B., Clemens, J.D. (1990). Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sr-Nd evidence from Hercynian rocks in the Massif Central (France). *Journal of Geophysical Research* **95** (B11), 17 821:17828.
- Philpotts, A.R., Shi, J., Brustman, C. (1998). Role of plagioclase crystal chains in the differentiation of partly crystallized basaltic magma. *Nature* **395**, 343-346.
- Picard, D. (2009). HP-HT deformation of silicic magmas: experimental constraints on the structural evolution and the rheological threshold at middle and high crystallinities, PhD thesis, University of Orleans (FR), pp.334.
- Picard, D., Arbaret, L., Picahvant, M., Champallier, R., Launeau, P. (2011). Rheology and microstructures of experimentally plagioclase suspensions. *Geology* **39**, 747-750.
- Pons, J., Barbey, P., Nachit, H., Burg, J.P. (2006). Development of Igneous layering during growth of pluton: the Tarçouate Laccolith (Morocco). *Tectonophysics* **413**, 271-286.
- Roscoe, R. (1952). The viscosity of suspensions of rigid spheres. *British Journal of Applied Physics* **3**, p267-269.
- Rosenberg, C.L., Handy, M.R. (2005). Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *Journal of Metamorphic Geology* **23**, 19-28.
- Ruprecht, P., Bachmann, O. (2010). Pre-eruptive reheating during magma mixing at Quizapu volcano and the implications for the explosiveness of silicic arc volcano. *Geology* **38** (10), 919-922, doi:10.1130/G31110.1.
- Sakuyama, M. (1979). Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *Journal of volcanology and Geothermal research* **5**, 179-208, doi:10.1016/0377-0273(79)90040-4.
- Sakuyama, M. (1984). Magma mixing and magma plumbing system in island arc. *Bulletin of Volcanology* **47** (4), 685-703, DOI: 10.1007/BF01952339.
- Sato, E., Sato, H. (2009). Study of effect of magma pocket on mixing of two magmas with different viscosities and densities by analogue experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **181**, 115-123, doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.01.005.
- Scaillet, B., Whittington, A., Martel, C., Picahvant, M., Holtz, F. (2000). Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas with implications for mafic-silicic mixing processes. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: earth Sciences* **91**, 61-72.
- Smith, J.V. (2000). Structures on interfaces of mingled magmas, Stewart Island, New Zealand. *Journal of Structural Geology* **22**, 123-133, doi:10.1016/S0191-8141(99)00139-X.
- Sparks, S.R.J., Sigurdsson, H., and Wilson, L. (1977). Magma mixing: A mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature* **267** (5609) 315-318, doi: 10.1038/267315a0.
- Sparks, R.S.J., Marshall, L.A. (1986). Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **29**, 99-124, doi:10.1016/0377-0273(86)90041-7.
- Turnbull, R., Weaver, S., Tulloch, A., Cole, J., Handler, M., Ireland, T. (2010). Field and Geochemical Constraints on Mafic-Felsic Interactions, and Processes in High-level Arc Magma Chambers: an Example from the Halfmoon

- Pluton, New Zealand. *Journal of Petrology* **51**, 1477-1505.
- Turner, S., Foden, J. (1996). Magma mingling in late-Delamerian A-type granites at Mannum, South Australia. *Mineralogy and Petrology* **56**, 147-169.
- Van der Laan, S.R., Wyllie, P.J. (1993). Experimental interaction of granitic and basaltic magmas and implications for mafic enclaves. *Journal of Petrology* **34**, 491-517.
- Van der Molen, I., Paterson, M.S. (1978). Experimental deformation of partially granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **70**, 299-318.
- Venezky, D.Y., Rutherford, M.J. (1997). Preeruption conditions and timing of dacite-andesite magma mixing in the 2.2 ka eruption at Mount Rainier. *Journal of Geophysical Research* **102** (B9), 20,069-20,086, doi:10.1029/97JB01590
- Vigneresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M. (1996). Rheological transition during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology* **37**, 1579-1600.
- Wiebe, R.A. (1996). Mafic-silicic layered intrusions: The role of basaltic injections on magmatic processes and the evolution of silicic chambers. *Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Sciences* **87**, 233-242.
- Williams, Q., Tobisch, O.T. (1992). Microgranitic enclave shapes and magmatic strain histories: Constraints from drop deformation theory. *Journal of Geophysical Research* **99**, B12, 24359-24368.
- Woods, A.W., Cowan, A. (2009). Magma mixing triggered during volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters* **288** (1-2) 132-137, DOI: 10.1016/j.epsl.2009.09.015.
- Zhang, Y., Walker, D., Leshner, C.E. (1989). Diffusive crystal dissolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **102**, 492-513

2.2. Textures supplémentaires

Les textures de mélanges produites lors des expériences sur les magmas secs sont trop nombreuses pour être toutes présentées. Quelques unes seulement figurent dans l'article présenté ci-dessus, et 4 autres viennent compléter les observations discutées dans l'article.

2.2.1. Surface de décollement

Une section [xz] issue de PP157 montre le disque $\beta 4$ déformé, dont le contact avec p3 est lobé (Fig. V-15). Le sommet du disque basaltique inférieur est composé d'un morceau de magma basique partiellement séparé du reste du disque par des zones d'haplotonalite cristallisée, de verre intermédiaire comportant des cristaux, chevauchant un cristal millimétrique de plagioclase. En admettant que le mégacristal de plagioclase est suffisamment plus visqueux que les suspensions magmatiques basiques ou évoluées pour agir comme un solide, et que la déformation se répartisse de manière homogène, le cristal ne peut accommoder la déformation que par rotation. De plus, la taille de l'objet est si grande comparée aux plagioclases du basalte (100 à 200 μm) qu'il ne prend pas part dans la charpente cristalline. En conséquence, la surface du cristal soumis à la rotation agit comme une surface de décollement et crée une fragilité dans la charpente cristalline du basalte (Fig. V-15).

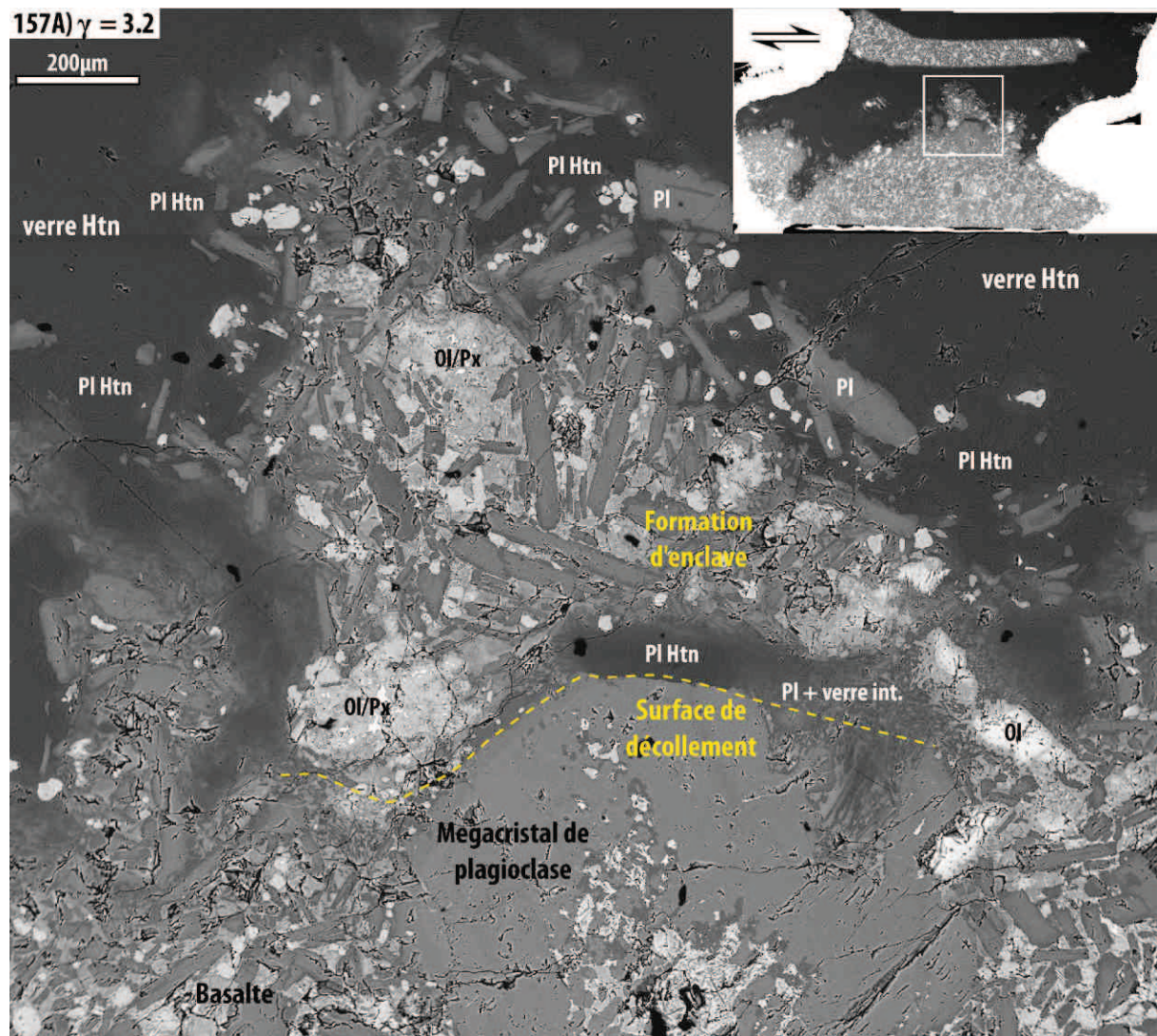


Figure V- 15 : image MEB de la surface de décollement le long du mégacristal de plagioclase, favorisant la création d'une enclave. Abréviations identiques aux figures précédentes.

La parcelle de magmas sus-jacente est interprétée comme les prémices d'une enclave, dont la formation a été avortée. Il est probable qu'une déformation légèrement plus intense aurait complètement isolé cette portion de magma, créant ainsi une enclave telle qu'observée dans une section de PP164 (voir Fig. 11b de l'article). Il s'agit d'un autre mécanisme à l'origine de la formation d'enclave, à l'échelle millimétrique dans ce cas d'étude.

2.2.2. Préservation d'enclave

Une fois l'enclave séparée du disque, sa charpente cristalline peut la préserver de la dislocation. Les enclaves créées lors de PP164 et montrées dans l'article sont probablement en train de se rompre. L'observation à la base de cette hypothèse est la présence de 3 (voire davantage) enclaves dans un espace réduit, et dont les formes sont irrégulières. Ainsi, les morceaux de magma basique isolés ne formaient peut-être qu'un ensemble unique avant d'être séparés, laissant ces formes éclatées, qui offrent une grande surface de contact avec l'haplotonalite. Un autre phénomène peut également préserver une enclave.

Un exemple est présenté en Figure V-16 où un morceau de magma basique, à peine rattaché au disque principal, est composé de plagioclases calciques dont la charpente est limitée du fait de leur densité et de leur orientation (pas d'observation en 3D). Juste en dessous, un plagioclase se retrouve isolé et une autre enclave apparaît étirée, en voie de rupture. A l'inverse de ces objets, l'enclave comportant des plagioclases calciques est ceinturée par un halo de plagioclases sodiques ayant cristallisé au contact de l'haplotonalite. Ce halo semble maintenir l'enclave et la préserver de l'étirement et de la dislocation tels qu'observés 250 μm plus bas. Il ne s'agit pas d'une charpente interne, mais externe à l'enclave.

2.2.3. Anastomose de filament

Les filaments présentés dans l'article sont interprétés comme étant le résultat d'une bande pauvre en cristaux ayant été étirée. D'autres exemples, à géométrie plus complexe, ont été observés dans l'échantillon suivant PP176, et l'un d'eux est détaillé dans ce paragraphe (Fig. V-17). Outre les 2 disques $\beta 2$ et $\beta 4$ reconnaissables, des morceaux de magma basique se situent dans le disque haplotonalitique $p3$. La section laisse apparaître des segments de la chemise alignés selon une invagination. Les morceaux de magma basique sont situés près de la chemise, si ce n'est contre. L'un d'entre eux est connecté avec le disque $\beta 4$ par une anastomose de filaments de diverses épaisseurs (comprises entre quelques μm et 300 μm) plus ou moins riches en cristaux. Les filaments isolent (dans la section observée) des poches d'haplotonalite dont certaines sont cristallisées (plagioclases sodiques). Parmi les filaments, certains sont presque vierges de tout cristal, d'autres comprennent des plagioclases relativement petits et sombres et du verre intermédiaire. Dans les filaments les plus épais se trouvent de larges plagioclases calciques issus du basalte, de petits plagioclases plus sodiques cristallisant dans les liquides intermédiaires, quelques pyroxènes et du verre de composition variée.

Les filaments des expériences PP176 et PP160 ont été redessinés afin de mieux distinguer leurs formes respectives (Fig. V-17). L'anastomose de filaments créée lors de PP176 semble provenir du centre du disque $\beta 4$. Il n'est pas facile d'y reconnaître une texture correspondant à l'étirement. Il s'agit peut-être d'un processus avancé de dilacération de magma basique (couche ou enclave). En revanche, le filament créé lors de PP160 semble être l'étirement de tout le disque $\beta 2$, sans se rompre.

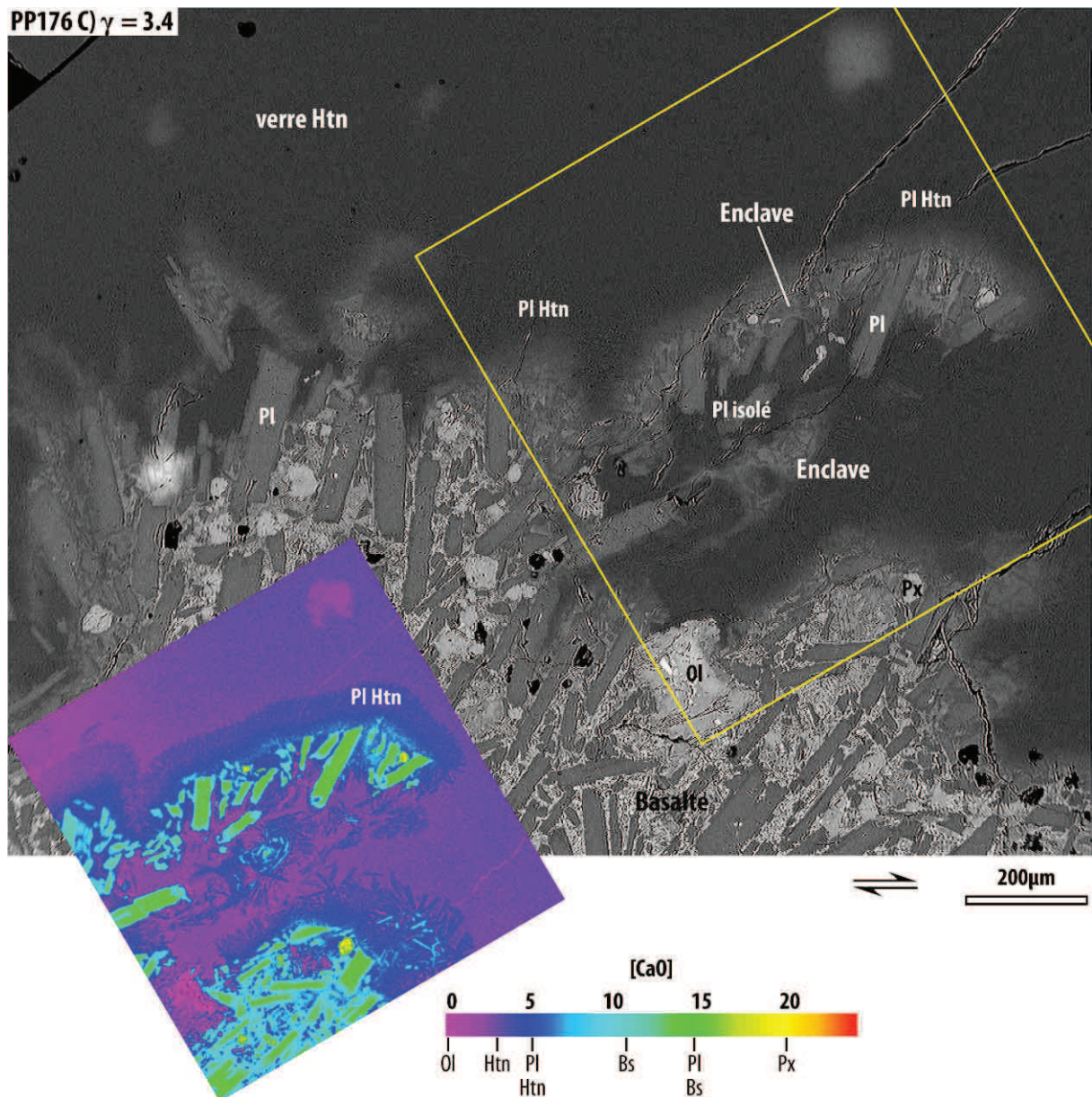


Figure V- 16 : image MEB et cartographie chimique du CaO montrant la préservation d'une enclave grâce à la ceinture de cristaux de plagioclase (voir aussi annexe B).

2.2.4. Cristaux isolés/partiellement isolés

De nombreux cristaux provenant du basalte sont retrouvés, après déformation, isolés dans le verre haplotonalitique (Fig. V-18A). Ces cristaux, lorsqu'ils sont proches des enclaves peuvent provenir de leur dislocation. Les cristaux isolés, fréquemment présents dans des golfes de verre haplotonalitique ne peuvent pas tous avoir la même origine (Fig. V-18B). La plupart du temps, ils sont directement en contact avec l'haplotonalite, mais l'exemple présenté ici montre qu'un liquide intermédiaire est parfois présent localement. Leur composition chimique, détaillée dans l'article, indique clairement qu'ils ont cristallisé dans un liquide basique. C'est ensuite que le liquide basique a été (partiellement) remplacé, laissant suffisamment de temps au liquide haplotonalitique pour cristalliser des plagioclases sodiques.

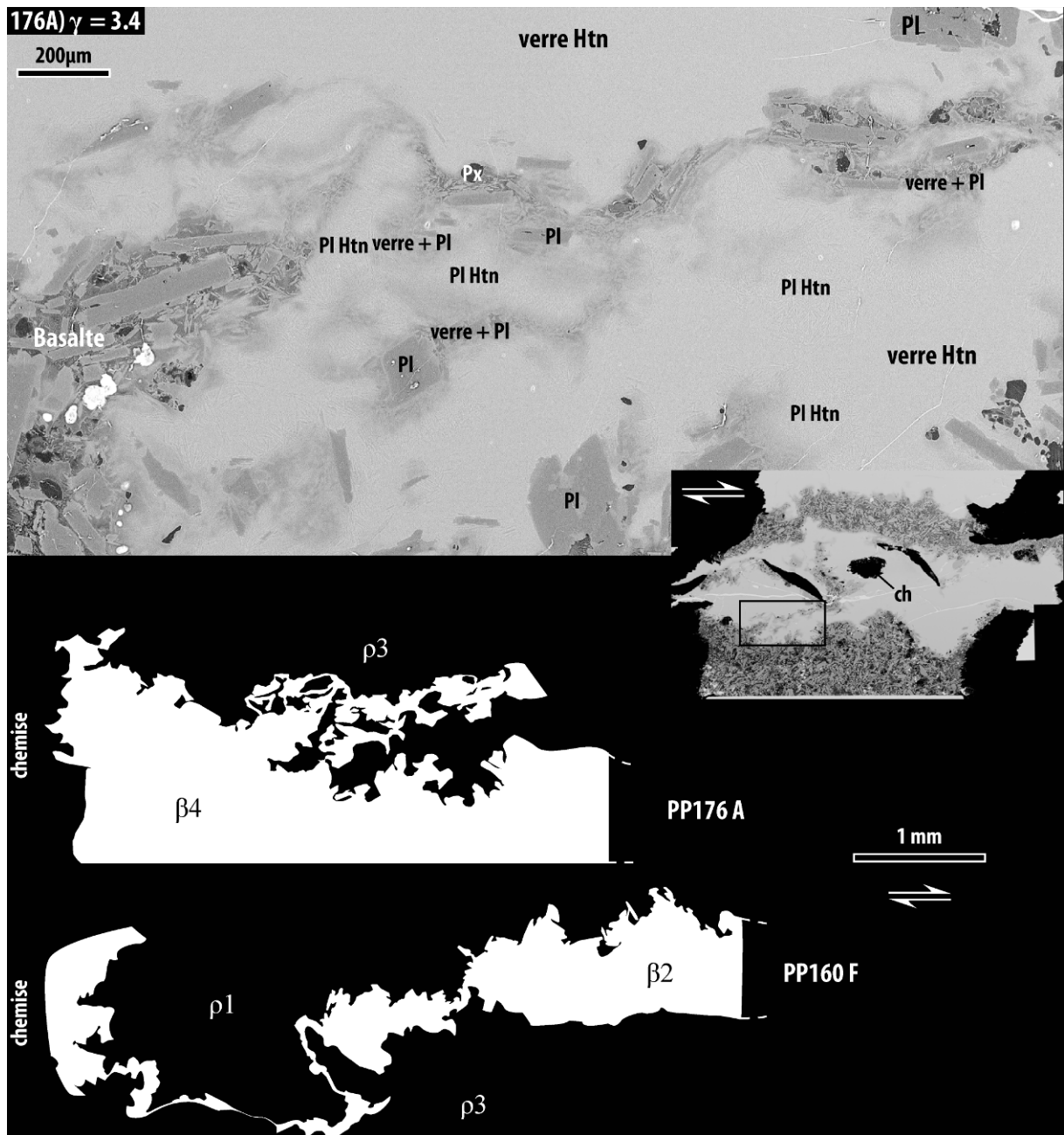


Figure V- 17 : image MEB de l'anastomose de filaments développée lors de l'expérience PP176 (Ch = chemise). Elle est redessinée et comparée au filament unique produit lors de l'expérience PP160.

Pour obtenir une telle texture, 2 hypothèses existent : soit le liquide basaltique est « dissout » dans le verre évolué, soit il est extrait par pression différentielle. La première hypothèse est peu probable ; la dislocation d'une enclave, même intense, laisserait des témoins comme par exemple la contamination en fer. Or, les cristaux sont souvent entourés par du liquide haplotonalitique « pur ». La 2nde hypothèse sous-entend le remplacement du liquide basique par celui de l'haplotonalite, en laissant tout ou partie de la charpente cristalline. Le liquide serait soit tracté suite à une dépression relative dans le disque de basalte, soit poussé par l'haplotonalite. Quelque soit le mécanisme de remplacement, les golfes renfermant ce genre de textures sont essentiellement proches de la chemise, à la périphérie de l'échantillon où la quantité et la vitesse de déformation sont les plus importantes. La fraction de plagioclase a été déterminée sur une section après PP164 (Fig. V-19). Seuls les plagioclases supérieurs à 50 μm de long (phénocristaux) ont été considérés ; de nombreux pyroxènes et petits plagioclases font partie de la phase de trempe et ne reflètent ni la fraction, ni la fabrique cristalline. La fraction

cristalline moyenne sur la section vaut 28 %. Elle est la plus forte au centre du disque β_4 , jusqu'à 34 % en volume (soit +6 %), et la partie inférieure de l'échantillon possède une fraction plus faible, 22 à 24 % en volume (soit -4 à -6 %). Le sommet du disque en contact avec l'haplotonalite est proche de la moyenne. Lors de la déformation de l'échantillon, il est possible que des gradients de pressions soient générés par la transmission de la torsion du piston à l'échantillon, ou par la déformation partielle ou élastique de la charpente cristalline. Le liquide étant la phase la plus facile à remobiliser, il vient rééquilibrer la différence de pression locale. Cet argument est appuyé par l'orientation de la fabrique de plagioclases : les phénocristaux de plagioclases forment une fabrique inclinée sur les cotés de la section (41 et -28°) devenant verticale vers le centre (Fig. V-19). Cette fabrique est en accord avec la

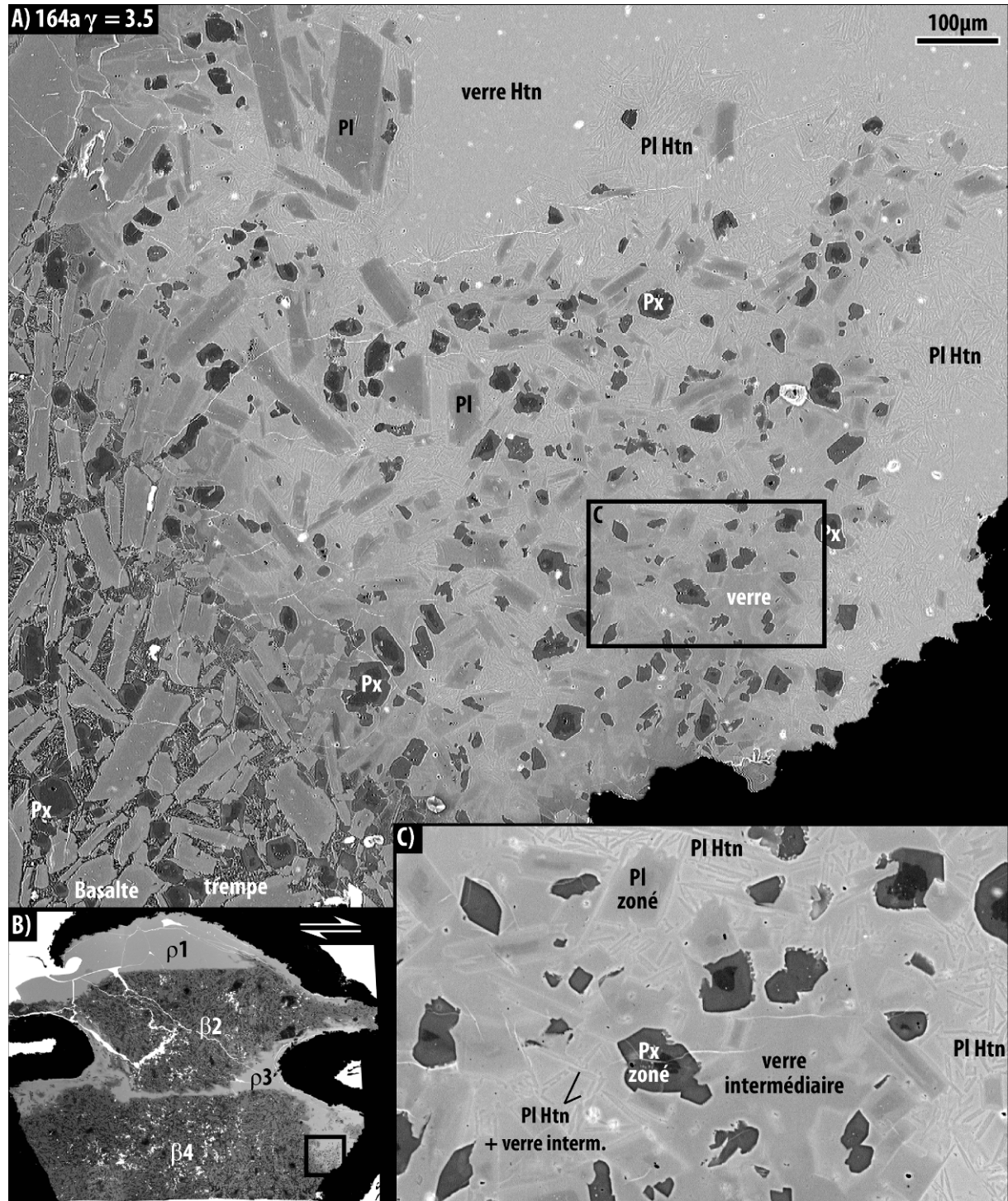


Figure V- 18 : image MEB montrant les cristaux isolés du magma basique parent, dans un golfe de verre haplotonalitique proche du bord de l'échantillon.

variation de l'épaisseur du disque de basalte qui induit forcément un réajustement de la charpente. Le liquide remobilisé par pression différentielle est interprété comme issu de la périphérie de l'échantillon, et responsable de la formation des cristaux isolés. Quelques zones de liquides entourant les cristaux sont intermédiaires, et témoignent du mélange entre les 2 liquides. Cependant, l'essentiel est haplotalitique, et marque l'immiscibilité des 2 magmas suite à ce processus. Toutefois, certains plagioclases sodiques typiques de la cristallisation de l'haplotalite sont observés dans le liquide intermédiaire (Fig. V-18C). Par conséquent, la cristallisation de l'haplotalite semble avoir démarré avant le processus de remplacement du verre basique.

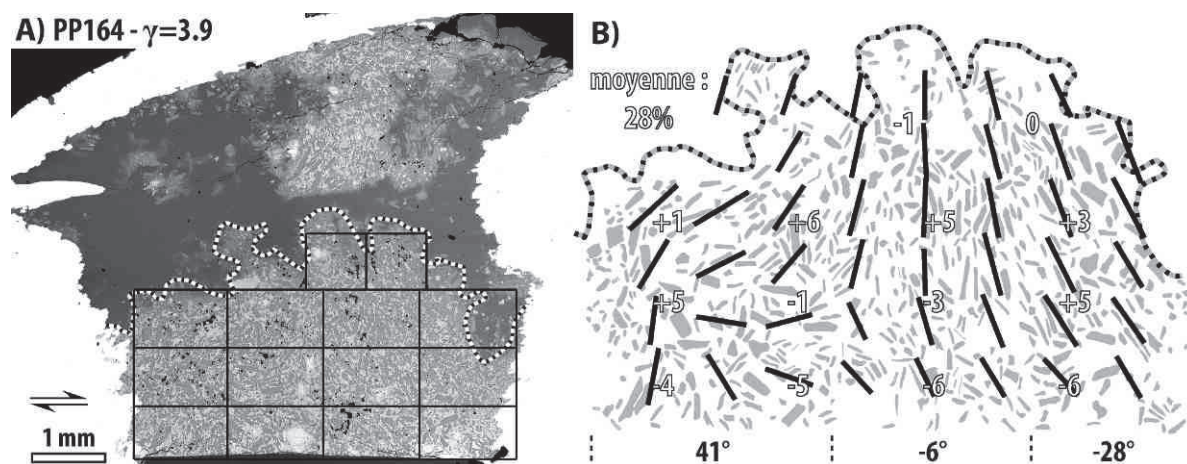


Figure V- 19 : image MEB d'une section [xz] après PP164 (A) et orientation et fraction relative de plagioclase dans la couche β_4 de cette section (B).

3. GEOMETRIES PARTICULIERES

Les principales caractéristiques des 3 expériences à géométrie particulière sont regroupées dans le Tableau V-4.

Géométrie	N°exp. (chimie : fer)	matériau	diamètre externe (mm)	diamètre interne (mm)	longueur (mm)	T°C	γ total	$\dot{\gamma}$ (s ⁻¹)
demi cylindres	PP288	Htn & Basalte	14.88 - 14.96	0	7.01	1170*	1.1	3.1E-04
	PP291	Htn & Basalte	14.92 - 14.94	0	7.51	1200	0.7	4.5E-04
cylindre emboîtés	PP151	Htn	14.93	10.01	9.83	1200	1.3	6.7E-04
		basalte	9.98	0				

Tableau V- 4 : principales caractéristiques des expériences menées sur des échantillons avec une géométrie particulière. *température mal contrôlée au cours de l'expérience (voir texte).

3.1. Demi cylindres accolés

Chaque échantillon a été minutieusement préparé selon le protocole présenté dans le chapitre « Méthodes expérimentales et techniques analytiques ». La variation du diamètre provient de la différence entre les 2 pièces de matériaux différents. Concernant l'échantillon de l'expérience PP288, il y a moins de 6 centièmes de millimètre d'écart sur le premier échantillon (~0.4 % du diamètre), ce qui correspond à un désaxement de l'interface entre les 2 matériaux de moins de 3 centièmes. L'échantillon a été pressurisé, puis chauffé. Une durée de 1h a été respectée pour homogénéiser la température dans le four, et permettre à l'échantillon de réagir. Puis l'échantillon a été déformé à la vitesse $\dot{\gamma} = 3 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. L'expérience fut initialement perturbée par la perte de la lecture du

thermocouple, entraînant l'arrêt du four. Ce dernier fut relancé, mais la température a chuté jusqu'à $\sim 1120^\circ\text{C}$ (déterminée par lecture de pression). Après retour à $1170 < T < 1179^\circ\text{C}$ (lectures pression et ponctuellement du thermocouple), puis 45 minutes d'équilibration, la torsion fut à nouveau appliquée jusqu'à la fin de l'expérience, atteignant une déformation finie $\gamma = 1.1$. L'échantillon a ainsi subi des variations de température importante, même si la majorité de la déformation a eu lieu à température contrôlée ($\pm 9^\circ\text{C}$). Compte tenu de l'importance de la température sur la fraction cristalline (en particulier entre 1160 et 1170°C , Cf. article précédent), l'exploitation de cette expérience est forcément sujette à caution. La seconde expérience (PP291), quant à elle, s'est déroulée dans les conditions habituelles. La déformation de l'échantillon a duré 50 minutes, faisant suite à une durée en conditions de 1h.

3.1.1. Etat de l'échantillon après déformation

Lors de la première expérience, PP288, la chemise a percé et une partie de l'échantillon a été extrudé. Refroidi, le magma a adhéré à la céramique du four. L'extraction forcée de la colonne a déchiré davantage la chemise rompant l'échantillon en 2 (Fig. V-20A). Près du piston supérieur, il est possible de reconnaître le contact entre les 2 demi cylindres. Le contact est rectiligne, y compris vers la périphérie. Cependant, le positionnement des deux moitiés de colonne, la perte d'une partie du volume de l'échantillon et la mauvaise contrainte sur la mesure de la température empêche l'exploitation de cette expérience.

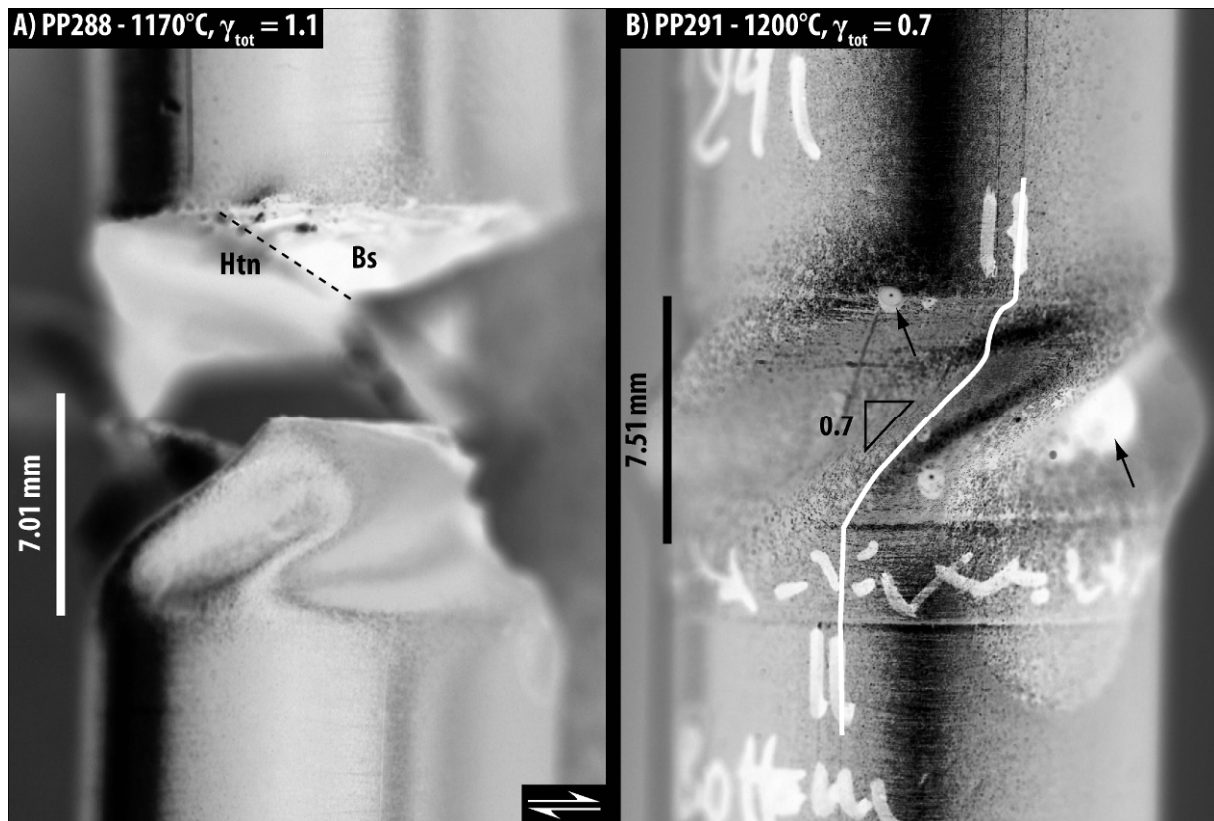


Figure V- 20 : photographies montrant l'état de l'échantillon enveloppé de la chemise après les expériences PP288 (A) et PP291 (B). Le contact entre les 2 demi cylindres est rectiligne (A). En (B), les flèches indiquent des extrusions de magma et le chiffre la quantité de déformation associée à l'inclinaison du marqueur de déformation souligné par un trait noir.

La seconde expérience, PP291, a enregistré une quantité de déformation $\gamma = 0.7$, distribuée de manière homogène selon la hauteur de l'échantillon. Le marqueur renforcé sur l'image en 2D (Fig. V-

20B) apparaît ondulant du fait de l'importance du bourrelet de la chemise. Des petites gouttes de magma ont été extrudées, mais elles ne représentent qu'un faible volume de l'échantillon (< 1.5 %).

3.1.2. Textures microscopiques

Une section [xz] de l'échantillon de PP291 après déformation est présentée en Figure V-21A, sur laquelle les 2 matériaux sont visibles. L'haplotonalite est complètement vitreuse. Le basalte est majoritairement fondu, quelques cristaux d'olivine, plagioclase et pyroxène étant encore présents. Au niveau de l'interface avec les pistons entourant l'échantillon, une bande de cristaux (plagioclases et pyroxènes) s'est développée jusqu'à une épaisseur de 400 μm (Fig. V-21B).

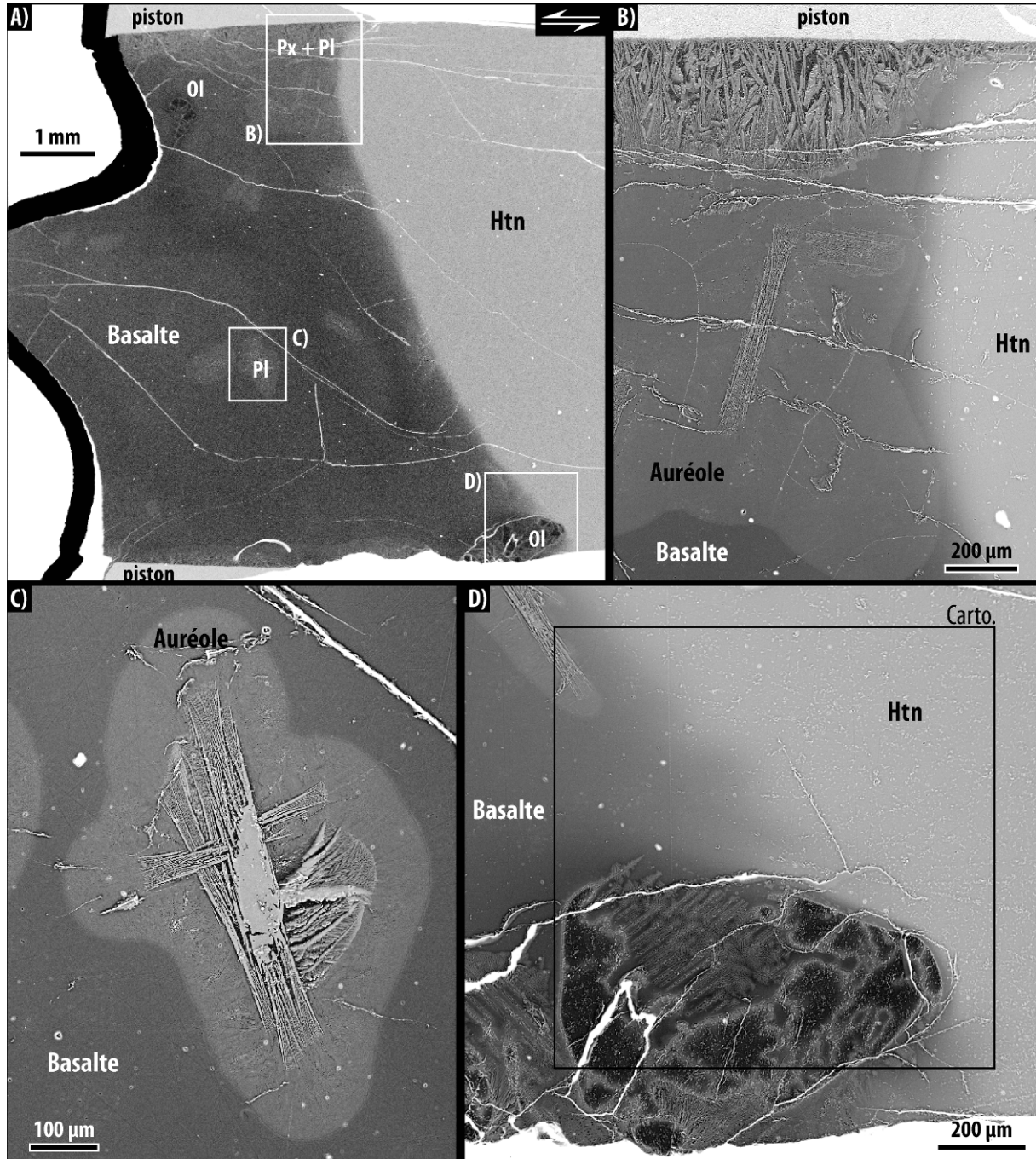


Figure V- 21 : images MEB d'une section [xz] après expérience PP291, et agrandissements montrant l'auréole de cristallisation contre le piston supérieur (B), un plagioclase avec une texture de trempe (C) et une olivine résorbée (D).

La bande s'amincit vers le constituant évolué et se termine finement (quelques μm). Quelques cristaux de plagioclases accompagnés d'une phase ferromagnésienne sont disposés un peu partout dans le constituant basalitique (Fig. V-21C). Ils ont une texture de trempe, mais sont peu nombreux comparés aux cristaux de trempe décrits dans les expériences précédentes. Autour de cet assemblage, comme autour de la bande située près des pistons, un halo de 100 à 150 μm s'est développé, entourant précisément les structures. Ce halo est plus sombre que le reste du verre, donc appauvri en éléments lourds tel que le fer. En revanche, il n'est pas présent autour des 2 olivines observées sur la section, qui présentent d'importantes textures de résorption et/ou recristallisation. Les olivines sont disposées en haut et en bas du basalte. Celle du bas repose sur le piston et mesure plus de 800 μm de long, en comptant les différents morceaux plus ou moins rattachés (Fig. V-21D). Sa position est légèrement en avant de la limite entre les 2 matériaux symbolisée en pointillés sur les images montrant la cartographie chimique (Fig. V-22). Une mince pellicule de verre ($< 20 \mu\text{m}$) la sépare de l'haplotalite. L'olivine est fortement zonée, le cœur a une composition Fo72 tandis que la bordure, néo cristallisée, est de composition Fo 85. Cette recristallisation d'olivine plus magnésienne est comparable à celle constatée dans les expériences sur le basalte sec. Quelques fractures de décompression recoupent les 2 matériaux ; aucune autre structure n'est visible dans le verre haplotalitique.

Le rayon de la section correspond à une déformation $\gamma \approx 0.5$. On peut remarquer que le contact entre les 2 matériaux est incliné de 25° environ. L'interface n'est pas au milieu de la section ; la section n'est pas rigoureusement normale à l'interface. Cependant, une telle inclinaison correspond à une déformation théorique de 0.46.

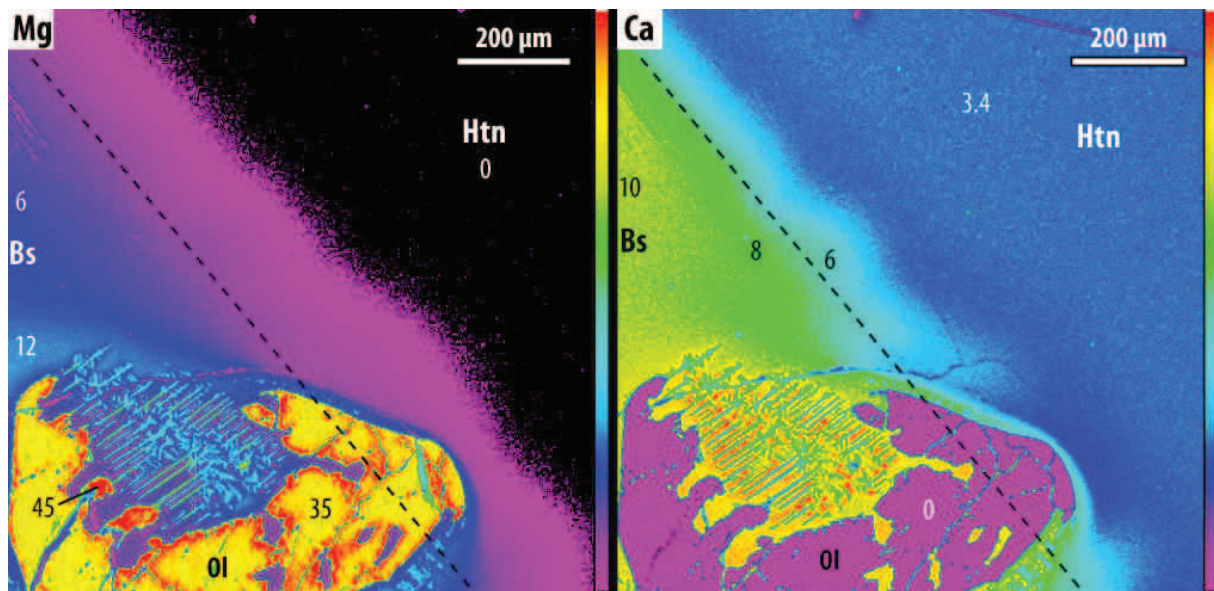


Figure V- 22 : Cartographies chimiques du magnésium et du calcium montrant la recristallisation de l'olivine selon une concentration en Fo plus élevée (voir aussi annexe B). Les nombres correspondent à des valeurs locales. Voir Fig. V-21 pour la localisation de l'olivine.

3.2. Cylindres emboîtés

3.2.1. Etat de l'échantillon après déformation

Un cylindre de basalte (diamètre externe : 9.98 mm) entouré d'un cylindre de verre d'haplotalite (diamètre interne : 10.01 mm ; diamètre externe : 14.93) a constitué l'unique

échantillon de géométrie « cylindres emboîtés », déformé lors de PP151 (Tableau V-4). L'échantillon a été porté à 1200°C, 300 MPa pendant 3h : 1h d'homogénéisation et 2h de déformation à $\dot{\gamma} = 7 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Lors de la déformation, la chemise s'est en partie déchirée, et du magma a été extrudé de l'échantillon régulier (cylindre contenu dans la chemise ; Fig. V-23). Une des extrusions a été enrésinée pour analyse au MEB. Les marqueurs de déformation montrent que la déformation est répartie de manière homogène. De plus, l'inclinaison des marqueurs correspond à la déformation résultant de la torsion appliquée à l'échantillon. Du fait de la faible viscosité du matériel, la chemise s'est fortement déformée, en plus de la torsion, adoptant une texture en tube de dentifrice. Les invaginations créées ont une profondeur dépassant 2.5 mm. Les nature et quantité de déformation des sections périphériques sont donc fortement altérées. De même, il n'est pas possible d'identifier précisément la quantité de déformation de l'extrusion ; elle est probablement supérieure à $\gamma = 1.3$, résultant de la torsion appliquée (dans le cas d'une déchirure tardive) et du mouvement vers le haut et à travers le trou dans la chemise. Au vu de la dimension du trou (~2 mm de diamètre), et des 5 à 6 mm maximum parcourus, la déformation maximale enregistrée par l'extrusion ne doit guère dépasser 5.

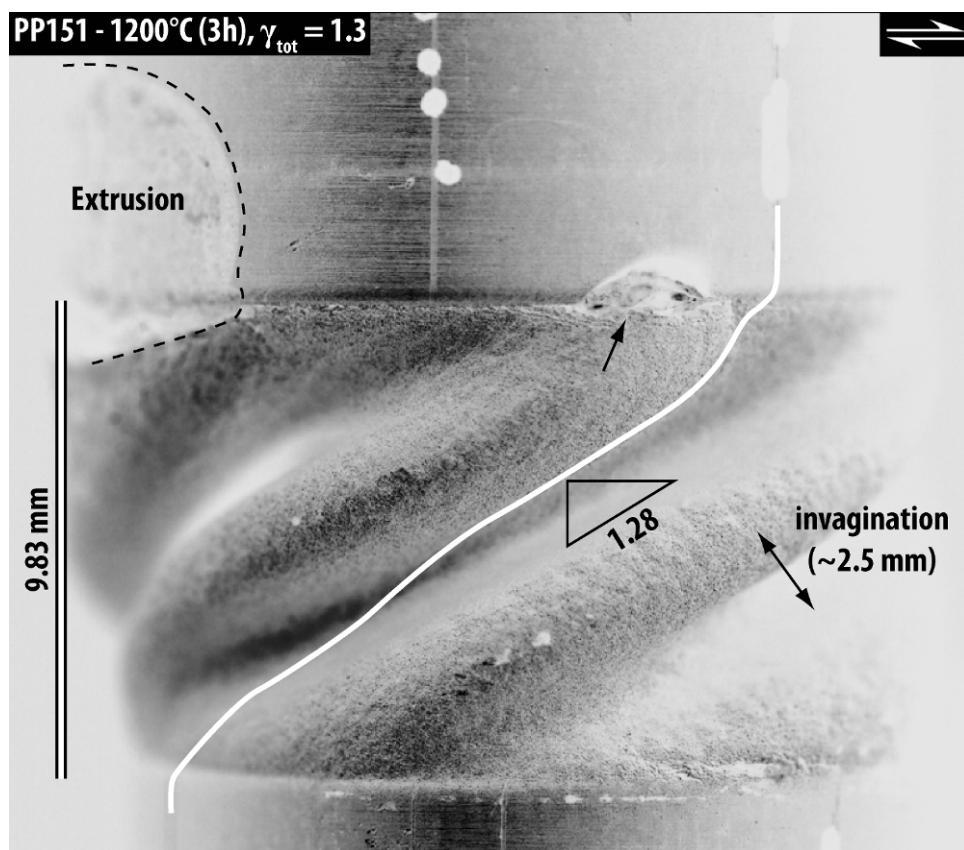


Figure V- 23 : état apparent de la chemise enveloppant l'échantillon après déformation lors de PP151. L'emplacement d'une extrusion (détachée) est situé par les pointillés blancs. La flèche blanche simple indique une autre extrusion, toujours en place, tandis que la flèche blanche double désigne les invaginations créées par la déformation de la chemise.

3.2.2. Textures microscopiques

Des textures de mélanges ont été observées dans une section [xz] de l'échantillon « régulier » et dans une section longitudinale de l'extrusion. La forme en dos de baleine de la section [xz] provient du désaxement du cylindre basique dû à la torsion appliquée ou à l'effet de la chemise plus prononcée d'un côté (Fig. V-24A). L'extrusion peut également être à l'origine de l'inclinaison et/ou du déplacement du cylindre basique. La section présentée correspond à la face montrée en Figure V-23 et

se situe proche du point de l'extrusion. Le sens de cisaillement correspond au cisaillement imposé par la torsion, mais la forme de la chemise induit de forts changements à l'échelle locale. Une couche d'haplotonalite sépare le matériel basique du piston inférieur. Contrairement au contact supérieur de forme arrondie et chimiquement progressif, le contact inférieur n'a pas de bordure intermédiaire ; le verre trempé basique est bordé par des cristaux de plagioclase issus du basalte. Il ne s'agit donc pas d'un effet de coupe.

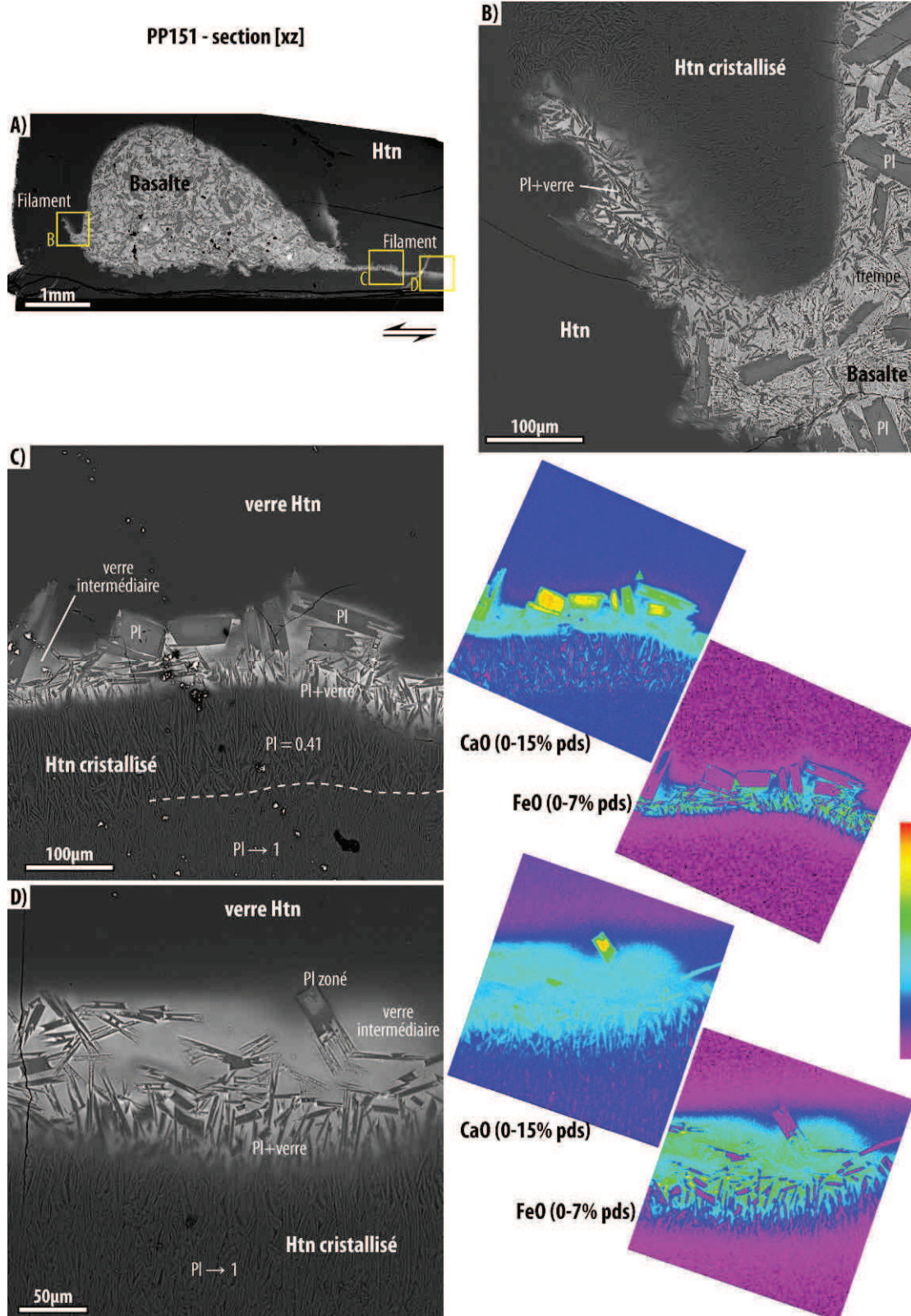


Figure V- 24 : images MEB de Filaments générés lors de PP151. (A) vue générale, (B, C & D) agrandissement et cartographies chimiques en fer et calcium des zones concernées.

Trois filaments s'échappent du matériau basique et sont montrés en Fig. V-24B, C & D. Le plus court ($\sim 400 \mu\text{m}$ * $\sim 100 \mu\text{m}$) ne possède pas de cristaux provenant du basalte (plagioclases calciques) ; il est constitué de cristaux de $\sim 50 \mu\text{m}$ de long, relativement sombres et sans orientation particulière, baignant dans un verre bien trempé (Fig. V-24B). Entre le filament et le principal corps basique constitué de plagioclase relativement clairs, cristaux de trempe et peu de verre, le magma évolué a cristallisé beaucoup de petits plagioclases ($< 20 \mu\text{m}$ de long). La concentration en plagioclase est plus riche vers le corps principal. De l'autre côté du filament, le matériau haplotalitique est entièrement vitreux.

Le plus long des 3 filaments mesure près de 2 mm de long pour $\sim 80 \mu\text{m}$ de large (Fig. V-24A). Proche du corps principal, il est constitué de plagioclases relativement clairs et zonés ($\sim 100 \mu\text{m}$), de plagioclases plus fins terminés par des aiguilles, morphologie typique d'une cristallisation rapide ($\sim 50 \mu\text{m}$) et de verre trempé dans différents tons de gris. Les plagioclases plus gros et clairs sont entourés par une mince pellicule de verre intermédiaire. Sous le filament, la couche d'haplotalite est fortement cristallisée de plagioclases aciculaires selon 2 bandes : proche du filament, la fraction cristalline est de 41 % environ et les plagioclases mesurent près de $100 \mu\text{m}$ de long. Bien que difficile à déterminer, la fraction cristalline est largement supérieure (proche de 100 %) dans la partie inférieure de la bande (accolée au piston) et les cristaux ne dépassent pas $30 \mu\text{m}$. Les 2 populations de plagioclases développées dans le matériau haplotalitique sont orientées verticalement, à savoir perpendiculairement aux contacts avec le piston ou le filament. Les cartographies chimiques réalisées montrent que les plagioclases clairs du filament sont riches en calcium (15 % pds), à l'inverse de ceux développés dans l'haplotalite (< 6 % pds). Les autres plagioclases ayant cristallisé dans le filament sont intermédiaires (~ 10 % pds en CaO). La concentration en fer montrée par la cartographie chimique révèle une faible contamination du magma différencié par le filament, la transition ayant une épaisseur inférieure à $20 \mu\text{m}$. Cependant, le verre est très hétérogène (0 à 7 % pds en FeO). Un peu plus loin du corps principal, le filament est similaire, mais diffère par l'absence de plagioclases calciques dans le filament (un seul présent sur l'image, Fig. V-24D) et de la bande comprenant ~ 41 %vol. de plagioclase dans l'haplotalite. Seule la bande presque entièrement cristallisée sépare le filament du piston. La transition supérieure entre les 2 extrêmes compositionnels est légèrement plus épaisse ($\sim 40 \mu\text{m}$).

Sur cette section [xz], le verre bien trempé n'a été observé que dans les filaments. Le corps principal basique est rarement trempé : une phase ferromagnésienne de trempe remplit les interstices entre les plagioclases calciques. Seul le verre de bordure de 10 à $30 \mu\text{m}$ d'épaisseur situé sur le pourtour supérieur du corps principal est bien trempé. Cette épaisseur est maximale puisque la coupe n'est pas perpendiculaire au contact entre les 2 magmas. Ici encore, seul le verre intermédiaire (trempé) forme les filaments se mélangeant avec l'haplotalite. A la différence du filament produit lors de l'expérience PP160 (Fig. V*11, article de ce chapitre), le filament de 2 mm comporte de nombreux cristaux (plagioclases calciques) issus du basalte, mais seulement proche du corps principal. L'asymétrie des filaments en terme de degré de cristallisation est systématique ; le côté cristallisé est probablement un côté peu déformé, où les cristaux peuvent croître, tandis que l'autre côté constitué de liquide uniquement souffre de davantage de déformation empêchant la cristallisation. La géométrie complexe des filaments ne permet pas de lier formellement les textures observées avec la nature ou la quantité de déformation. La pellicule de verre intermédiaire entourant les plagioclases issus du basalte (Fig. V-24C) prouve que le liquide intermédiaire peut les transporter sur plusieurs millimètres. Aucun

cristal isolé, c'est-à-dire issu du basalte et entièrement entouré d'haplotonalite, ne fut observé autour des filaments créés.

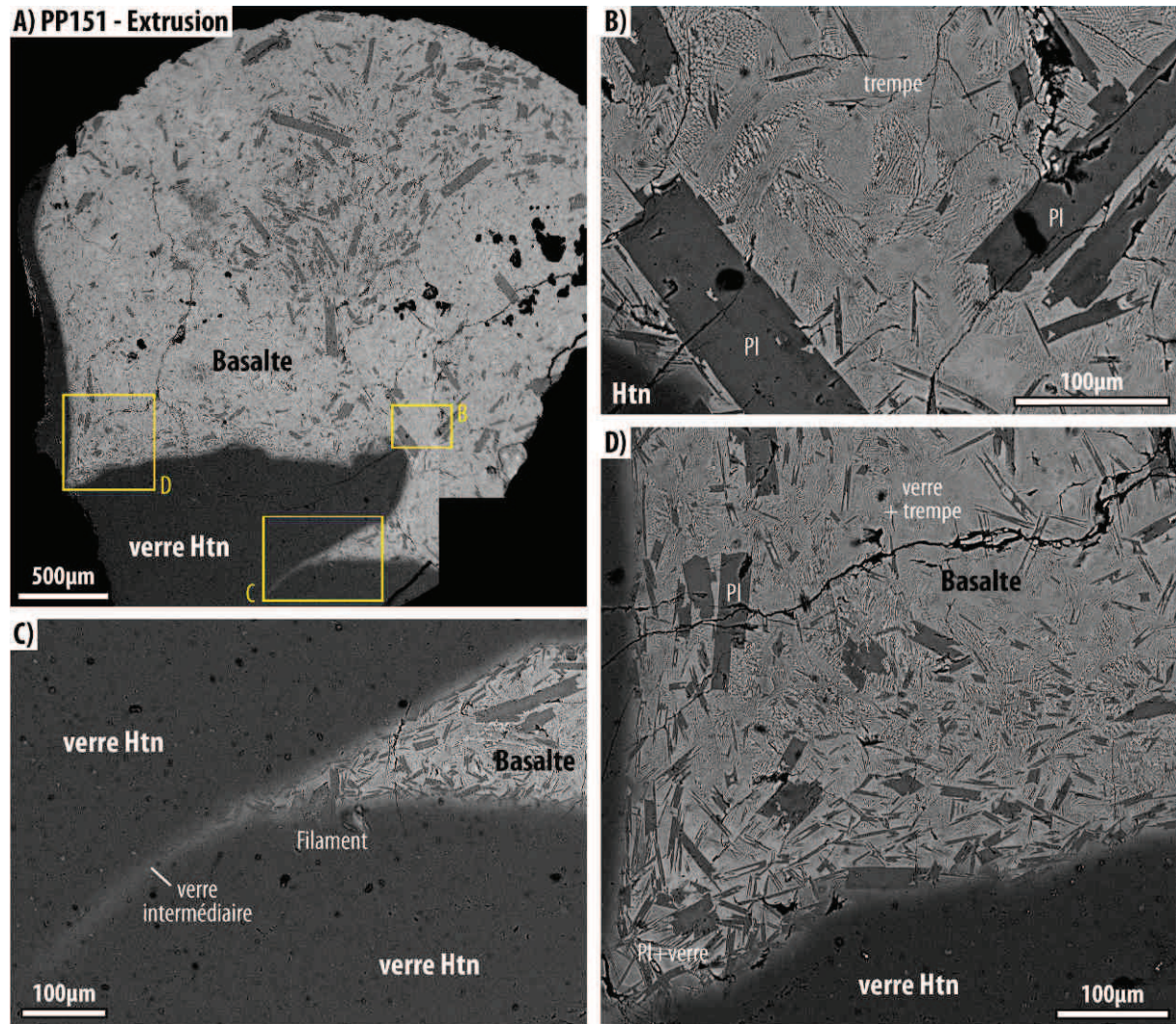


Figure V- 25 : image MEB de l'extrusion produite lors de PP151. Vue générale (A) et agrandissements (B, C & D).

Une des extrusions formées lors de P151 est présentée (Fig. V-25). Le haut de l'extrusion est du basalte composé principalement d'une phase de trempe englobant des cristaux de plagioclase et quelques olivines. Les plagioclases sont des grands cristaux allant jusqu'à 450 μm de long ou bien des cristaux plus sombres, souvent aciculaires de 60 μm maximum (Fig. V-25B). La phase de trempe est constituée de très petits cristaux d'olivine ou de pyroxène. Parfois très petits en certains endroits, ils donnent l'impression que du verre a pu être trempé, mais l'intérieur du magma basique est entièrement cristallisé. Ceci découle probablement de la vitesse de trempe légèrement plus rapide hors de la chemise. En revanche, près du contact avec le verre haplotonalitique, du verre existe, dans des gris plus sombres et selon une transition progressive. Dans cette extrusion, un filament a également été observé (Fig. V-25C). Selon la section, le filament est l'amincissement d'une extrémité du corps basique. Il comporte des cristaux de plagioclase près du basalte, et se termine par une fine (~ 30 μm) bande de verre intermédiaire sans cristaux. Un autre angle du corps basique soulève l'attention puisqu'il comporte des plagioclases aciculaires et du verre (Fig. V-25D). Cette texture est identique à celle du filament de la section [xz] ne comportant que des cristaux aciculaires et du verre. Il est facile d'imaginer l'étirement de ce coin de magma basique, comportant quelques cristaux dans un liquide

intermédiaire, déformé et étiré jusqu'à obtenir les filaments observés à plusieurs reprises. La déformation des 2 magmas est probablement à l'origine de la création de ces filaments. Cependant, aucune observation ne permet d'exclure l'existence de convection dans les couches de magma felsique, qui aurait participé à la formation de ces filaments. La température homogène sur toute la longueur de l'échantillon ($\pm 2^\circ\text{C}$) réduit considérablement les chances d'avoir des mouvements convectifs liés à un gradient thermique.

4. RESUME DU CHAPITRE

A haute température, 2 magmas chimiquement contrastés et secs interagissent, avec ou sans déformation. Dans un système sans déformation appliquée, la fusion partielle du basalte induit la ségrégation de matériel, possiblement sous l'effet de pressions orientées. Les textures générées sans déformation sont des panaches s'échappant du magma basique, des bandes de verres intermédiaires avec et sans cristaux, et des structures marquant l'écoulement dans le magma basique. La déformation de ce même système augmente largement l'intensité des textures produites, et l'ensemble des textures de mélanges observées dans la nature ont été reproduites. Il s'agit, en plus des textures observées sans déformation appliquée, d'enclaves de magma basique, des cristaux isolés et en déséquilibre dans un autre magma, et des filaments pauvres en cristaux. Les portions de magma basique très pauvres en cristaux forment des filaments, parfois sur plusieurs millimètres de long, tandis que les portions conservant des cristaux se déforment moins, donnant lieu à des enclaves. Les cristaux isolés du basalte sont supposés provenir du retrait du liquide basique. Ce phénomène est relativement rapide. Les magmas résultant du mélange entre le basalte et l'haplotonalite couvrent une large gamme de compositions intermédiaires, qui apparaissent dans tous les processus d'interaction. Les textures expérimentales ont été produites uniquement en l'absence de charpente cristalline, permettant la co déformation des 2 magmas, correspondant à des fractions cristallines $\Phi_s < 0.46$. Une variation de 10°C seulement régit le maintien ou la rupture de la charpente cristalline.

Quelques points restent encore problématiques, en particulier l'origine des textures obtenues sans déformation appliquée. Certaines textures gravitairement instables, notamment les panaches, témoignent d'un dynamisme, probablement lié à la fusion partielle du basalte.

CHAPITRE VI :

INTERACTIONS ENTRE

DES MAGMAS HYDRATES

La majorité des magmas contient de l'eau et autres volatils, en particulier les magmas d'arc (par exemple Eggler, 1972, Martel et al., 1998). L'influence de l'eau sur les propriétés physiques et chimiques des magmas est si importante qu'il est nécessaire d'étudier les processus magmatiques avec des matériaux hydratés. Les principaux paramètres variant avec la présence d'eau sont la viscosité, les températures de liquidus et solidus, donc la cristallinité et en conséquence la viscosité, la fugacité, l'assemblage minéralogique, la vitesse d'équilibration du système (fusion/cristallisation). Les propriétés éruptives des magmas sous l'influence de volatils ne sont pas détaillées ici. Ainsi, ce chapitre traite des possibilités de mélanges entre des magmas hydratés. Il s'agit de la première étude consistant en la déformation sous conditions contrôlées de tels magmas hydratés. Jusque là, les différents travaux expérimentaux portant sur le mélange de magmas ne considéraient que des magmas secs, ou bien des magmas hydratés mais dans des conditions statiques (Wyllie et al., 1989; Carroll & Wyllie, 1989; Van der Laan & Wyllie, 1993). Ce chapitre est découpé en 4 sections. Dans un 1^{er} temps, une expérience en déformation conduite sur un seul matériau est montrée, validant le protocole sur les magmas hydratés (conservation de l'eau, accolement de disques... voir plus bas). La 2^{ème} partie est formée d'un second article, soumis à Journal of Petrology, qui présente et discute des textures de mélange entre des magmas hydratés (basalte et haplotalite). Enfin, dans une 3^{ème} partie, les interactions entre des magmas ayant une viscosité absolue basse sont décrites. Une synthèse rappelle les points forts mis en avant grâce aux expériences sur des magmas hydratés qui seront plus largement développés en discussion.

1. EXPERIENCE PRELIMINAIRE EN TORSION

1.1. Expérience et textures macroscopiques

Une première expérience effectuée avec des magmas hydratés a permis de valider le protocole, à savoir conserver l'eau dans le système, et tester la résistance des interfaces malgré la porosité de l'échantillon. Pour cela, 2 disques d'haplotalite hydratée et partiellement cristallisée ont été utilisés, provenant de synthèses réalisées à 950°C (caractérisation texturale détaillée dans le chapitre « Matériaux de départ et synthèses expérimentales »). Les 2 synthèses à l'origine des disques ont respecté le même protocole, et valident également la reproductibilité de la méthode (détaillée précédemment). L'échantillon formé par ces 2 disques fut déformé à une vitesse relativement élevée (jusqu'à $\dot{\gamma} = 2 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) et à une température relativement basse (700°C) pour tester le glissement possible aux 3 interfaces que contient l'échantillon (2 interfaces avec les pistons et une interface entre chacun des disques ; Tableau VI-1).

N°exp. (chemise)	matériaux	T°C	diamètre externe (mm)	longueur (mm)	longueur disques (mm)	γ total	γ palier	$\dot{\gamma}$ (s ⁻¹)
PP249 (cuivre)	Htn & Htn	700	14.92	7.06	3.33	2.0	0.05	1E-04
					2.74		0.54	7E-04
							1.41	2E-03

Tableau VI- 1 : caractéristiques de l'expérience PP249

Au bout d'une déformation finie $\gamma = 2.0$, la torsion fut arrêtée. Les marqueurs de la déformation gravés sur la chemise montrent la distribution de la déformation le long de l'échantillon (Fig. VI-1A) tandis que la chemise a pu être retirée sans abîmer l'échantillon (Fig. VI-1B). Ce dernier est entièrement affecté par la déformation, qui a cependant localisé en 2 endroits. Une bande

légèrement ondulante et inclinée d'environ 13° recoupe les 2 disques. Il s'agit d'une bande de cisaillement, car un glissement aurait été contenu à l'interface. Le second endroit concerne une bande située près du piston supérieur. La déformation y est très intense. Il pourrait s'agir d'un glissement avec l'interface. En effet, le glissement entre différents cylindres (pistons ou échantillon) se produit lorsque la résistance de l'échantillon est plus forte que la résistance de l'interface (qui dépend de l'état de surface et de la pression de confinement). Une fois le glissement commencé, il prend toute la déformation, abaissant fortement la contrainte enregistrée. Au bout de $\gamma = 1.1$ (repères 6-7, Fig. VI-1A), une diminution de la contrainte de cisaillement fut observée (données rhéologiques présentées dans le chapitre « Données mécaniques des produits de départs et échantillons mixtes »).

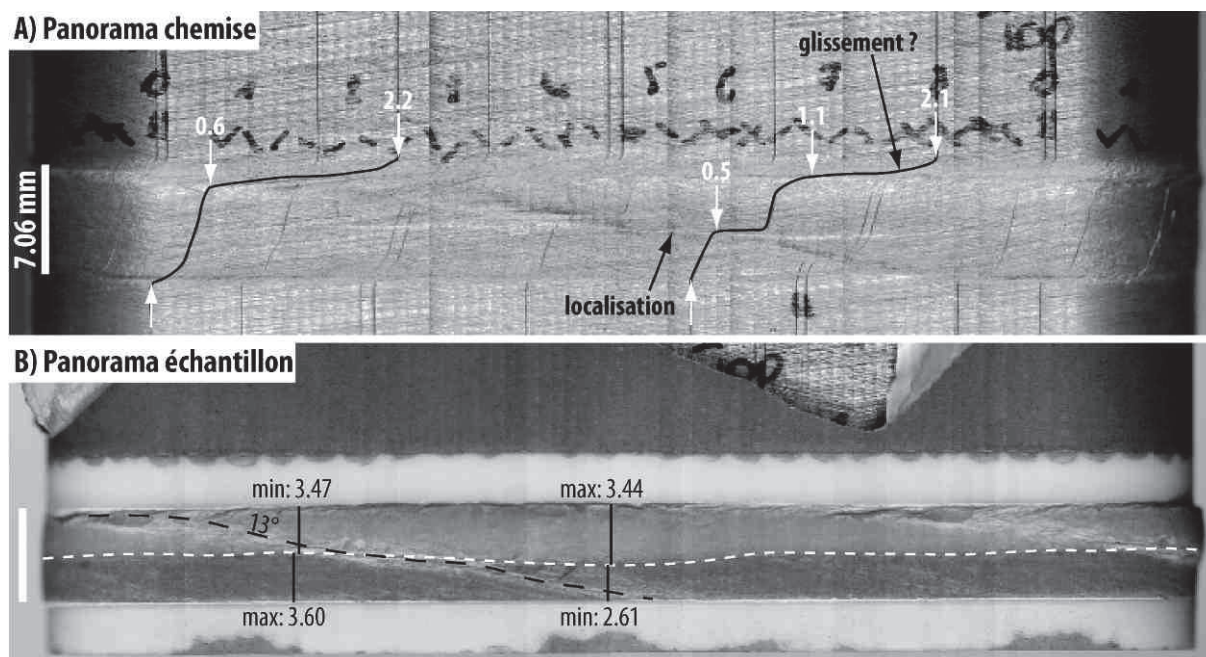


Figure VI- 1 : panorama présentant la chemise déroulée (A) et l'échantillon sans la chemise (B). Les nombres en (A) indiquent la valeur de la déformation entre la flèche du bas et la flèche sous le nombre. Les nombres en (B) sont les épaisseurs minimum et maximum de l'épaisseur de chacun des disques.

1.2. Textures microscopiques

Des sections [xz] ont été observées au microscope électronique à balayage (MEB). L'une d'entre elles, présentée en Figure VI-2A, révèle les textures aux abords et dans la bande de cisaillement repérée sur la chemise et directement sur la périphérie de l'échantillon. En fait, il ne s'agit pas d'une bande, mais d'un réseau anastomosé dans lequel les bandes différemment inclinées se relayent ou se recoupent (Fig. VI-2B). Dans les bandes de cisaillement, les cristaux sont orientés et une deuxième population, plus petite semble s'y être développée (Fig. VI-2B, C & D). Par endroit, des poches de verre sont préservées (Fig. VI-2C). La porosité apparaît également modifiée puisque certaines bandes sont vierges de toute bulle (comparer Fig. VI-2C avec Fig. VI-2B & D), d'autres non, et la porosité varie dans les zones voisines des bandes de cisaillement (Fig. VI-2C). Elle s'échelonne entre 1 et 22 % en volume. La porosité générale de l'échantillon n'a pas été quantifiée, mais il semble qu'elle soit légèrement supérieure à la porosité de la suspension synthétique, probablement due à l'extension de la cristallisation en conditions expérimentales ou lors du refroidissement de l'échantillon. Dans tous les cas, l'eau est conservée dans l'échantillon, et valide le protocole supporté par des travaux antérieurs (Champallier, 2008 ; Laumonier et al., 2011 ; Picard et al, 2011). L'analyse

de cette section ne sera pas détaillée davantage, bien que des textures similaires puissent être retrouvées dans les expériences concernant les mélanges de magmas.

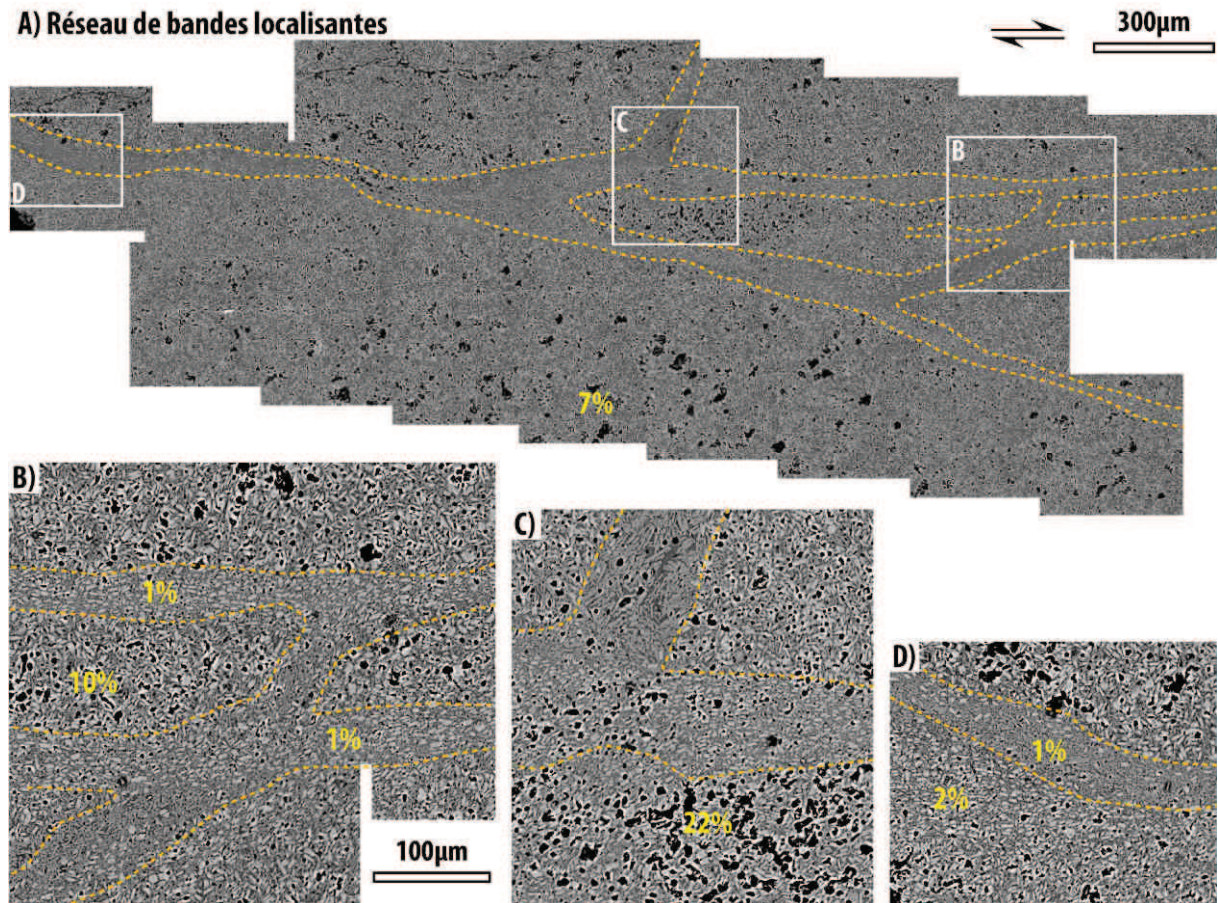


Figure VI- 2 : image MEB illustrant les textures se développant dans l'haplotonalite. Des bandes de cisaillement structurent l'échantillon. La fabrique cristalline et la porosité locale (nombre en jaune) sont fortement affectées.

2. EXPERIMENTAL MIXING OF HYDROUS MAFIC-FELSIC CRYSTAL-BEARING MAGMAS (ARTICLE SOUMIS À JOURNAL OF PETROLOGY)

Mickael LAUMONIER^{1,2,3},
Bruno SCAILLET^{1,2,3},
Laurent ARBARET^{1,2,3},
Rémi CHAMPALLIER^{1,2,3}

¹Univ d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France

²CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

³BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France

Le mélange de magmas hydratés et partiellement cristallisés a été testé expérimentalement avec le basalte de Santorin et l'haplotonalite. Tout d'abord, chacun des 2 magmas été synthétisé en autoclave à 950°C et 1000°C, produisant donc 4 suspensions cristallines hydratées ($38 < \Phi_s < 53$ % en volume). Ensuite, des disques provenant des 2 compositions chimiques synthétisées à même température ont été empilés pour produire des échantillons mixtes. Leurs capacités de mélange ont été testés lors d'expériences en déformation conduites dans une large gamme de température ($600 < T < 1020^\circ\text{C}$) entraînant un contraste de viscosité variable entre les 2 magmas (par exemple ~ 0.3 et ~ 1 unité log à 1000 et 950°C respectivement). Dans les conditions expérimentales (vitesse de déformation $\dot{\gamma} < 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) les mélanges chimiques et mécaniques (cristaux du magma basique isolés dans le magma felsique, rubanement chimique, enclaves, interface progressive) apparaissent progressivement à partir de 950°C, avec un bond en efficacité à 1000°C lié au morcellement des couches de magmas. D'après la comparaison avec les expériences similaires en conditions anhydres, l'addition d'eau conserve la rapidité ($\sim 15^\circ\text{C}$) de la transition entre le mélange et l'immiscibilité des 2 magmas mais la diminue de $\sim 200^\circ\text{C}$. Ainsi, l'intrusion d'un magma basique peut provoquer une légère augmentation de la température du réservoir, aboutissant à un comportement rhéologique radicalement différent et déclencher une éruption

ABSTRACT

Deformation experiments involving hydrous magmas of contrasted compositions (basalt and hapltonalite) have been performed in a Paterson press at 300 MPa, in the temperature range 600°C-1020°C, with dissolved melt water contents at around 5 wt%, during 2-4 hours. Prior to deformation the two end-members were annealed at either 950°C or 1000°C, yielding magmas with crystal contents in the range 31-53 wt% and 2 sets of viscosity contrasts. Under the experimental conditions investigated, i.e. moderate shear rates ($<10^{-3} \text{ s}^{-1}$), mixing and mingling textures (mafic crystals into the felsic magma, mafic-felsic banding, enclave formation, diffusion-induced interface) progressively appear from 950°C with a dramatic jump in mingling efficiency at 1000°C, corresponding to a crystal fraction of 45 vol%. At lower temperatures (higher crystal fractions), both end-members essentially retains their physical integrity, do not mechanically mix with each other, while diffusive exchange at the interface already operates, though over limited distances (< 300 microns) due to the short run durations. In the most strained parcels of juxtaposed magmas, complex mixing/mingling textures similar to those observed in volcanic and plutonic rocks in arc settings, were produced. Comparison with similar experiments performed under dry conditions shows that the addition of water decreases the temperature at which magmatic mixing/mingling becomes feasible by almost 200°C. Similar to what is observed in dry conditions, the transition between unmixing and mixing regimes occurs over a very small temperature interval, of about 15°C, though precursor features such as inclusions of crystals into one or another coexisting magmas start at somewhat lower temperatures. Hence, if magma mixing is a condition needed for the onset of volcanic eruptions, our experiments suggest that a small temperature fluctuation in the reservoir may trigger such a phenomenon.

KEY WORDS:

Magma mixing; mingling; hydrous; texture; shearing; deformation.

INTRODUCTION

Magma mixing is commonly observed in nature, in particular in arc magmas, which are characterised by their abundance in volatiles, notably water (Anderson, 1976; Armienti et al., 1983; Blake, 1984; Castro et al., 1990; Coombs et al., 2002; De Rosa et al., 1996; Druitt et al., 1999; Martin et al., 2006a,b; Pons et al., 2006; Pal et al., 2007; Woods & Cowan, 2009; Davì et al., 2010; Eichelberger 2010; Perugini & Poli, 2012). The effects of mixing are particularly well exposed when evolved magma chambers are replenished by batches of hot and mafic magmas (e.g. Sparks et al., 1977; Sakuyama, 1979; 1981; Bacon, 1986; Civetta et al., 1991; Nakamura, 1995; Pallister et al., 1996; Mandeville et al., 1996; Wiebe, 1996; Venezky & Rutherford, 1997; Clyne, 1999; Miller et al., 1999; Browne et al., 2006; Pal et al., 2007; Eichelberger, 2010; Ruprecht & Bachmann, 2010). Magma mixing has an important role in magma dynamics and it has been proposed as a triggering mechanism of volcanic eruptions (e.g., Sparks et al., 1977; Pallister et al., 1996; Eichelberger, 2010; Kent et al., 2010; Ruprecht & Bachmann, 2010; La Felice & Landi, 2011; Druitt et al., 2012). Mixing depends on the rheological properties of magmas that are in turn strongly affected by volatiles. In particular, dissolved water plays an enormous role on melt viscosity (Dingwell et al., 1996). In addition, water controls the crystal fraction, which also affects magma viscosity (Einstein, 1906; Champallier et al.,

2008; Caricchi et al., 2007; Picard et al., 2011). Consequently water, or volatiles in general, largely affects magma behavior hence eruptive style, depending on whether the magma holds or loses its volatiles during its transfer to surface (e.g., Jaupart & Allègre, 1991; Martel et al., 1998; Laumonier et al., 2011). Unfortunately, owing to technical difficulties, experimental works dealing with magma mixing rarely gather all magmatic conditions such as pressure, temperature and strain rate (Kouchi & Sunagawa, 1982; 1985; Watson & Jurewicz, 1984; Wyllie et al., 1989; Carroll & Wyllie, 1989; Van der Laan & Wyllie, 1993; De Campos et al., 2008; 2011). So far, most works have been conducted at atmospheric pressure, very high temperature, or very high strain rate, and do not faithfully reproduce magmatic conditions whenever volatile-rich conditions prevail. In a companion study, Laumonier et al. (submitted) deformed two chemically contrasted but dry magmas at conditions close to expected magmatic ones, i.e. $900 < T < 1200^{\circ}\text{C}$, 300 MPa and strain rate of 10^{-5} to 10^{-3} s^{-1} , the latter parameter being similar, for instance, to that expected to prevail along the walls of dykes replenishing felsic reservoirs (10^{-4} to 10^{-2} s^{-1} , Alibert et al., 2005). These dry experiments reproduce most of the textures of magma mixing and mingling observed in rocks (enclaves, stretched filament, isolated crystal in disequilibrium in their host), illuminating the details of the mechanisms occurring during the incipient stages of mixing. The crystal fraction appears to be a critical factor for magma mixing, in particular via the existence of crystal network or chains, which controls the propensity of magma to deform (e.g., Philpotts et al., 1998; Martin et al., 2006a; Laumonier et al., submitted). However, in an effort to limit quench effects, this study explored dry conditions only which allow to better document mixing textures and identify related mechanisms. Here, we relax such a limiting condition and extend the work of Laumonier et al. (submitted) by using hydrous magmas which are juxtaposed and deformed at magmatic conditions as well. To the best of our knowledge this is the first time that the effect of water on the mixing capacity of magmas is experimentally investigated under conditions of temperature, pressure, and strain rate relevant to subduction zone settings.

EXPERIMENTAL PROCEDURE

Starting material

Following the work of Laumonier et al. (submitted), a natural basalt and a haplotonalite were selected as the mafic and felsic end-members for syntheses and torsion experiments. The basalt (Table 1) was sampled in the massive part of the Cape Balos flow on Santorini volcano, Greece (Nicholls, 1971; Druitt et al., 1999). It contains phenocrysts of olivine (Fo75) that are set in a matrix of plagioclase, clinopyroxene, magnetite with rare ilmenite and orthopyroxene. Xenocrysts of olivine (Fo₇₈) and plagioclase (An₉₀), the latter sometimes displaying core sieved textures and inverse compositional zoning (cores: An₅₅₋₆₀, rims An₈₀). (Nicholls, 1971; Andújar et al., in preparation). The phase relationships of this sample have recently been experimentally investigated at different pressures, temperatures and volatile fugacities which are here used as a guideline for our work (Andújar et al. in preparation). The haplotonalitic glass (Table 1) was produced by Schott A.G. company (Germany). Its chemical composition is close to natural felsic compositions (trachyte to rhyolite, e.g. Calanchi et al., 1993; Ferla & Meli, 2006; Davi et al., 2010). In the P-T-H₂O range explored it crystallizes plagioclase only, the relationships between crystal fraction, water content, and temperature having been already determined (Laumonier et al., 2011; Picard, 2009; Picard et al., 2011).

		SiO2	TiO2		Al2O3		FeO		MgO		MnO		CaO		Na2O		K2O		H2O		An	Mg#	fract.	
Felsic end-member (hydrated hapltonalite)																								
start.	Dry	68.9				19.6						3.5		8.00								0.19		
	Hydrated	65.5				18.6						3.3		7.61				4.9						
950	Glass	70.1	15	0.03	4	15.5	2	0.34	10	0.00	1	0.05	6	1.1	2	5.4	14	0.04	4	7.4	6	0.10	0.62	
	Plagioclase	61.6	12	0.03	2	24.3	7	0.13	8	0.01	1	0.01	2	6.3	4	7.62	15	0.01	2			0.31	0.38	
1000	Glass	69.9	15	0.02	4	15.6	4	0.33	9	0.00	1	0.04	6	1.2	3	5.7	14	0.04	3	7.1	9	0.10	0.69	
	Plagioclase	61.4	14	0.02	2	24.4	9	0.09	9	0.01	1	0.02	4	6.4	5	7.63	16	0.02	2			0.32	0.31	
Mafic end-member (hydrated Santorini basalt)																								
Start.	Dry	50.7		0.91		18.0		9.14		6.72		0.16		11.1		2.80		0.49				0.69	0.60	
	Hydrated	48.4		0.87		17.2		8.58		6.42		0.15		10.6		2.67		0.47		4.7				
950	Glass	62.3	15	0.45	11	18.5	6	1.73	38	0.4	3	0.15	8	5.0	5	3.8	8	1.1	1	6.6	11	0.42	0.32	0.44
	Amphibole	43.1	5	1.89	25	13.2	4	10.3	5	14.9	6	0.19	12	12.1	4	2.44	11	0.27	5	1.7	8		0.75	0.23
	Plagioclase	46.1	8	0.03	5	33.4	7	0.9	2	0.08	9	0.03	4	17.9	7	1.4	3	0.04	4			0.87	0.21	
	Pyroxene	51.7	11	0.68	18	2.9	11	8.6	9	15.0	6	0.29	9	20.6	10	0.31	4	0.01	1			0.78	0.04	
	Oxyde	0.24	17	2.47	1	6.5	1	84.0	6	5.78	12	0.60	18	0.37	7	0.00	0	0.02	3				0.01	
1000	Glass	60.5	13	0.40	15	18.5	1	1.8	4	0.39	13	0.12	8	5.1	6	3.8	2	1.12	6	8.3	10	0.43	0.30	0.56
	Amphibole	42.5	12	1.85	28	13.3	7	10.3	4	15.7	8	0.26	8	11.7	5	2.42	15	0.31	6	1.7	6		0.76	0.19
	Plagioclase	45.9	8	0.02	2	33.7	5	0.84	9	0.03	2	0.04	6	18.0	6	1.4	2	0.03	3			0.87	0.16	
	Pyroxene	49.9	8	0.75	20	3.7	6	8.7	16	15.7	5	0.28	4	20.7	13	0.34	7	0.01	1			0.79	0.09	
	Oxyde	0.03	3	2.50	14	6.2	2	84.4	4	6.11	5	0.54	10	0.13	3	0.05	4	0.01	1				0.01	
1000+reheat	Glass	59.7	15	0.41	10	19.2	5	2.2	6	0.41	16	0.20	10	5.4	3	3.6	3	1.03	13	7.9	9	0.45	0.28	0.55
	Amphibole	42.4	9	1.81	20	13.0	11	9.7	5	16.4	4	0.20	9	12.2	12	2.4	3	0.25	6	1.7	8		0.78	0.10
	Plagioclase	45.9	9	0.02	4	33.9	6	0.77	14	0.06	3	0.05	5	17.9	8	1.4	3	0.03	4			0.87	0.19	
	Pyroxene	50.4	6	0.78	12	3.5	10	8.5	13	15.8	4	0.30	6	20.4	10	0.36	6	0.01	1			0.79	0.11	
	Oxyde	0.26	15	9.6	21	2.7	2	85.9	6	1.00	10	0.22	9	0.25	6	0.00	1	0.03	3				0.01	

Tableau VI* 1 : Major chemical composition of the starting materials and the products of syntheses. The felsic Dry* glass is the nominal composition given by Schott, A.G., Hydrated* glass is calculated. Standard deviations in terms of least unit cited are indicated by italic font. Chemical compositions were acquired using a Cameca SX 50 microprobe at 15kV and 6nA. Glass analyses were done with defocused beam (covering an area of ~ 25µm²) whereas a focused beam (~ 1µm²) was used for crystal analyses. Glass and minerals are normalized of a 100 % anhydrous basis. Water content was calculated by mass difference. Mg# is the molar ratio Mg/(Mg+Fe*) and An is the molar ratio Ca/(Ca+Na).

Preparation of starting syntheses

Our procedure rests on a two-step approach: the first step consists in annealing the material at the target P-T conditions in a conventional internally heated pressure vessel (IHPV), i.e. under static conditions, to produce an equilibrated crystal + melt mush. During the second step, these run products are deformed with a Paterson press. The first step syntheses have been prepared as follows: basalt (or HTN) fragments were crushed down to a mesh size < 45 µm. The resulting powder was loaded to an Au capsule (20 mm diameter by max. 40 mm long) with a desired amount of distilled water. The bottom of the capsule is placed in a liquid nitrogen bath while the upper part of the capsule is welded shut, avoiding any water loss. The waterproofness is tested by placing the capsule in an oil bath (250°C) for a couple of minutes, then in an oven (120°C) for more than a week to ensure homogeneous water distribution across the charge, which is regularly checked for leaks. The capsules were then annealed in an IHPV at ISTO, at either 950°C or 1000°C, at 300 MPa, which imposes a $fO_2 \approx NNO + 3.5$ under water saturated conditions (e.g., Costa et al. 2004). The vessel was pressurized until 180 MPa (argon pressure medium), then heated up (for about an hour) to the target temperature and pressure with a Khantal furnace which produces an isothermal zone ($\pm 3^\circ\text{C}$) of 40 mm, corresponding to the maximum size of the capsule. The capsules were left at synthesis conditions for 7

days, ensuring homogeneous water distribution (already started in the oven) and close attainment to equilibrium conditions. The syntheses were ended by an isobaric quench down to 350°C (reached in less than 7 minutes). Four syntheses were performed following this procedure (two mafic and two felsic), at temperatures of 950°C and 1000°C with bulk water contents of 4.7 wt% (basalt) and 4.9 wt% (haplotonalite) (Fig.1). After experiments, run products were characterized with the scanning electron microscope (SEM) and phase proportions were retrieved from image analysis.

The felsic mush synthesized at 950°C displays a crystal content (Φ_s) of 38 vol.%, made of ~10 μm long plagioclase (An₂₉ to An₃₅) with an aspect ratio of 2-3, and a few percent of bubbles and glass (Fig.1a; Table 1). The synthesis at 1000°C has a lower crystal fraction ($\Phi_s=31$ vol.%) and contains plagioclase crystals with a composition and aspect ratio that is similar to those produced at 950°C. The mafic syntheses have amphibole, plagioclase, pyroxene, magnetite (oxide) and glass (Fig.1c & d, Table 1). Their crystal content varies between 53 vol% (at 950°C) to 45 vol % (at 1000°C). Because the mafic syntheses were prepared from raw (non glassy) crushed powder they resulted in larger crystal sizes (up to 50 μm , occasionally more for pyroxene aggregates, Fig. 1) relative to those achieved in the felsic composition.

Presence of quench phases

To evaluate the extent of quench phenomena affecting hydrous samples during cooling (after first step synthesis or after deformation), additional experiments were performed with the IHPV in which the quench rate was varied.

For the haplotonalite composition, a charge (2.5 mm inner diameter gold capsule) containing the felsic hydrated starting material was annealed at $T=1000^\circ\text{C}$, $P=300$ MPa, and drop quenched after 50 h (referred to as “Drop quenched haplotonalite”, Fig. 2a ; see Di Carlo et al., 2006 for more details concerning the experimental procedure). The crystal content of this charge (28 vol %) is similar that of the slowly cooled felsic synthesis indicating that the felsic composition is not significantly affected by quench crystallization at the cooling rate of our IHPV apparatus (90°C/mn). However, the cooling rate of the Paterson press is about 30°C/mn lower than that of the IHPV, and allowed profuse crystallization during quench (see results).

For the basaltic composition, three capsules containing the basaltic powder + 4.7 wt% H₂O (conditions identical to that of the main synthesis) were also annealed at 1000°C and 300 MPa. After 72 h, one of them was drop-quenched (“Drop quenched basalt”, Fig. 2b) and opened. No quench phases were observed. The two others were isobarically and slowly (~60°C/mn) quenched, in order to reproduce the cooling rate of the Paterson press (~60°C/min). One of them, termed the “Slow Quenched (SQ) basalt” (Fig. 2c), was recovered after the slow quench whereas the third capsule (here after known as the SQ + Reheated (1h) basalt) was reheated for 1 hour and then drop quenched (Fig. 2d). The results show that the first and third capsules have phase proportions close to each other (Fig. 2e), implying that (if quench phases are present) one hour reheating is sufficient to bring a charge back to crystal contents close to that of drop-quenched runs. In contrast, the second charge shows that the cooling rate of the Paterson press allows quench crystallization, (mainly ~10 μm long plagioclase), resulting in a significant decrease of the melt fraction (Fig. 2e), in addition to the growth of a discrete rim around pre-existing plagioclase minerals (Fig. 2c).

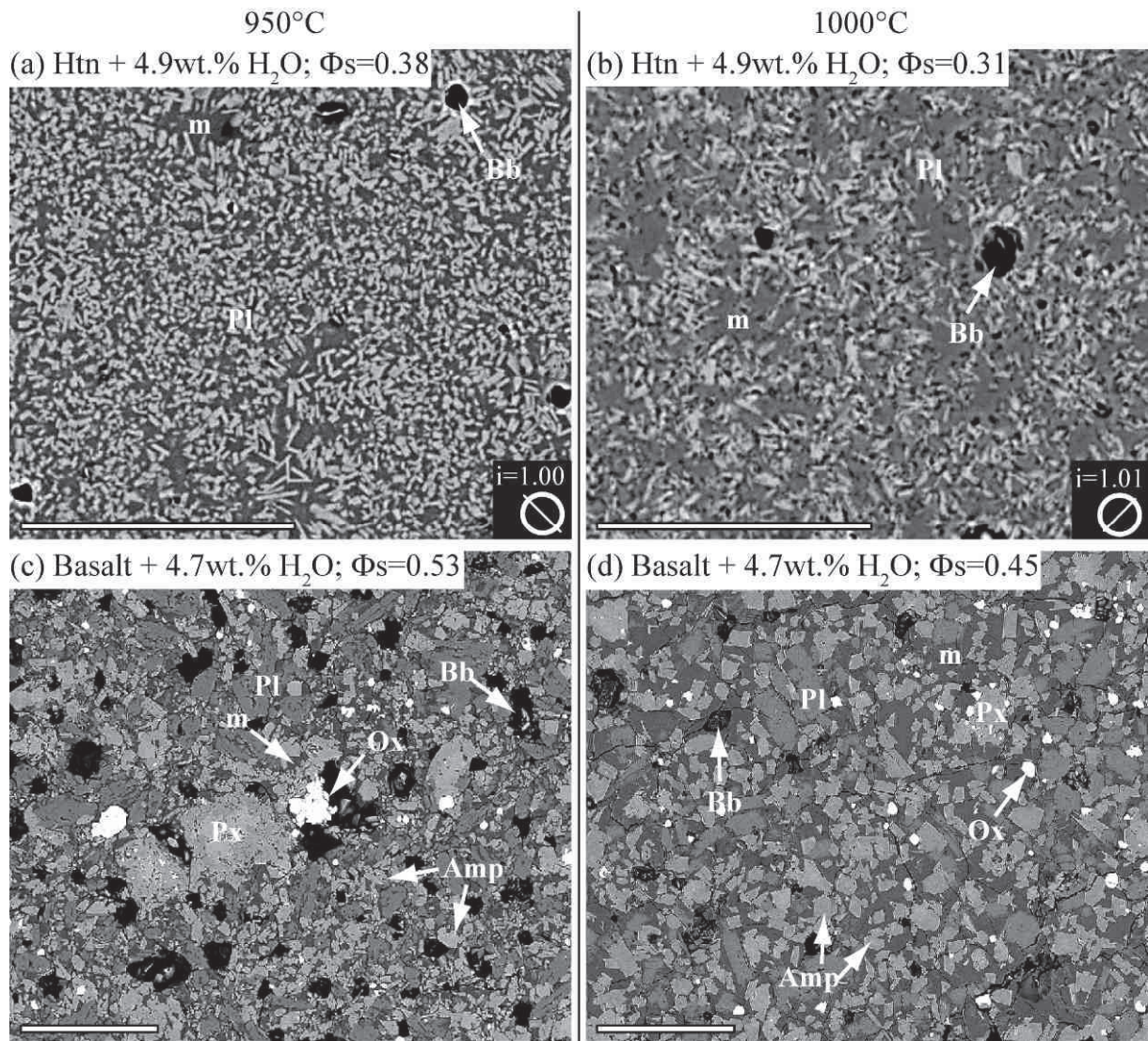


Figure VI* 1 : SEM picture of starting synthetic suspensions of haplotonalite (felsic) and basalt (mafic). Each material was synthesized at 950 and 1000°C. The felsic suspensions include melt (m), plagioclase (Pl) and bubbles (Bb) while the mafic suspensions are composed of melt, plagioclase, amphibole (Amp), clinopyroxene (Px), magnetite oxide (Ox), and bubbles. Φ_s is the crystal fraction of the suspension. The initial Shape Preferred Orientation of the felsic suspensions has been determined and the ellipsoid of the fabric is indicated with the long axis orientation and the intensity i of the SPO. The bar scale represents 100 μm . See the text for phase proportions and details.

To summarize, it appears that the cooling rate of the Paterson press is too slow for preserving phase proportions of hydrous melts of either haplotonalite or more mafic compositions. The reheating of the slowly quenched suspension drives the system back to the equilibrium crystal fraction (Fig. 2e), and only a few tiny acicular crystals and crystal with sharp angles (black arrow, Fig. 2d), reminiscent of quench, are left over. For comparison, the phase proportions of the 950°C mafic synthesis are also reported in the Figure 2e.

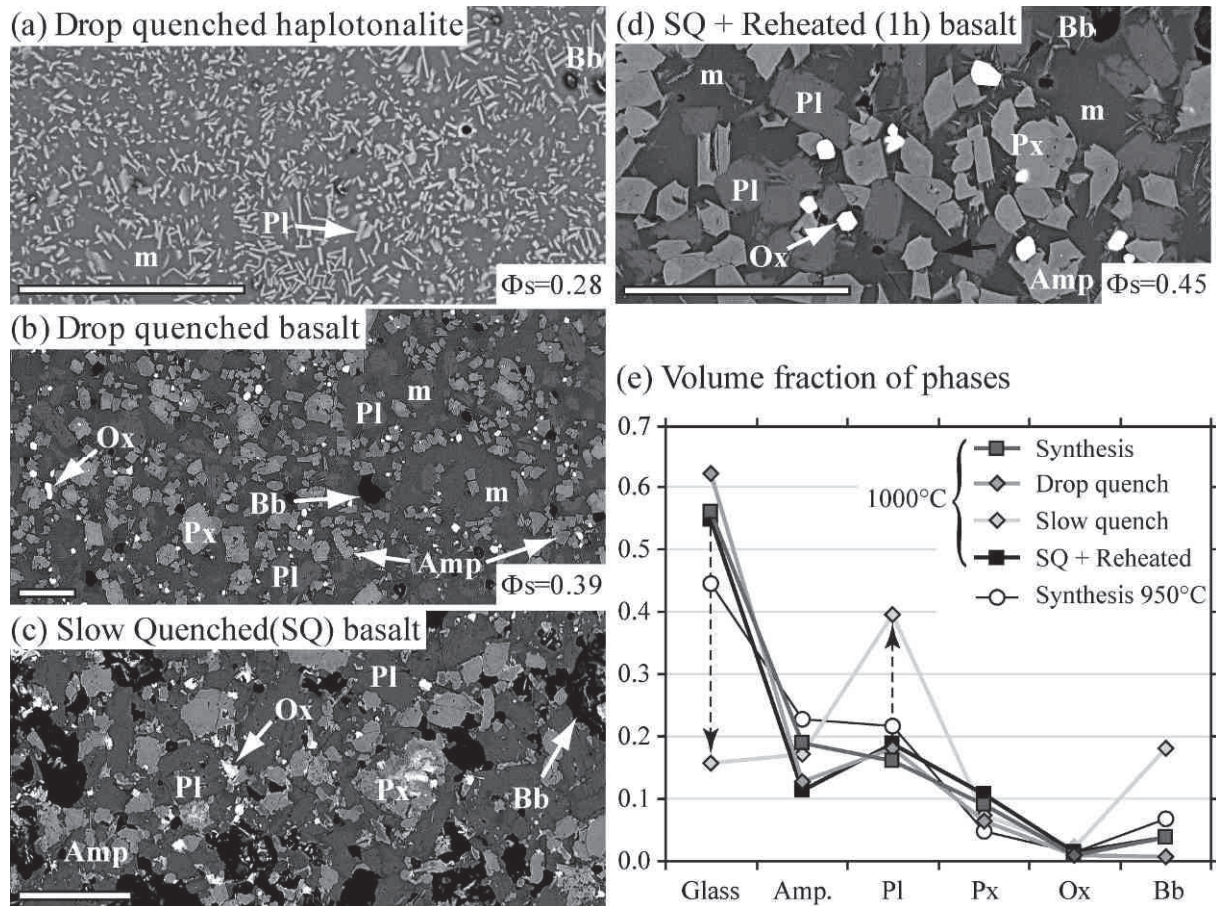


Figure VI* 2 : Textures of syntheses performed at 1000°C to check the phase proportions of the felsic and mafic suspensions after different quench rates. a) and b) show drop quench end-members and represent the materials equilibrium. c) slow quench (Paterson apparatus cooling rate) simulating the mafic texture after Paterson experiment. d) synthesis slowly quenched, reheated for 1 hour and finally drop quenched to test the return to equilibrium of the mafic suspension after eventual crystallization (heating in Paterson apparatus). The bar scale represents 100 μm . e) Proportions of the different phases of the 1000°C mafic syntheses and the 950°C synthesis for comparison.

Deformation experiments

Experimental set up for deformation experiments

Cylinders from first step synthesis products were drilled out (13.78 to 14.96 mm diameter) and cut into thin disks (1.16 to 3.34 mm thick) to build the experimental torsion assembly (Table 2). Disks from different locations in the syntheses were selected to check their homogeneity while others were shaped into thick wafers to build our experimental assemblage. Our deformation set up consists of a stack containing 4 different disks synthesized at the same temperature and alternating in composition, always with a felsic disk located atop and at the bottom end of the stack. Layers are named according to their position and composition, e.g. numbering from the top, and ρ and β symbols for felsic and mafic compositions, respectively (see Fig. 3 in Laumonier et al., submitted). The upper layer is ρ_1 and the lower one is β_4 (except in the coldest experiment composed of 3 layers: ρ_1 , β_2 and ρ_3). Such a set up provides 3 interfaces between end-members. The faces of each disk were ground to have parallel sides (thickness variation lower to 0.02 mm) and polished to reduce interface irregularities. The stack (5.33 to 10.93 mm thick) is tightly draped with a steel jacket, leaving in between a platinum foil to avoid chemical interactions. The full assemblage was inserted in a copper or iron jacket depending on the target T (see below) and then sandwiched between pistons and located in the isothermal zone of the furnace ($\pm 2^\circ\text{C}$ on 35 mm length determined during furnace calibration). The column so prepared

is inserted in a Paterson press (Paterson instrument, Australian Scientific Instruments) at ISTO to perform torsion experiments.

Exp. N°	T°C exp.	T°C Synth.	Sample (mm)						strain rate $\dot{\gamma}$	strain γ	Duration (h)
			Diam.	Length	$\rho 1$	$\beta 2$	$\rho 3$	$\beta 4$			
PP265	600	950	14.96	5.33	2.07	1.16	2.10		2.E-04	0.7	3
PP258	715	950	14.96	10.93	3.34	1.42	3.27	2.90	5.E-04	1.7	2
PP285	950	950	14.82	7.39	1.65	1.82	2.08	1.84	5.E-04	1.7	2
PP295	975	950	14.68	7.37	1.66	1.78	1.78	2.15	2.E-04	2.0	5
PP296	985	1000	13.78	8.21	1.63	2.06	2.27	2.25	8.E-04	5.1	4
PP261	1000	1000	14.92	8.31	1.98	1.93	1.39	3.01	3.E-04	1.3	2
PP293	1020	1000	13.79	8.71	1.50	2.40	2.45	2.36	9.E-04	0.7	2
PP262	1000	950	14.92	9.12	1.94	2.00	2.03	3.05	0	0	2

Tableau VI* 2 : Principal characteristics of Paterson experiments, all performed at 300 MPa. Abbreviations: Exp. N° (experiment number), T°C Exp (experiment temperature in Celsius degrees), T°C Synth. (temperature of synthesis in Celsius degrees), Dur. (duration of the experiment, including 1h lap time and deformation time, except the static experiment), and $\rho 1$, $\beta 2$, $\rho 3$, $\beta 4$ are the layers composing the sample.

Experimental strategy: selection of experimental conditions

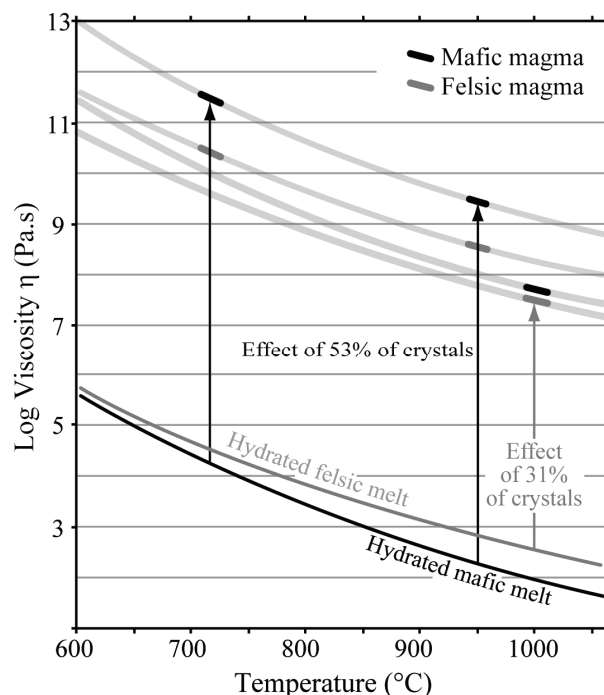
In order to anticipate the best conditions favoring magma mixing (i.e. those at which the viscosity contrast is low (Sparks and Marshall, 1986; Laumonier et al, submitted), we have first calculated the melt viscosity of the 4 syntheses using the model of Giordano et al. (2008; Fig. 3). The viscosity of the magmas (melt and crystals) was then calculated using the methodology of Picard (2009), Picard et al., (2011), and Laumonier et al., (submitted). The results show that the viscosity contrast between end-members magmas synthesized at 1000°C is low (less than 0.3 log units), whereas at 950°C it is approximately of an order of magnitude. Because the crystal fraction (1) strongly affects the viscosity (e.g. it increases by 2.4 log units between $\Phi_s = 31\%$ and $\Phi_s = 53\%$; Fig. 3) and (2) is temperature dependent (decrease of about 10 vol% in the range 950-1000°C; Fig 3), the calculated bulk viscosities reflect those prevailing during deformation as long as the temperature of deformation remains close to that of synthesis. Seven torsion, and one static, experiments were performed at 300 MPa, in the temperature interval 600-1020°C, and at an oxygen fugacity 1 log unit above the Nickel-Nickel oxide solid buffer ($f_{O_2} \approx NNO+1, \pm 0.5$) which is imposed by our experimental apparatus as measured with a Shaw membrane inserted into the autoclave during a calibration experiment (Scaillet et al. 1992; see below). Different strain rates $\dot{\gamma}$ were applied ($2.10^{-4} < \dot{\gamma} < 9.10^{-4} \text{ s}^{-1}$) during 1-4 hours allowing to reach relatively large strains ($0.7 < \gamma < 5.1$; Table 2). Most torsion experiments were performed in the temperature range 950°C-1020°C, i.e. close to synthesis temperatures, with an iron jacket. Torsion experiments conducted at lower (600 and 715°C) temperatures used a copper jacket. Torsion experiments started by the pressurization of the vessel up to 2/3 of the desired value, followed by heating. Once the target temperature was reached, a 1-hour lap time was allowed for sample equilibration except for the low temperature experiments (600°C and 715°C) for which the lap time lasted 15 minutes. Torsion was applied until jacket failure was noticed by the drop of the load applied on the sample and experiments were ended by an isobaric quench ($\sim 60^\circ\text{C}/\text{mn}$).

Additional details on the experimental set-up and techniques can be found in Paterson & Olgaard (2000) and Laumonier et al. (submitted).

Figure VI* 3 : Temperature versus calculated viscosities for the 4 syntheses. The melt viscosities were calculated after Giordano et al. (2008) and the crystal effect was combined from Picard (2013), Picard et al. (2011), and personal unpublished data. The viscosity contrast is larger at 950°C (~1 Log unit) than at 1000°C (~0.3 Log unit).

Analytical techniques

Starting materials and run products were embedded in epoxy resin for textural observations and micro analyses. Run products from torsion experiments were observed along tangential sections [xz] cut normal to the plane of shear and with x parallel to the direction of shear where the strain is maximum. Textural observations were done by scanning electron microscopy (SEM Jeol and TESCAN MIRA 3 XMU) with a beam current of 5 to 8 nA and at 15 to 22 kV. Phase compositions were determined using a Cameca SX50 electron microprobe at 15 kV and 6 nA. Crystals were analyzed with a focused beam whereas glass analyses were done with a defocused beam over an area of ~ 25 µm². Water contents were determined using the by-difference method (e.g., Martel et al., 1998; Costa et al., 2004) and sodium concentrations were corrected from migration under the beam by using basaltic and rhyolitic secondary standards of known water (up to 6.4 wt.%) and sodium contents. In addition to phase analyses, elementary mapping was performed over selected areas of run products. The local shape preferred orientation (SPO) of crystals in the felsic suspension was determined by the software Intercept2003 (Launeau, 2004). A threshold was applied on grey scale pictures so as to extract crystals only. The SPO is illustrated by an ellipsoid showing the direction and the intensity of the average fabric.



RESULTS

Macroscopical observations

Strain distribution

During torsion experiments the jacket which moulds the sample is also affected by the deformation. Thus, the amount of strain affecting each layer can be directly inferred by photo reconstruction and image analysis of the outer jacket (Fig. 4). Whenever the strain is not homogeneously distributed across the stack, the deflection of vertical linear markers on the jacket, together with standard trigonometric relationships, are used to determine the strain distribution (Fig. 4).

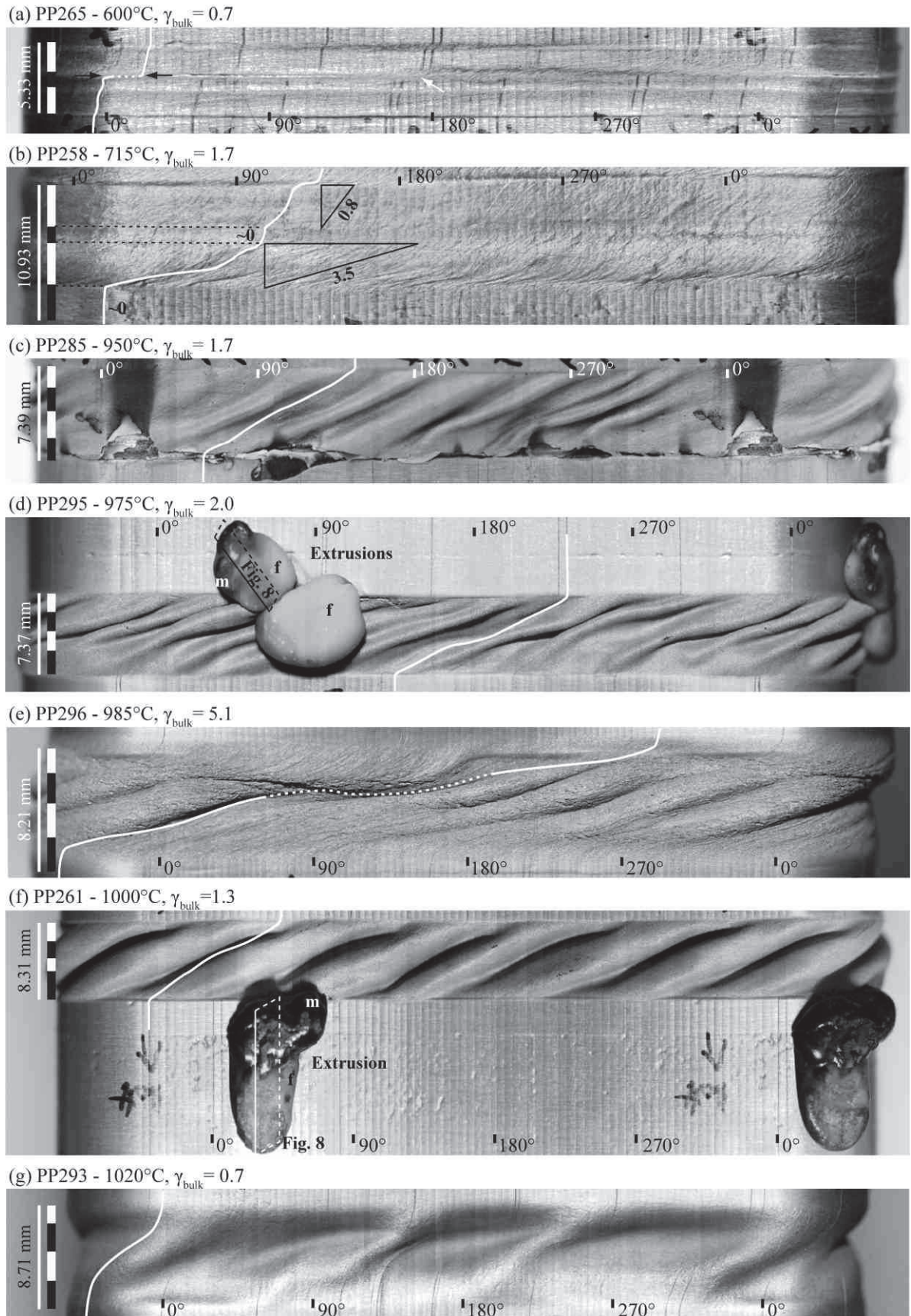


Figure VI* 4 : Reconstructed panorama of deformed samples still embedded in their jacket. Stack and relative layer thicknesses are indicated on the left side. Strain markers have been highlighted by a white line, dashed when not visible. The strain distribution is heterogeneous in the coldest experiments (a & b, with local strain values in b) and homogeneous in the hottest ones (c to g). The strain distribution in PP265 (a) is even heterogeneous at the same interface by slipping (black arrows) on a side and not slipping (white arrow) on the opposite side of the sample. Experiments conducted at 975 and 1000°C (d & f) produced extrusions extracted out of the jacket which mafic (m) and felsic (f) material can be recognized in.

The sample in the 600°C run (PP265) deformed slightly before to slip (black arrows) at the interface between the layers ρ_1 and β_2 (Fig. 4a). The strain marker deflection suggests that the mafic layer has been preserved from deformation whereas the felsic one was slightly deformed ($\gamma \approx 0.3$). The opposite side of the sample does not display slip as the strain markers can be followed continuously along the sample length (white arrow, Fig. 4a).

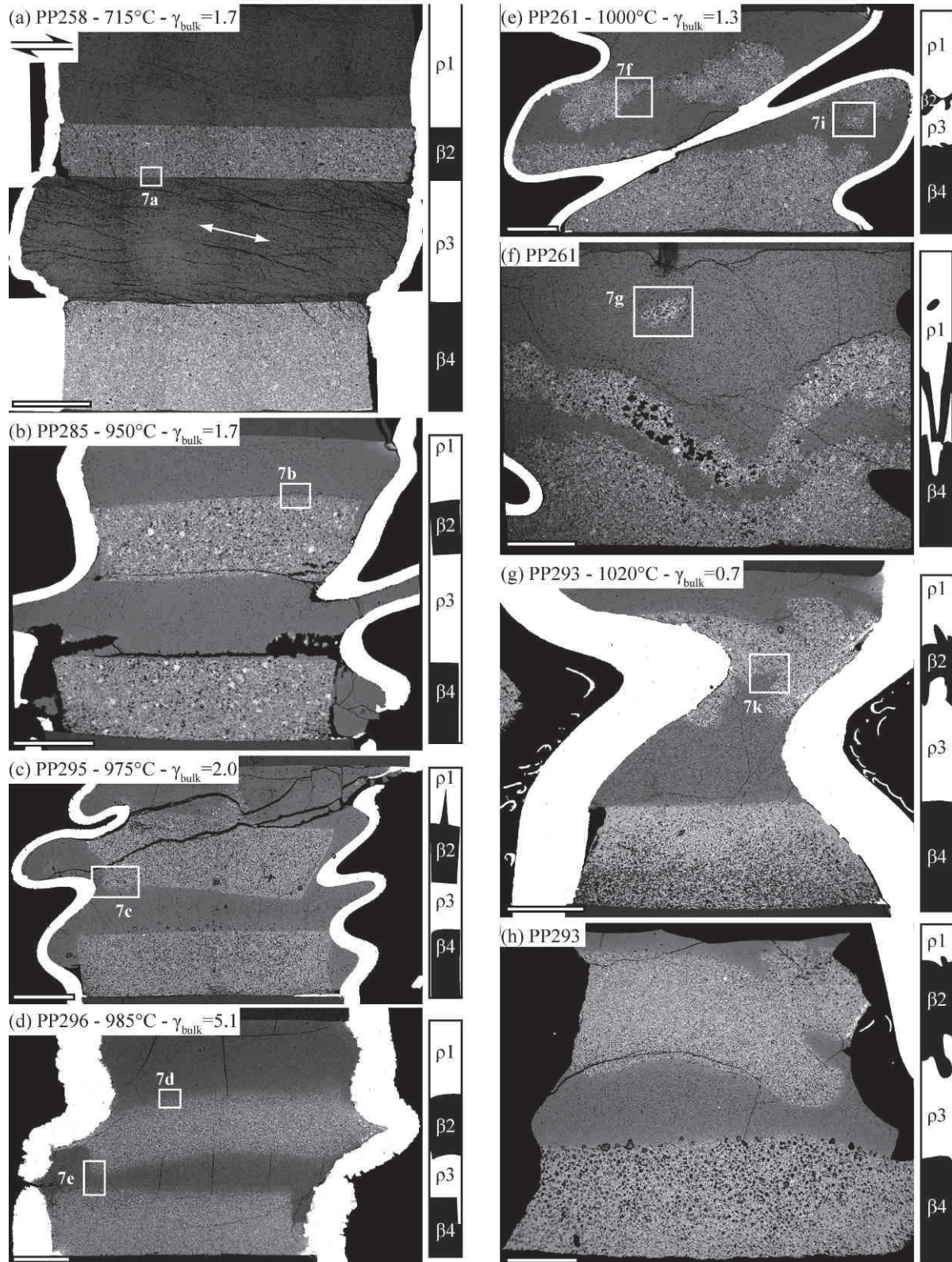
The experiments conducted at 715°C (PP258) shows a strong partitioning of the deformation within the felsic layers (Fig. 4b). The ρ_1 and ρ_3 layers experienced $\gamma_{loc} = 0.8$ and $\gamma_{loc} = 3.5$ respectively, whereas the mafic layers were almost not deformed.

Run products obtained at higher temperatures, (950 to 1020 °C, Fig. 4c to g) exhibit a homogeneous strain distribution with some localization (PP296, Fig. 4e) or local zones with seemingly weaker deformation (β_4 in PP293, Fig. 4g). The PP296 experiment exhibits a peculiar strain distribution; the β_4 layer was weakly deformed contrary to the β_2 layer that seems to have accommodated more deformation. However, the jacket has locally swelled over the mafic β_2 layer, impeding the reading of the strain marker (dotted line, Fig. 4e), and above the sample. Such a texture suggests that the felsic material extends all over around the alumina upper piston and around the mafic β_2 layer. The toothpaste tube aspect of the jacket comes from its relatively high viscosity compared to that of the sample, which may locally affect the local shear strain geometry and amount of finite strain. For instance, the jacket lobes locally generate strain that differs from the regular shear applied by torsion (Barnhoorn et al., 2005). It should be kept in mind that the bulk finite strain is calculated from a regular geometry, and does not include the effect of the lobes. Such lobes may locally induce changes of up to 20 % of the bulk strain.

The experiments PP295 and PP261 were both affected by extrusions of material through jacket holes (Fig. 4d & f). In the PP295 run, 2 parcels of magma escaped. One extruded downwards being essentially composed of felsic (f) material. It extends over ~8 mm high and has a rounded shape. Another one emerged upwards, presumably due to the hole orientation in the jacket, yielding a 7 mm high sub rounded blob with colored bands which show that both end-members were extruded together (f, m). In PP261, only one 13.5 mm long extrusion set downwards from the bottom of the sample expelling different materials out (Fig. 4f). The lower part of the extrusion is mainly composed of felsic (light colored) magma with mafic enclaves (dark spots, black arrow on Fig. 4f), the upper part being made of mafic (dark) magma. The deformation prevailing during such magma extrusions can not be precisely characterized, yet, the general regime can still be assimilated to shearing, despite the absence of criteria to determine the local kinematics. Of the 3 extrusions produced in the 975°C and 1000°C runs, the two displaying macroscopic evidence of magmas mixing were also placed in epoxy resin and polished for textural observation. The extrusions were cut longitudinally, along their thicker part (Fig. 4d, f). Therefore, peripheral parts of the sections are close to the extrusion boundary, while the central parts are located at more than 3 mm away from the extrusion edge.

Large sections

SEM observations at low magnifications are shown on Fig. 5. Generally, the initial geometry of each layer is well preserved, with sharp interfaces. Both PP265 and 258 runs conducted at 600 and 715°C, respectively, exhibit cylindrical mafic layer shapes whereas the felsic layers accommodated deformation as illustrated by shear bands in the ρ_3 layer and the jacket bailing out (PP258, Fig. 5a). In the felsic layers, and especially in ρ_3 , bubbles form elongated structures, generally tilted.



Although the outer jackets of experiments PP285, 295 & 296 suggest that both materials recorded the deformation (Fig. 4c-e), SEM images show that the mafic layers have a nearly cylindrical

shape (Fig. 5b-d). It appears that felsic magma injected between the mafic layer and the jacket, as shown by the jacket swelling in PP296 (Fig. 4e). The mafic layer is thus completely surrounded by felsic magma, which explains the homogeneous strain distribution of the whole stack (Fig. 4 c-e) and the preservation of the initial mafic layer shape. In the 975°C experiment, the top of the upper mafic layer (β_2) displays an irregularity with a conic shape (Fig. 5c) due to a small hole in the overlying piston which was filled by magma.

Despite the high bulk strain reached in the experiment PP296 ($\gamma=5.1$, at 985°C for 4h), the mafic layers display again little deformation (Fig. 5d). However, the β_2 layer is tilted and bent, and shows a diffuse contact with the felsic magma. This layer is not completely surrounded by hapltonalite with one side in direct contact with the jacket. The jacket failed at the interface between the ρ_3 and β_4 layers (left side, Fig. 5d). The strain reached in the 1000°C experiment was $\gamma_{\text{bulk}}=1.3$ only, yet mingling features such as irregular interfaces between end-members, boudinage and mafic enclaves in the felsic magma are present (Fig. 5e, f). After 2h, interfaces are sharper than those observed in PP296 (985°C) which lasted 4 hours.

The highest temperature run was conducted at 1020°C up to a low bulk strain $\gamma=0.7$. However, the β_2 layer is relatively deformed and the interface with the felsic layers is irregular, displaying protrusions and embayments (Fig. 5g & h). The lower mafic layer (β_4) preserved its cylindrical shape and locally displays a progressive contact (Fig. 5h).

Microscopical observations

Phase proportions

The crystal content was determined by SEM-image analysis of areas in mafic layers that were close to the felsic component and having a surface $> 0.8 \text{ mm}^2$ to avoid local heterogeneities. Textural analyses concerning the PP261 experiment were performed over a smaller surface (0.35 mm^2) for the enclave and farther from the contact because of the interface complexity (see below). While the experiments conducted at low temperature (600 and 715°C) have a phase assemblage and proportions similar to the starting material (Fig. 1c & 6a; Table 1), felsic and mafic layers in experiments conducted at $T>950^\circ\text{C}$ display considerable textural changes relative to starting products, in particular a higher crystal content. For instance, the melt fraction in mafic layers decreased down to 24-32 vol.% compared to the initial synthesis proportions (48-58 vol.% depending on temperature; Fig. 6a). The experiment conducted at 985°C (black squares on Figure 6) has the lowest melt fraction as a result of a large increase in plagioclase proportion, more than 4 times the starting values (Fig. 6). Olivine occurs in all experiments at 950°C or higher temperature (up to 3 %). Oxides are generally absent, but occasionally observed (e.g. PP261, PP285). In felsic layers the crystal fraction is similar to that of the corresponding synthesis at low temperature (600°C and 715°C), but increases in all run products annealed at higher temperatures, up to 68 vol.% in the products of PP296 (see below).

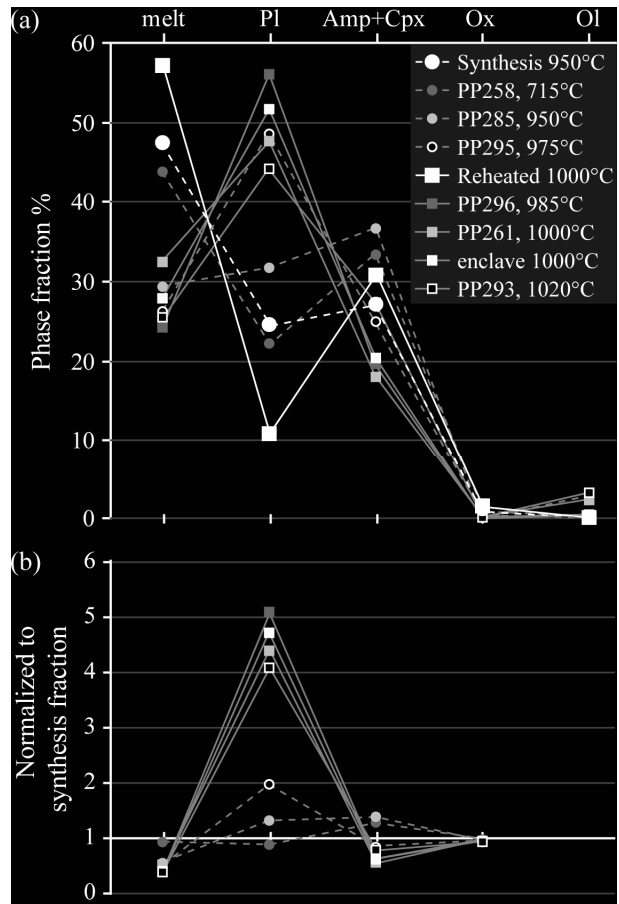
Textures

Experiments conducted at 600°C and 715°C do not show any textural interaction between mafic and felsic magmas, and preserve melt fractions of synthesis experiments. SEM images at high magnification reveal the presence of a sharp interface between end-members and witness the absence of deformation in the mafic layers (Fig. 7a). In contrast, plagioclases orientation in the felsic end-member locally defines a strong fabric. For instance, crystals within $50 \mu\text{m}$ at the interface β_2 - ρ_3 are oriented parallel to the shear direction, with a shape preferred orientation (SPO) intensity of about 1.47

(Fig. 7a). Such a SPO contrasts with the weak SPO intensity in the syntheses before torsion experiments (Fig. 1a & b).

In the run products of PP285 (950°C), PP295 (975°C) and PP296 (985°C), interfaces are no more straight but wavy (dashed 1 line, Fig. 7b to e). Despite their regular and nearly cylindrical shape, mafic layers underwent deformation (Fig. 4). A few single plagioclase and pyroxene crystals coming from the mafic layers are found in the felsic one after $\gamma = 1.7$ of torsion (shown by the white arrow on Figure 7b). The SPO intensity defined by plagioclase population in the felsic layers is low (<1.02) except in the experiment PP296 that suffered a high bulk strain. Crystal fractions of synthesis experiments are no longer preserved: the plagioclase population in the felsic layers is denser close to the mafic layer creating a halo 50 μm (PP285) to 270 μm (PP296) thick (dashed line labeled 2, Fig. 7), with crystal fractions up to 65 %, whereas areas farther from mafic layers contain 47 % of plagioclase. In addition to this plagioclase-rich layer, the experiment PP296 conducted at 985°C for 4h displays bright (Fe-Mg bearing) crystals smaller than 5 μm developed on each edges ($\sim 100 \mu\text{m}$ thick) of the β_2 layer (dashed 3 line, Fig. 7d & e). At the contact between β_2 and p_3 , the layer ends adopting the shape of a tail, like a pressure shadow, consistent with the shear sense, and does not extend to the side (lateral boundary) of the layer (Fig. 7e).

Figure VI* 6 : Phase fractions (a) and phase fractions normalized to the 950 and 1000°C starting suspensions ones (b) of the mafic layers in an area comprised between 0 and 150 μm from the contact with the felsic magma. The olivine fraction in (b) could not be calculated due to its absence in the starting suspension.



Despite the relatively low amount of deformation reached in the experiments at 1000 and 1020°C (respectively $\gamma=1.3$ and $\gamma=0.7$), interfaces between end-members are also characterized by embayments and lobes at the scale of tens of μm (Fig. 7f, i & k). Wavy contacts are accompanied by isolated crystals and mafic enclaves, the latter having rounded shape and sizes ranging from tens of μm (aggregates constituted of a few crystals) up to 1 mm (Fig. 7g & h). Enclaves have a texture similar to the inner mafic layer one. A light SPO developed in the felsic layer made of 49 % plagioclase around the enclave, with intensities of 1.03 and 1.04. Both SPO coincide with the direction of the interface between the enclave and its host (Fig. 7g). Locally, such as below the mafic lobe extending in the p_3 layer, and around the enclave in PP261 (Fig. 7g, i), bubbles trains are partially connected. These small structures resemble those in PP258 (Fig. 5a) and suggest strain localization in shear bands as documented by Laumonier et al. (2011). The poorly developed shape preferred orientation of plagioclases in the felsic layer around the enclave supports the localization of the deformation instead of the development of a pervasive fabric. A similar cavity can be observed ahead of the mafic lobe in Figure 7i. Locally, e.g. within the boudin-like structure and the mafic lobe detailed

in Fig. 7i, an interface layer 250 μm thick developed with up to 50 μm long acicular plagioclases and amphiboles, and a few of rounded clinopyroxenes (Fig. 7j). Both plagioclase and amphibole are larger towards the mafic layer. Crystals represent $\sim 60\%$ of the crystal+melt mixture. Bubbles represent a non negligible phase displaying of a wide range of size (50 μm to as small as submicronic). This layer strongly differs from the plagioclase-rich layers developed in colder experiments. On the other side of the lobe, plagioclase-rich and Fe-Mg tiny crystal layers develop (Fig. 7i).

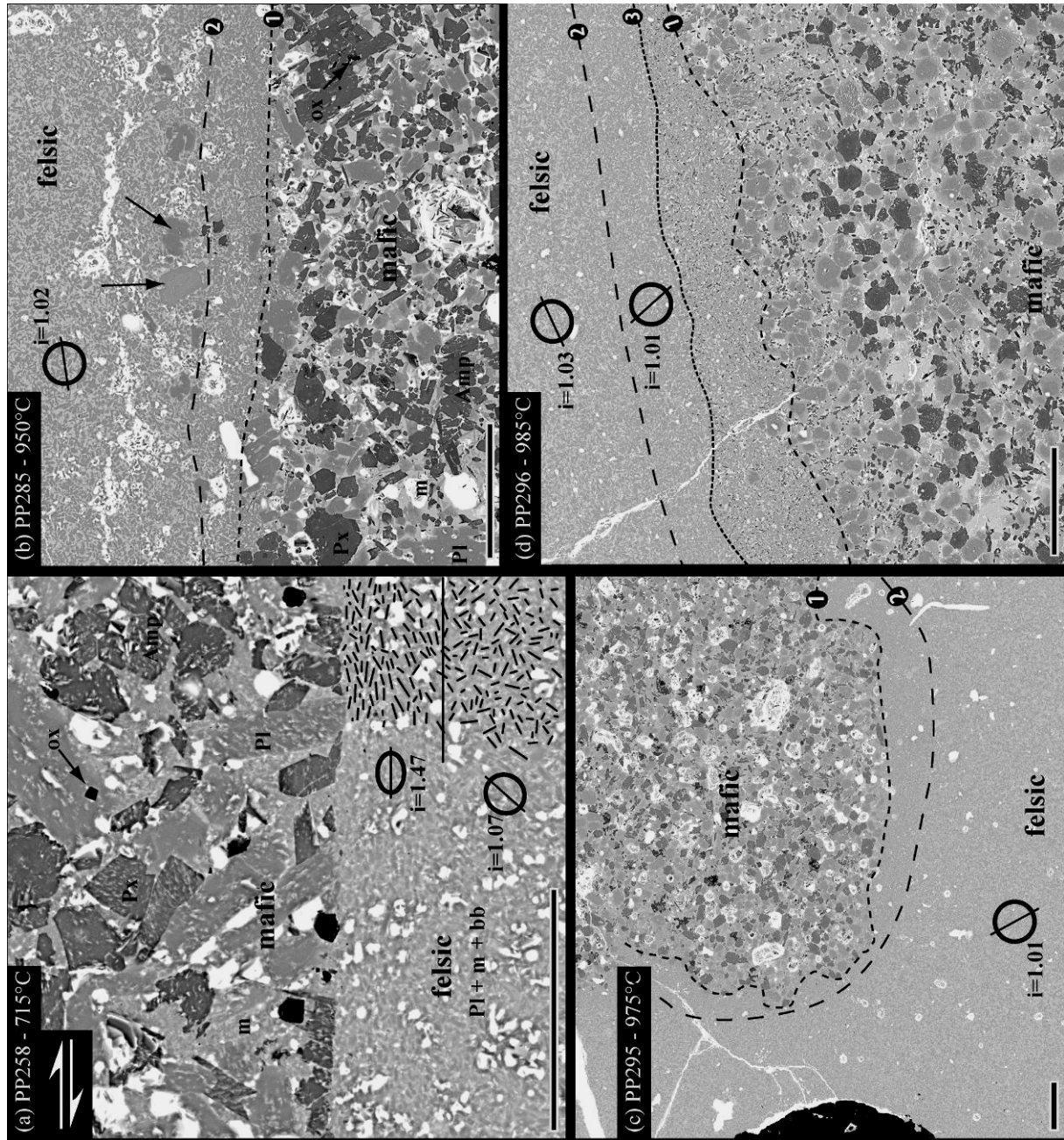


Figure VI* 7 : Details on particular textures produced in torsion experiments. Crystal legend respects the legend of Figure 1, and Ol stands for olivine. The scale bar on the bottom left corner represents 100 μm and the sense of shear presented in (a) is the same in all sections. Close to mafic layer, plagioclase crystals of the felsic layer were highlighted by white segments (a) and reveal the Shape Preferred Orientation developed at the interface, within the felsic layer. Local crystal fraction (percentages) and shape preferred orientation (ellipsoid and SPO intensity) were analysed on areas corresponding to the pictures. Dashed lines 1, 2 and 3 surround the mafic layer, the plagioclase-rich and ferromagnesian + plagioclase-rich layers respectively. White arrows localize isolated crystals mechanically extracted from the mafic layer in (b) and enclaves in (k). Double arrows in (g & i) highlight the connected bubbles. Report to the text for details.

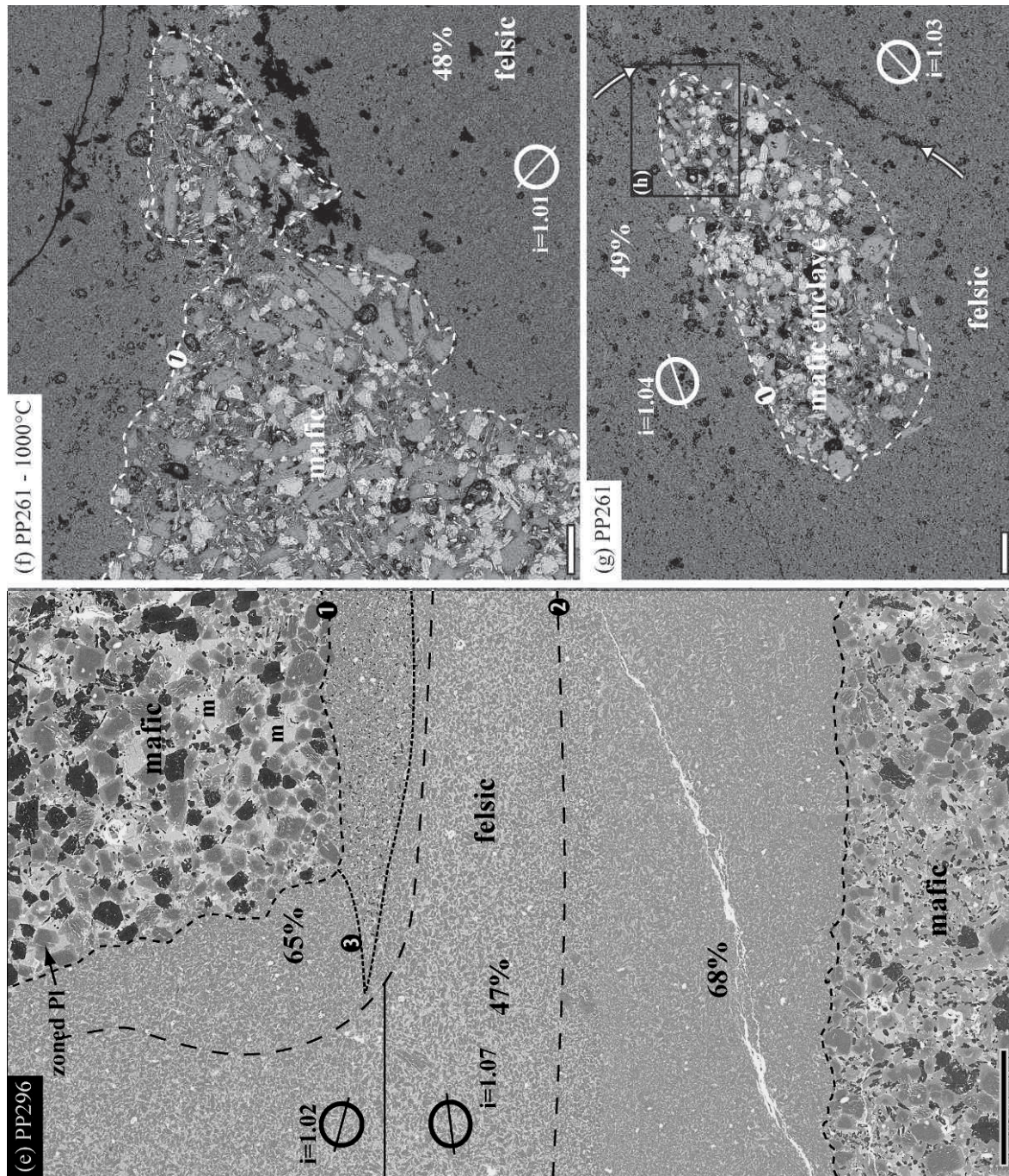


Figure VI*7 (continued)

SEM pictures of the extruded blobs of magmas reveal complex mixing/mingling features which are better developed than in the interior sample. The main component of the extrusion produced in PP261 is the mafic layer, which carries a few felsic enclaves with up to a millimeter in size (Fig. 8a & b). These enclaves contain small plagioclases identical to those in the felsic layer. Despite the expected high strain, crystals do not display a significant SPO, the intensity of the fabric being 1.01. However, the stretched parts of felsic magma contain plagioclase with a higher SPO intensity (1.11; Fig. 8b). A halo of ~100 μm thickness is recognizable all around the mafic stretched parts, composed of a population enriched in plagioclase (56 % in Fig. 8c) such as observed in the main sample. Some bands composing the mafic parts contain small acicular crystals of plagioclase, amphibole, and crystals of olivine, pyroxene and plagioclase that texturally resemble the interface layer in the boudin-like structure and against the mafic lobe (Fig. 7f, j). The upper magma extrusion in PP295 (Fig. 8d)

contains slightly more felsic than mafic magma, both being folded and stretched together, producing rounded shape filaments and complex interfaces (Fig. 8d&e). Acicular crystals of plagioclase and amphibole are rare in mafic bands, but the texture is otherwise similar to the inner parts of the main sample and to the starting suspension. Contrary to PP261 extrusion, no halo rich in plagioclase is visible, even if the crystal fraction can reach 57 % (Fig. 8f). In both extrusions, several isolated mafic crystals (plagioclase, pyroxene, olivine) and corresponding aggregates made of less than 10 crystals are found in the felsic parts.

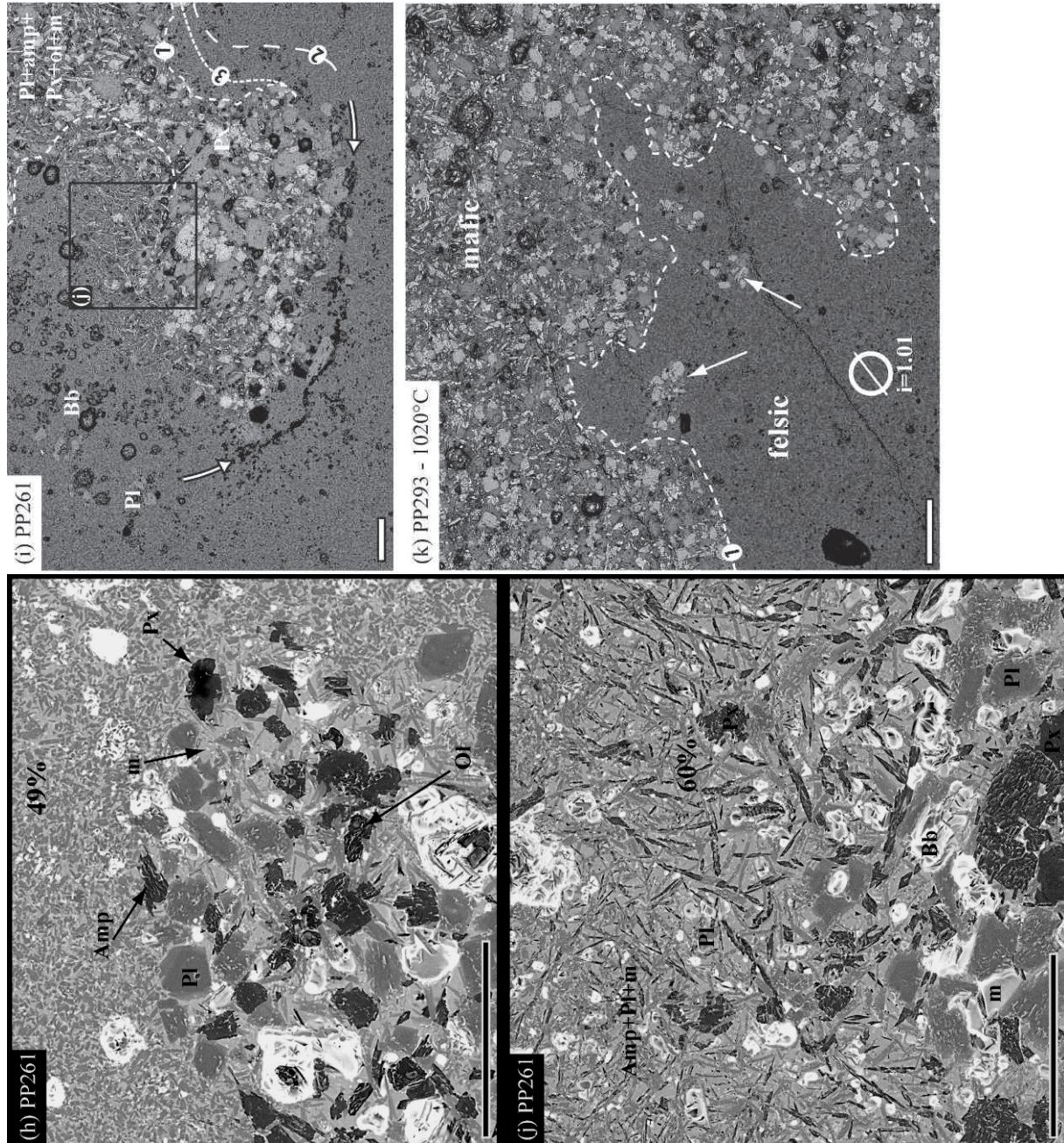


Figure VI*7 (continued)

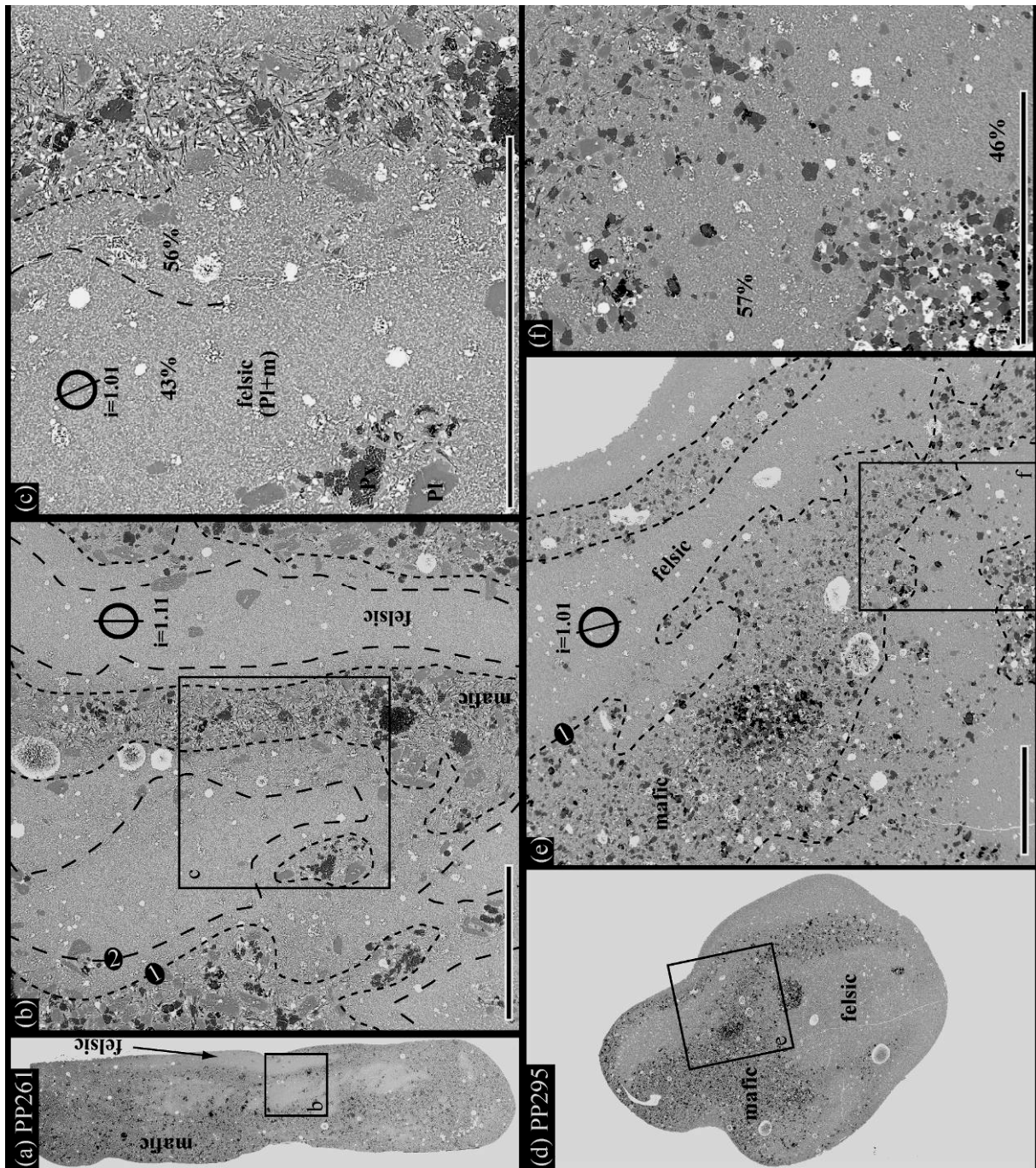


Figure VI* 8 : SEM picture showing the detail texture of the extrusions produced in PP261 (a to c) and PP295 (d to f). Same legend as figure 7. Scale bars are 500 μm long.

Composition of phases

Unfortunately, the extensive quench crystallization affecting the run products severely complicates the interpretation of compositional data, hence obscuring their possible implications for natural contexts. For this reason we limited data acquisition to the analyses of phases in run products obtained at 1000°C considering the following domains or textures:

-“ $\beta > 500$ ”: inner parts of mafic layers, relatively far (500 μm minimum) from the contact with the felsic component. Such parts are likely to have had little to no interactions with the felsic component;

-“ $\beta < 150$ ”: external parts of the mafic layers, at 150 μm maximum from the contact;

-“interface”: such as the layer bridging the boudins (Fig. 7f) or that close to the lobe (Fig. 7i, j);

-“enclave”: the enclave produced in the PP261 experiment (Fig. 7g & h);

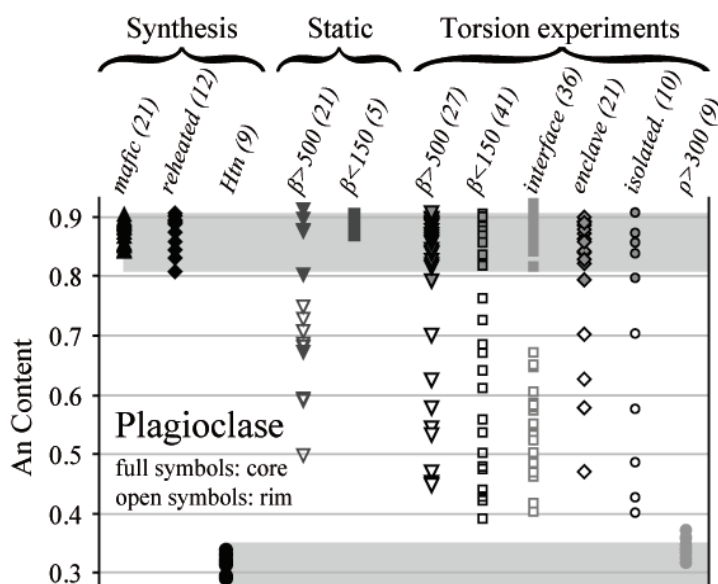
-“isolated”: crystals located in the felsic layer with a composition and a texture different from the typical plagioclase population crystallizing from the haplotonalitic liquid.

-“ $\rho > 300$ ”: concerns only the plagioclases in the felsic end-member at a distance $> 300 \mu\text{m}$ from any mafic layer. The phases from torsion experiments are compared with those from the 1000°C synthesis and the static experiment also conducted at 1000°C .

Plagioclase

Plagioclases produced in static experiments systematically developed a rim whenever they are located in the mafic layer. Plagioclase cores are similar to the plagioclase in the starting suspension (An80-An92) whereas rims are more sodic with An50-An76 (Fig. 9). In general, plagioclases from torsion experiments are similar, with a large rim (An39-An77) to core (An79-An93) zonation. Analyzed plagioclases located within the mafic layers ($\beta > 500$) have a rim that extends to An44, slightly less calcic than those from the mafic inner parts ($\beta > 500$) of the static experiment (An50). In contrast, rims of crystals close to felsic component ($\beta < 150 \mu\text{m}$; An37-An77) and non zoned acicular crystals located in the interface layer (An40-An67) have compositions less calcic than those in the residual mafic melt. Such acicular plagioclases are larger when located close to the mafic layer. The smallest ones occur close to the felsic component and could not be analyzed because of their size. Some plagioclases having similar size and aspect ratio to those from the mafic layer do also occur in the interface layer, with an anorthite content typical of the core composition (An82-An93). These plagioclases are frequently surrounded by acicular crystals, whose occurrence makes difficult the analysis of the thin rim overgrowth. Isolated large plagioclases in the haplotonalite, presumably from the mafic component, are also zoned with a calcic core composition (An79-An90) and a sodic rim (An40). Plagioclases with a typical felsic composition ($\sim \text{An}35$) were only observed within the felsic layer ($\rho > 300$).

Figure VI* 9 : Molar anorthite content of plagioclase in 1000°C and “reheated” Syntheses, static and torsion experiments. See the text for the plagioclase provenance.



Pyroxene

The composition of pyroxene is shown in the ternary diagram in Fig. 10. Pyroxenes from the static experiment have a composition similar to those from the starting mafic suspension when they are located within the mafic layer ($\beta > 500$), whereas close to the haplotonalite ($\beta < 150$) their composition varies along a trend with constant Ferrosilite $\approx 12\%$, and varying Ca and Mg contents (Fig. 10a,b) though changes in En and Wo contents remain small. In torsion experiments, most pyroxenes have a composition quite similar to the starting pyroxenes (Fig. 10c). Pyroxenes from the interface layers, enclaves, the inner ($\beta > 500$) and the outer ($\beta < 150$) parts of the mafic layers, also roughly follow the $Fs = 0.12$ trend (Ca concentration ranging between 32 and 47 molar %).

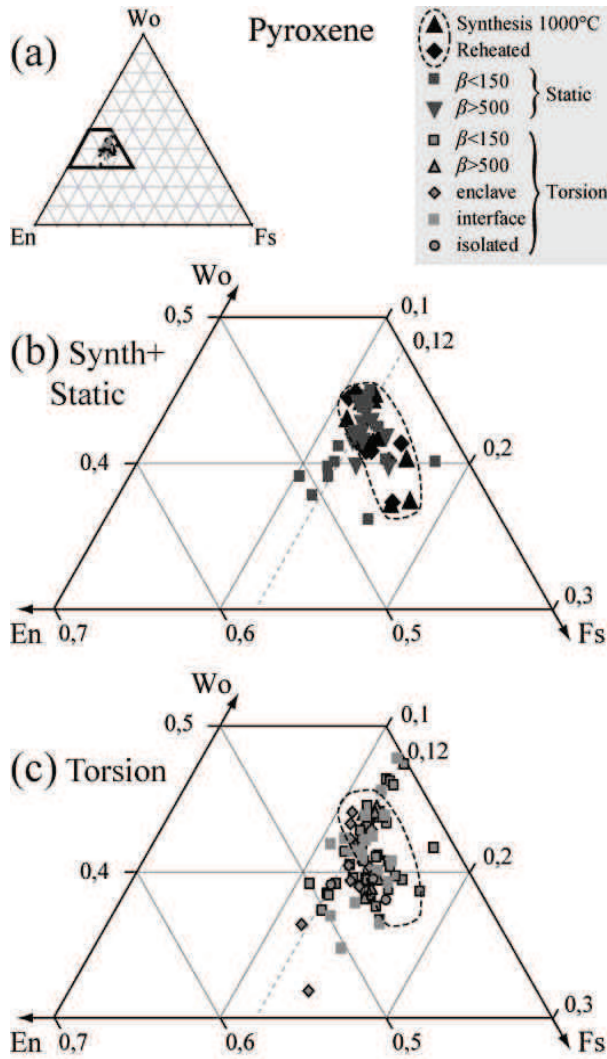


Figure VI* 10 : Chemical composition of pyroxenes in a Wo-En-Fs ternary plot (a), after classification of Morimoto et al (1988). (b) and (c) are zooms of pyroxene composition from synthetic + static experiments and torsion experiments respectively.

Amphibole

Amphiboles produced in static experiments have a composition similar to those in the mafic synthesis, as shown by the Mg# (molar ratio $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{tot}})$) vs. the Al_{iv} (number of aluminum in iv sites; Fig. 11). In contrast, most amphiboles analyzed in torsion experiments have a composition characterized by lower Mg# and Al_{iv} content, defining a much more scattered population, especially for those in the interface layer.

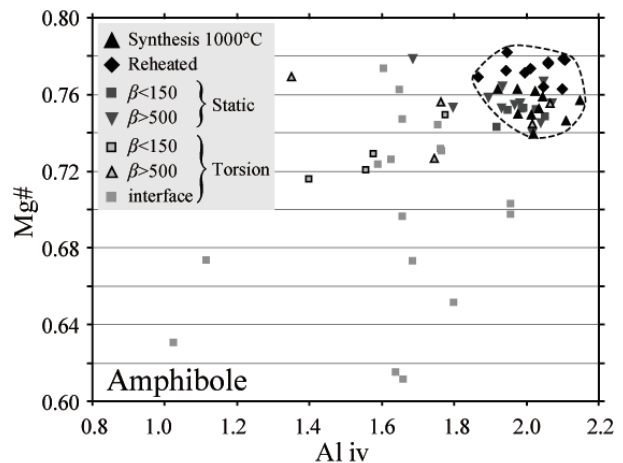


Figure VI* 11 : Mg# vs Al_{iv} graph of amphiboles in synthesis and experimental products.

Olivine

Olivine, which is absent from the starting syntheses performed in conventional IHPV, is present in both static and torsion experiments conducted in the Paterson Press (Table 1). In the static experiment, olivine has a Fo content ranging between Fo70 and Fo77 (10 analyses; Fig. 12). The olivines of torsion experiments display a larger Fo content variation, especially in the areas close to the felsic component (Fo64-Fo81 in $\beta < 150$ areas).

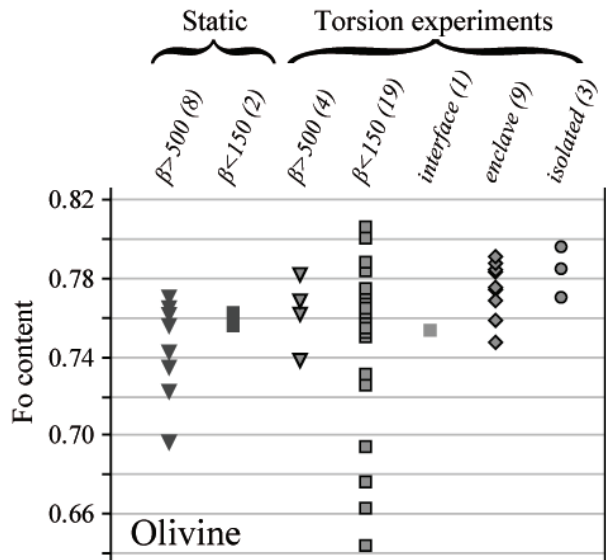


Figure VI* 12 : Mg# of olivine in experimental products. See the text for olivine provenance.

Glass

Glass analyses of static and torsion experiments reveal SiO_2 contents ranging between 55 and 69 wt% (Fig. 13), falling between the SiO_2 content of the starting glasses, though some analyses are more mafic. In contrast, the CaO concentration ranges between 2.6 and 8.2 wt.%, which plot slightly above the trend between both end-members (Fig. 13). Most melt analyses located in the external parts of the mafic layers ($\beta < 150$) and within enclaves have compositions slightly more evolved than the starting mafic one (higher SiO_2 and lower CaO content). In contrast, melt pockets between acicular crystals of the interface layer display very heterogeneous melt compositions (Fig. 13).

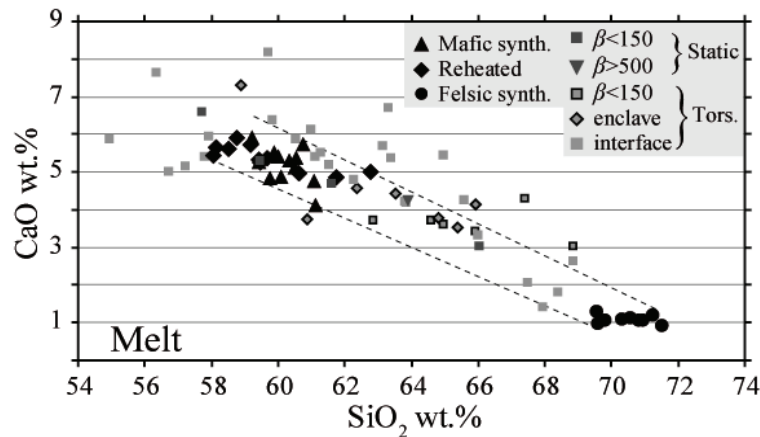


Figure VI* 13 : CaO vs SiO_2 weight concentration for the melt from synthesis and static and torsion experiments.

Elemental mapping

In addition to phase analyses, elementary mapping was performed on PP261 and PP295 run products over areas displaying particular textures (boudin, Fig. 7f; enclaves, Fig. 7g, j; part of the extrusions, Fig. 8b, e). The relative MgO content is shown in Figure 14. The mapping reveals Mg diffusion from mafic towards felsic parts, over a distance of 100 to 150 μm during the 2 hours of the experiment (Fig. 14a, b: note that the true diffusion distance is difficult to estimate because of section effects). Olivine crystals are evenly distributed in the mafic layer and boudin parts whereas they are absent at the 50 μm periphery of enclaves. They frequently occur next to pyroxene. The interface layer is also outlined by the presence of acicular amphiboles around the mafic layer, in the thinnest parts of the boudinage, and locally around the enclave (Fig. 14 a, b). The MgO map obtained on both extrusions highlights the presence of olivine, distributed across the stretched mafic parts or filaments (Fig. 14c, d). In the extrusion from PP295 run, olivines display a rim with lower MgO contents. The association between olivine and pyroxene is not observed in those sections. Filaments display the same acicular amphibole than that in the interface layers in the main sample. Locally, felsic-like areas preserved a low MgO content, but most of the parcels defined as felsic are in fact enriched in magnesium. Contrary to the interior sample that suffered much less deformation, truly felsic compositions are nearly absent in the extrusions.

DISCUSSION

General considerations

Due to fast kinetics resulting from the high water content, the cooling rate of the vessel could not prevent the development of quench crystals whose occurrence partly obscures textural

observations. Interpretation of experimental products is based on the first step syntheses which were ended by a drop quench, hence allowing better preservation of the HP/HT phase proportions. Although attention was paid to the development of fabric with applied strain, quench effects are too severe to extract any useful information in this field. The fact that all plagioclase fabrics of the felsic layer in torsion experiments are nearly isotropic (Fig. 7) should be viewed as a direct consequence of crystallisation during cooling in an almost isotropic stress field. Only in the lowest temperature experiments (600°C-700°C) does the fabric record the effect of deformation, showing that under the investigated conditions the mafic magma is unaffected, while plagioclases in the felsic magma are re-oriented at the vicinity of the contact with the mafic layer (Fig. 7a).

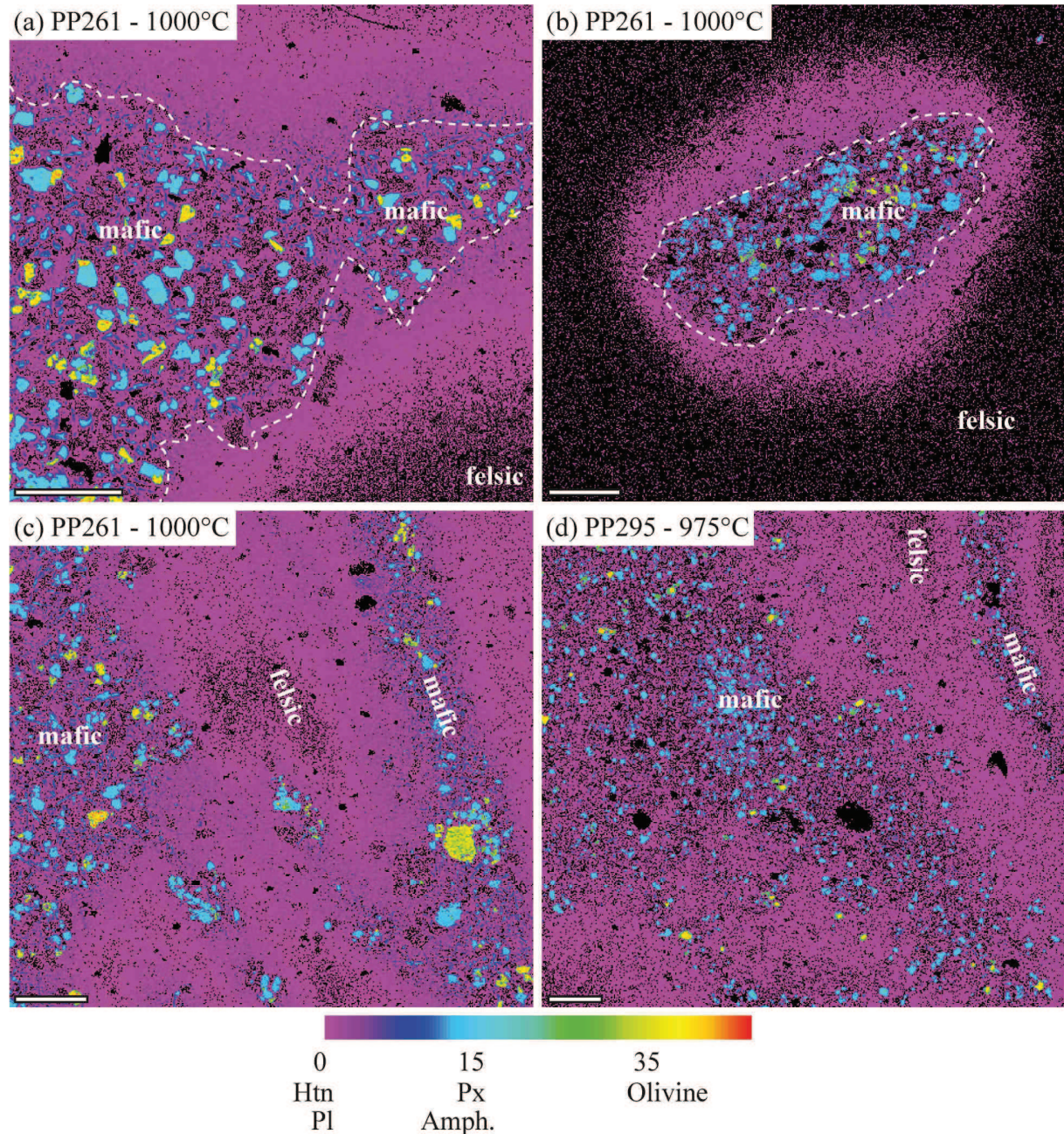


Figure VI* 14 : Chemical mapping of magnesium concentration in particular textures produce in PP261 conducted at 1000°C (a, b, c) and PP295 conducted at 975°C (d). The white bar is a 200 μm scale. The chemical concentration was scaled by punctual analyses. Black pixels are analyses below the detection and represent Mg-free areas (also see Annexe B for more elemental mapping).

The differences in mineral assemblages between initial syntheses and torsion experiments, in particular the presence/absence of olivine and oxide, most likely reflect changes in the prevailing oxygen fugacity, as other parameters (T, P, H₂O) were kept constant (see above). Experimental work performed on the Balos basalt from Santorini (Andújar et al., in preparation) support this observation. For instance, at NNO+3.5 and water-saturated conditions olivine is not stable whereas magnetite + clinopyroxene or magnetite + clinopyroxene + amphibole predominate at $\geq 1000^{\circ}\text{C}$ and 950°C , respectively (Andújar et al., in preparation). In contrast, at NNO, the stable mineral assemblage is olivine + clinopyroxene + plagioclase $\pm$ magnetite for temperatures $> 985^{\circ}\text{C}$; and amphibole co-crystallizes with these phases in the range $985\text{--}975^{\circ}\text{C}$ (Andújar et al., in preparation). Thus, the occurrence of olivine in torsion experiments records the lower $f\text{O}_2$ of the latter relative to that prevailing in synthesis experiments.

One important observation made in the dry torsion experiments of Laumonier et al. (submitted) is the occurrence of mafic to intermediate melt filaments in the felsic component, which display either sharp or diffuse boundaries, depending on the time elapsed after filament incorporation and on the strain rate. Compositional and textural arguments show that such filaments correspond to melts located at the interface between mafic and felsic components, and which are preferentially mobilised during deformation. In contrast, true quenched melt filaments have not been observed in the hydrous experiments. It is not clear whether this is due to the conditions of deformation (lower amount of strain) or if those filaments indeed exist but have been blurred by quench crystallisation (see stretched structures in the PP161 extrusion, Fig. 8c).

Chemical effects

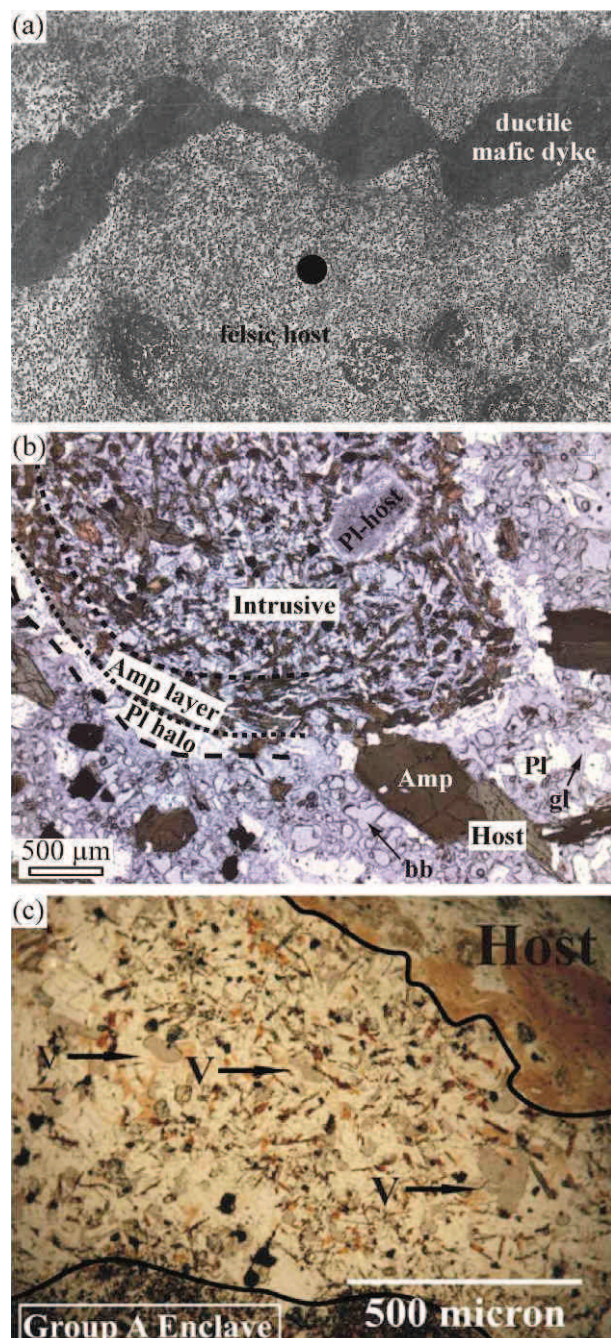
Owing to profuse quench effects, chemical inferences from our experiments are necessarily very limited. As observed in the dry experiments of Laumonier et al. (submitted), the juxtaposition of contrasted magmas produces a range of phase compositions, either solids or liquids. This is despite the relatively short run durations, < 4 hours. This has been also observed in other previous experimental studies carried out to simulate mixing under static conditions (e.g., Johnston and Wyllie, 1988). There are no significant compositional differences between clinopyroxenes crystallizing under either static or dynamic conditions whereas amphiboles, plagioclase and olivine define larger compositional intervals (Fig. 9-12) which may reflect the effect of mixing but also of quench (amphibole in particular). In static experiments olivines composition is Fo77-Fo70 and plagioclase is An80-An50 whilst in related torsion experiments, olivine and plagioclase compositions extend towards lower Mg (Fo64) and lower Ca (An40) values, suggesting that deformation enhance mixing process, probably via the entrainment of mafic minerals into felsic liquids. This is also supported by the wide compositional diversity of liquids which are sometimes more mafic than those obtained under synthesis conditions. Clearly, however, it is also on liquid compositions that quench effects are maximised, which calls for caution in interpreting experimental trends solely in terms of mixing processes.

Origin of rims in enclaves

The presence of acicular microcrysts within the margins of enclaves is often interpreted as resulting from fast cooling of the hotter mafic enclave in its cold host (e.g. Bacon, 1986; Gerbe & Thouret, 2004; Troll et al. 2004; Martin et al., 2006b; Davi et al., 2010). Such a fast crystallization leads to volatile exsolution and resulting bubbles are entrapped within the crystals network, forming diktytaxitic texture (Fig. 7j & Fig. 15c). However, our experiments suggest that the rim composed of

crystals in many enclaves is not the result of a fast cooling only, but comes from the existence of a chemical gradient in the transition zone. As shown in dry experiments, the interface between chemically contrasted magmas is subject to chemical reactions (Laumonier et al., submitted). Our hydrous experiments also produced a layer composed of plagioclase (~ 0.35), amphibole (~ 0.20), inherited pyroxenes (0.05) and dacitic melt (0.40). Most amphiboles and plagioclases in the layer are acicular but they are relatively large, approaching the size of crystals of the starting material (Fig. 7j), which suggest that they have started to grow before the quench, reflecting crystallization at P and T. The absence of such a rim around the enclave produced in PP261 can be explained by the fact that chemical diffusion was erased by higher local strain, in spite of a Mg-enriched hapltonalite halo (Fig. 14b). A chemical gradient between two hydrous magmas was also the cause of the development of a reaction zone such as reported by Johnston & Wyllie (1988). In these experiments, a change in clinopyroxene composition with respect to its position to the interface was reported. Carroll & Wyllie (1989) also produced a reaction layer in their hydrous experiments between peridotite and granite at 1050 °C and 1.5 GPa, consisting in small pyroxenes. The weak chemical variation observed in clinopyroxenes in our experiments is possibly the result of the deformation, favoring the interaction zone and thus enhancing homogenization. Therefore, chemical gradients between enclaves and their magma host may play a role on the development of their rim, which is not limited to the chilling effect of a hot mafic blob. Textural features from enclaves from Soufrière Hills supports this hypothesis; the external parts of a basaltic-andesitic enclave contain significantly more amphiboles, and a halo of plagioclases separated the enclave from the andesitic host, resembling the amphibole and plagioclase layers produced in our experiments (Fig. 7i, j and 15b). The orientation of the amphiboles at the periphery of the enclave is not perpendicular to the contact, but roughly parallel to it, indicating that some flow occurred after their crystallization. Therefore, amphibole is more likely to result from a chemical transition rather than from a quench texture of a diktytaxitic margin only. According to our results, such a texture is possible at a relatively low crystal fraction (see next section), which is consistent with the abundance of melt in both the enclave and its host.

Figure VI* 15 : Natural examples of magma mixing from (a) Adamello Massif (Blundy and Sparks, 1992), (b) Montserrat Hills Volcano and (c) Lipari products (Davi et al., 2010).



Effect of water on mixing and mingling

Importance of the crystal fraction and viscosity contrast

The observation of similar crystal fractions in run products of syntheses and torsion experiment shows that no quench crystallisation occurred in the low temperature experiments (Fig. 1 & 7a). At 715°C, the viscosity of each melt ranges between $10^{4.5}$ and 10^5 Pa.s and the viscosity contrast between the melts does not exceed 0.3 log unit (Fig. 3). However, neither mingling nor mixing features were produced in those conditions. In fact, the magma viscosity contrast (melt plus crystals) is about 1 log unit, which seems to be large enough to prevent mixing (under our deformation conditions). These results agree with the dry experiments of Laumonier et al. (submitted), where mingling and mixing textures were obtained at a low bulk viscosity contrast only (~ 0.3 log unit). Therefore, our results confirm the important role of the crystal fraction, which governs the bulk viscosity, on magma remobilization and mixing. Within the range of strain rates explored here, a difference in the viscosities of juxtaposed magmas (either hydrous or dry) of about an order of magnitude is enough to prevent them from being mixed (Laumonier et al., submitted).

Development of mingling/mixing features in hydrous magmas

In the dry experiments of Laumonier et al. (submitted), all mingling and mixing features (crystal separation, layer dislocation and enclave and filament formation) started at a temperature at which the touching crystal network in the mafic suspension collapses (1170°C). Experiments conducted at lower temperatures, even only 10°C lower, did not produce neither mixing nor mingling features. The series of hydrous experiments described here reveals a somewhat more progressive income of mingling and mixing textures, which occur over a 50°C temperature interval. The first mingling feature appears at 950°C and corresponds to the mechanical incorporation of isolated mafic crystals into the felsic magma (Fig. 7b), such as pyroxene and calcic plagioclase (An80-An92). When immersed in the felsic component, isolated plagioclases developed a sodic rim (An40 to An70), producing a normal zoning pattern (Fig. 7b, 8b, c, f & 9). This contrasts with isolated plagioclases observed in dry conditions, characterized by resorption features and poorly developed rim (Laumonier et al., submitted). At 950°C and higher temperatures, diffusion operates in the felsic layers. The crystallization of plagioclase with more calcic composition around mafic layers results from the diffusion of calcium from the mafic component (Fig. 7b to e). The effective diffusion of Fe and/or Mg is also marked by the halo of tiny Fe-Mg minerals in the PP296 experiment (Fig. 7e). The PP296 experiment can be compared to the PP156 run of Laumonier et al. (submitted): both lack mingling textures, despite being just 10-15°C below the temperature at which profuse mixing/mingling textures were produced. However, diffusion has clearly occurred in the hydrous experiment.

At 975 and 985°C, interface instabilities are generated (Fig. 7c to e) but the mafic layers still maintain their cylindrical shape in spite of a relatively high finite strain ($\gamma = 5.1$, PP296). The first clear change in layer shape is observed in the highest temperature runs (1000°C and 1020°C) where both end-members are folded and stretched to boudin-like geometries, presumably because of the dislocation of the touching crystal network. Hence, it appears that, at crystal fractions lower than 45 %, mafic layers dislocate and produce enclaves, larger-scale lobes and embayments. The interface layers are asymmetrically distributed and consist in the crystallization of amphibole and plagioclase.

The comparison with the dry experiments of Laumonier et al (submitted) shows that the presence of water decreases the temperature at which magma mixing and mingling happens by 170°C; the widespread mafic magma remobilization indeed sets in suddenly at 1000°C, as compared to 1170°C under dry conditions. Our experiments are thus in agreement with the concept of a rheological threshold, as proposed by Philppots et al. (1998) Martin et al (2006a) and Laumonier et al. (submitted). The onset of dismembering of the whole mafic layer occurs between 985 and 1000°C, corresponding to a crystal fraction close to 45 %. At 985°C and lower temperatures, the crystal fraction is high enough to build a rigid (touching) crystal network controlling the mush rheology (Philppots et al., 1998). A modest temperature rise of 15°C results in the diminution of the crystal fraction, allowing the dismembering of the crystal network and subsequent magma remobilization and mingling. Under dry conditions, Laumonier et al. (submitted) found that the same crystal fraction (46 %) defines the threshold for efficient mixing. In detail, a few minor and discrete mingling textures (isolated crystals, crenulated contact) do occur before the onset of large scale dislocation of the mafic layers, such as in the charge at 950°C (Fig. 7b), establishing a more progressive transition between mixed and unmixed magmas than that observed under dry conditions. However, the PP295 experiment conducted at 975°C shows that this rheological transition can be upset: the crystal network hindering magma mingling in the interior sample was locally broken by a different regime of deformation when the magma was extruded through a hole in the jacket, creating filament and rounded shape textures (see next section).

Implications of extrusions

Extrusions which occurred during PP261 and PP295 runs bear texturally complex mingling/mixing features. Although they could be considered as failed experiments, they do instead allow us to explore further the conditions leading to the development of mixing textures in hydrous magmas. These extrusions occurred during the very last increments of torsion experiments, which lead to jacket failure, as evidenced by the decreasing torque recorded during torsion. Once detected, torsion was maintained as long as the jacket resisted and the power supply was eventually shut down. We estimate that extrusions lasted during ~16 and 30 minutes at best for PP261 and PP295, respectively. Extrusion rates are calculated to be around ~0.3 mm³/s. The total strain is the sum of (1) the strain induced by torsion, (2) the one consisting in getting the magma closer to the jacket hole, (3) the amount of deformation the magmas underwent going through the hole and (4) the deformation out of the jacket evidenced by the extrusion dimension larger than the hole. It is not possible to estimate accurately the total strain of the extrusion, even knowing the dimension of the hole (~5*0.5 mm). We infer the third step induced a strain $\gamma > 10$, which implies an extrusion shear rate $>10^{-2} \text{ s}^{-1}$. The duration of extrusion was sufficiently short, and volume of extruded material sufficiently high, so as to prevent any significant dehydration of outflowing hydrous silicate melts. Such a dehydration is driven by the huge difference in water fugacity across the jacket but has been limited by the relative slowness of water diffusion in silicate melts (calculations show that water diffused by about 200 microns at the first taken out end, during the 16 minutes of extrusion). If water diffusive loss would have been effective then it should have produced a significant increase of magma crystallinities, which is not seen even at the very outer rims of the extrusions where no gradient in crystal content has developed from the extrusion rim inwards (Fig 8e). This indicates that the bulk viscosity of the material during extrusion remained similar to that of the interior magmas.

The very process of extrusion implies that a pressure gradient existed. The excess pressure driving extrusion could come from the own load of the top part of the column, from local pressure build-up arising from deformation applied to a connected crystal network, from local pressure gradients generated by the local folds of the jacket, as suggested by the toothpaste jacket aspect after torsion (Fig. 4d), or from any combination of all these three mechanisms. Regardless, the main difference between deformation conditions reigning inside and outside the jacket is probably the shear rate and amount of deformation. On this basis it can be concluded that mixing processes are considerably enhanced by elevated rates of deformations (compare Fig 5e, f and Fig 8a). The textures produced are similar to those observed in the main sample but better developed as a result of the high strain underwent by the magma. However, a significant difference with the main sample is the occurrence of stretched filaments despite the presence of a crystal network, at least at the onset of the deformation (PP295, conducted at 975°C; Fig 5c). Elevated strain and strain rates may be attained in the conduit during volcanic eruptions, notably those explosive, where syn-eruptive mixing textures are expected to be produced (see also Woods and Cowan, 2009).

Implications for reservoir replenishments

In the light of these results we suggest that reservoirs being slowly replenished will have less possibility to produce well mixed magmas, in accord with the results of analogical experiments (e.g. Turner & Campbell, 1986; Jellinek et al., 1999). Strain rates in convecting reservoirs are inferred to be quite low, $<10^{-6} \text{ s}^{-1}$, (e.g., Alibert et al., 2005) which therefore suggests that mixing between rheologically contrasted magmas (ie with viscosities differing by more than 1 order of magnitude) are unlikely to be efficient at this location. In contrast, mixing during vigorous, or forcefull, injection may lead to thoroughly mixed material or hybrids, as illustrated by the extrusions. Considering that the P-T-H₂O conditions investigated here cover those likely to prevail in most arc magmas reservoirs (Scaillet et al., 1998), our experiments constrain the temperature at which mixing can operate. As a general rule, our results suggest that injection of a mafic forerunner into a crystal-rich silicic host will not produce hybrid products if the equilibration temperature of the blended mixture remains below 950°C. The final temperature of equilibration depends on the relative masses of juxtaposed end-members (Sparks and Marshall, 1986; Frost and Mahood, 1987) and so there is no unique solution to this problem. However, it can be anticipated that slow replenishment via small mafic inputs of a large felsic reservoir, will not give rise to prolonged and widespread thermal excursions, and hence will lead to conditions unfavourable to mixing: such a scenario will more likely end up producing stratified intrusions rather than a homogeneous whole body. Consequently, we suggest that mixing features encountered in highly crystallized magmas ($> 50 \%$ crystals) may have been produced before their crystallization (closer to liquidus conditions, Scaillet et al., 2000) or in extreme strain rate environments such as in volcanic conduits where the strain rates exceed the plutonic ones (e.g., Koyaguchi & Blake, 1989). That the mixing efficiency changes rapidly over a small temperature interval suggests in turn that small temperature variations may give rise to abrupt changes in the fluid dynamics of injected reservoirs. Eruption triggering by mafic inputs may thus record the case of reservoirs lying close to the rheological threshold prior to injection.

CONCLUSION

We present the results of the first experiments on mixing and mingling of hydrous magmas performed at conditions relevant to arc contexts. The mingling textures we produced are isolated

crystals, boudin-like structures, enclaves while the mixing textures are the development of chemical halo and transition layers. Such layers consist in dense population of plagioclase, and acicular crystals, melt and bubbles. They resemble the diktytaxitic texture often observed in natural enclave margins and may result from the rapid crystallization of a chemical transition between magmas. Mixing and mingling of hydrous magmas appears feasible at low crystal fraction (< 50 vol.%) and low viscosity contrast (within one order of magnitude), and at temperatures shifted by $\sim 200^\circ\text{C}$ when compared to similar but dry magmas (Laumonier et al., submitted). As shown by a number of previous studies, the crystal fraction defining the threshold is controlled by the average shape of the dominant crystals, which is itself strongly dependent on the thermal regime during solidification. Thus, the mixing conditions revealed here are strictly valid for magmas having the same particle shape distribution, and at relatively low strain rates ($< 10^{-4} \text{ s}^{-1}$). A low temperature variation induced by magma replenishment can remobilize the felsic magma and trigger eruption. However, mingling can occur at crystal fractions higher than the critical crystallinity, in particular under extreme strain rate conditions. Those conditions prevail in volcanic conduits, suggesting that mixing involving highly crystallized magmas may be the consequence of volcanic eruptions.

FUNDING

This work was supported by the French Agence National de Recherche [ANR-08CEA080 to B. S].

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper is a part of ML's PhD. The authors benefited of analytical support from I. Di Carlo. This work was supported by the French Agence National de Recherche [ANR-08CEA080 to B. S]. The reviews of XXX, ZZZ and YYY are gratefully acknowledged.

REFERENCES

- | | |
|--|--|
| <p>Albertz, M., Paterson, S.R., Okaya, D. (2005). Fast strain rates pluton emplacement: Magmatically folded leucocratic dikes in aureoles of the Mount Stuart Batholith, Washington, and the Tuolumne Intrusive Suite, California, <i>Geological Society of America Bulletin</i> 117, 450-465.</p> <p>Anderson, A.T. (1976). Magma mixing: petrological process and volcanological tool, <i>Journal of Volcanology and Geothermal Research</i> 1, 3-33, doi:10.1016/0377-0273(76)90016-0.</p> <p>Andújar, J., Scaillet, B. (2012). Relationships between pre-eruptive conditions and eruptive styles of phonolites-trachyte magmas. <i>Lithos</i>, doi:10.1013/j.lithos.2012.05.009.</p> <p>Andújar, J., Scaillet, B., Druitt, T.H., Pichavant, M. (in preparation for <i>Journal of Petrology</i>).</p> | <p>Differentiation conditions of a basaltic magma from Santorini and its bearing on basaltic-andesite to andesitic magma production.</p> <p>Armienti, P., Barberi, F., Bizouard, H., Clocchiatti, R., Innocenti, F., Metrich, N., Rosi, M., Sbrana, A. (1983). The phlegraean fields: Magma evolution within a shallow chamber. <i>Journal of Volcanology and Geothermal Research</i> 17 (1-4), 289-311, DOI: 10.1016/0377-0273(83)90073-2.</p> <p>Bacon, C. R. (1986). Magmatic Inclusions in Silicic and Intermediate Volcanic Rocks. <i>Journal of Geophysical Research</i> 91 (B6), 6091-6112, doi:10.1029/JB091iB06p06091.</p> <p>Barnhoorn, A., Bystricky, M., Kunze, K., Burlini, L., Burg, J.P. (2005). Strain localization in biminerale rocks: Experimental deformation of synthetic</p> |
|--|--|

- p calcite-anhydrite aggregates.
- Earth and Planetary Science Letters*
- 240**
- , 748-763.
- Berndt, J., Koepke, J., Holtz, F. (2005). An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa. *Journal of Petrology* **46**, 135-167.
- Blake, S. (1984). Magma mixing and hybridization processes at the alkalic, silicic, Torfajokull central volcano triggered by tholeiitic Veidivotn fissuring, south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **22** (1-2), 1-31, DOI: 10.1016/0377-0273(84)90033-7.
- Blundy, J.D., Sparks, R.S.J. (1992). Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy, *Journal of Petrology* **33**, 1039-1104.
- Browne, B.L., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, T.A., Uto, K., Hoshizumi, H. (2006a). Magma mingling as indicated by texture and Sr / Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen volcano, SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **154** (1-2) 103-116, DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2005.09.022.
- Browne, B. L., Eichelberger, J. C., Patino, L. C., Vogel, T. A., Dehn, J., Uto, K., Hoshizumi, H. (2006b). Generation of porphyritic and equigranular mafic enclaves during magma recharge events at Unzen volcano, Japan. *Journal of Petrology* **47** (2), 301-328.
- Bunsen, R. (1851). Ueber die Processe der vulkanischen Gesteinsbildungen Islands. *Annalen der Physik* **159** (6), 197-272.
- Burda, J., Gawęda, A., Klötzli, U. (2011). Magma hybridization in the Western Tatra Mts. granitoid intrusion (S-Poland, Western Carpathians). *Mineralogy and Petrology* **103** (1), 19-36.
- Burgisser, A., Bergantz, G. W. (2011). A rapid mechanism to remobilize and homogenize highly crystalline magma bodies. *Nature* **471** (7337), 212-215.
- Burgisser, A., Poussineau, S., Arbaret, L., Druitt, T. H., Giachetti, T., Bourdier, J. L. (2010). Pre-explosive conduit conditions of the 1997 Vulcanian explosions at Soufrière Hills Volcano, Montserrat: I. Pressure and vesicularity distributions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **194** (1), 27-41.
- Calanchi, N., De Rosa, R., Mazzuoli, R., Rossi, P., Santacroce, R., Ventura, G. (1993). Silicic magma entering a basaltic magma chamber: eruptive dynamics and magma mixing — an example from Salina (Aeolian islands, Southern Tyrrhenian Sea). *Bulletin of Volcanology* **55** (7), 504-522.
- Campbell, I. H., Turner, J. S. (1985). Turbulent mixing between fluids with different viscosities. *Nature* **313**, 39-42.
- Campbell, I. H., Turner, J. S. (1986). The influence of viscosity on fountains in magma chambers. *Journal of Petrology* **27** (1), 1-30.
- Cardoso, S. S., Woods, A. W. (1999). On convection in a volatile-saturated magma. *Earth and planetary science letters* **168** (3), 301-310.
- Caricchi, L., Burlini, L., Ulmer, P., Gerya, T., Vassalli, M., Papale, P. (2007). Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. *Earth and Planetary Science Letters* **264**, 402-419.
- Caricchi, L., Giordano, D., Burlini, L., Ulmer, P., Romano, C. (2008). Rheological properties of magma from the 1538 eruption of Monte Nuovo (Phlegrean Fields, Italy): An experimental study. *Chemical Geology* **256** (3), 158-171.
- Caricchi, L., Annen, C., Rust, A., & Blundy, J. (2012). Insights into the mechanisms and timescales of pluton assembly from deformation patterns of mafic enclaves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **117** (B11).
- Carroll, M., Wyllie, P.J. (1989). Granite melt convecting in an experimental micro-magma chamber at 1050°C, 15 kbar. *European Journal of Mineralogy* **1**, 249-260.
- Castro, A., De La Rosa, J.D., Stephens, W.E. (1990). Magma mixing in the subvolcanic environment: petrology of the Gerena interaction zone near Seville, Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **106**, 9-26, Doi:10.1007/BF00306405.
- Champallier, R. (2005). Déformation expérimentale à Haute Température et Haute Pression de magmas partiellement cristallisés. PhD thesis, University of Orleans (FR), pp 216.

- Champallier, R., Bystricky, M., Arbaret, L. (2008). Experimental investigation of magma rheology at 300 MPa: From pure hydrous melt to 76 vol.% of crystals. *Earth and Planetary Science Letters* **267** (3-4), 571-583.
- Cioni, R., Civetta, L., Marianelli, P., Metrich, N., Santacroce, R., Sbrana, A. (1995). Compositional layering and syn-eruptive mixing of a periodically refilled shallow magma chamber: the AD 79 Plinian eruption of Vesuvius. *Journal of Petrology* **36** (3), 739-776.
- Civetta, L., Galati, R., Santacroce, R. (1991). Magma mixing and convective compositional layering within the Vesuvius magma chamber. *Bulletin of Volcanology* **53** (4), 287-300, DOI: 10.1007/BF00414525.
- Civetta, L., Orsi, G., Pappalardo, L., Fisher, R. V., Heiken, G., Ort, M. (1997). Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes—the Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei caldera, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **75** (3), 183-219.
- Clarke, A. B., Stephens, S., Teasdale, R., Sparks, R. S. J., Diller, K. (2007). Petrologic constraints on the decompression history of magma prior to Vulcanian explosions at the Soufrière Hills volcano, Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **161** (4), 261-274.
- Clynne, M.A. (1999). A Complex Magma Mixing Origin for Rocks Erupted in 1915, Lassen Peak, California. *Journal of Petrology* **40** (1), 105-132, doi: 10.1093/petroj/40.1.105.
- Condie, K. C. (1998). Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters* **163** (1), 97-108.
- Coombs, M. L., Eichelberger, J. C., Rutherford, M. J. (2000). Magma storage and mixing conditions for the 1953–1974 eruptions of Southwest Trident volcano, Katmai National Park, Alaska. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **140** (1), 99-118.
- Coombs, M.C., Eichelberger, J.C., Rutherford, M.J. (2002). Experimental and textural constraints in mafic enclave formation in volcanic rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **119**, 125-144, doi:10.1016/S0377-0273(02)00309-8
- Costa, F., Scaillet, B., Pichavant, M. (2004). Petrological and experimental constraints on the pre-eruption conditions of Holocene dacite from Volcán San Pedro (36°S, Chilean Andes) and the importance of sulphur in silicic subduction-related magmas. *Journal of Petrology* **45**, 855-881.
- Davi, M., De Rosa, R., Holtz, F. (2010). Mafic enclaves in the rhyolitic products of Lipari historical eruptions; relationships with the coeval Vulcano magmas (Aeolian Islands, Italy). *Bulletin of Volcanology* **72** (8), 991-1008, DOI: 10.1007/s00445-010-0376-5.
- De Campos, C.P., Dingwell, D.B., Perugini, D., Civetta, L., Fehr, T.K. (2008). Heterogeneities in magma chambers: Insights from the behavior of major and minor elements during mixing experiments with natural alkaline melts. *Chemical Geology* **256**, 131-145.
- De Campos, C.P., Perugini, D., Ertel-Ingrisch, W., Dingwell, D.B., Poli, G. (2011). Enhancement of magma mixing efficiency by chaotic dynamics :an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **161**, 863-881.
- De Rosa, R., Mazzuoli, R., Ventura, G. (1996). Relationships between deformation and mixing processes in lava flows: a case study from Salina (Aeolian Islands, Tyrrhenian Sea). *Bulletin of Volcanology* **58**, 286-297, DOI: 10.1007/s004450050140.
- Di Carlo, I., Pichavant, M., Rotolo, S.G., Scaillet, B. (2006). Experimental crystallization of a high-K arc basalt: The golden pumice, Stromboli volcano (Italy). *Journal of Petrology* **47**, 1317-1343.
- Dingwell, D.B., Romano, C., Hess, K.U. (1996). The effect of water on the viscosity of a haplogranitic melt under P-T-X conditions relevant to silicic volcanism. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **124**, 19-28.
- Druitt, T.H., Edwards, L., Mellors, R.M., Pyle, D.M., Sparks, R.S.J., Lanphere, M., Davies, M., Barriero, B. (1999). Santorini Volcano. *Journal of Geological Society of London, Memoir* **19**, pp165.

- Druitt, T.H., Costa, F., Deloule, E., Dungan, M., Scaillet, B. (2012). Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano., *Nature* **482**, 77-80.
- Eichelberger, J.C. (2010). Messy magma mixtures. *Nature Geoscience* **3**, 593-594, doi:10.1038/ngeo951.
- Einstein, A., 1906, Eine neue bestimmung der molekül-dimensionen. *Annales de Physique* **19**, p.289-306.
- Ferla, P., Meli, C. (2006). Evidence of magma mixing in the 'Daly Gap' of alkaline suites: a case study from the enclaves of Pantelleria (Italy). *Journal of Petrology* **47**, 1467-1507.
- Frost, T.P., Mahood, G.A. (1987). Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geological society of America Bulletin* **99**, 272-291.
- Gerbe, M.C., Thouret, J.C. (2004). Role of magma mixing in the petrogenesis of tephra erupted during the 1990-98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. *Bulletin of Volcanology* **66**, 541-561.
- Giordano, D., Russell, J.K., and Dingwell, D.B. (2008). Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters* **271** (1-4), 123-134, doi: 10.1016/j.epsl.2008.03.038.
- Jaupart, C., Allègre, C. (1991). Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters* **102**, 413-429.
- Johnston, A.D., Wyllie, P.J. (1988). Interaction of granitic and basic magmas: experimental observations on contamination processes at 10 kbar with H₂O. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **98**, 352-362.
- Kent, A.J.R, Darr, C., Koleszar, A.M., Salisbury, M.J., Cooper, K.M. (2010). Preferential eruption of andesitic magmas through recharge filtering. *Nature Geoscience* **3**, 631-636.
- Kouchi, A., Sunagawa, I., (1982). Experimental study of mixing of basaltic and dacitic magmas., *Science Reports of the Tohoku University*, ser. 3, vol. **15**, 163-175.
- Kouchi, A., Sunagawa, I. (1985). A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **89**, 17-23, DOI: 10.1007/BF01177586.
- Koyaguchi, T., Blake, S. (1989). The dynamics of magma mixing in a rising magma batch. *Bulletin of Volcanology* **52**, 127-137, DOI: 10.1007/BF00301552.
- La Felice, S., Landi, P. (2011). The 2009 paroxysmal explosions at Strombolie (Italy): magma mixing and eruption dynamics. *Bulletin of Volcanology* **73**, 1147-1154.
- Launeau, P. (2004). Mise en évidence des écoulements magmatiques par analyse d'image 2-D des distributions 3-D d'Orientations Préférentielles de Forme. *Bulletin de la Société Géologique de France* **175**, 331-350. (« Magmatic flows brought to light by 2-D image analysis of the distribution of 3-D Shape Preferred Orientation »).
- Laumonier, M., Arbaret, L., Burgisser, A., Champallier, R. (2011). Porosity redistribution enhanced by strain localization in crystal-rich magmas. *Geology* **39** (8), 715-718.
- Laumonier, M., Scaillet, B., Arbaret, L., Champallier, R. (submitted to Journal of Petrology). Experimental simulation of magma mixing at high pressure.
- Mandeville, C.W., Carey, S., Sigurdsson, H. (1996). Magma mixing, fractional crystallization and volatile degassing during the 1883 eruption of Krakatau volcano, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **74** (3-4), 243-274, DOI: 10.1016/S0377-0273(96)00060-1.
- Martel, C., Pichavant, M., Bourdier, J.L., Traineau, H., Holtz, F., Scaillet, B. (1998). Magma storage conditions and control of eruption regime in silicic volcanoes: experimental evidence from Mt. Pelee. *Earth and Planetary Science Letters* **156**, 89-99.
- Martin, V.M., Holness, M.B., Pyle, D.M. (2006a). The role of crystal frameworks in the preservation of enclaves during magma mixing. *Earth and Planetary Science Letters* **248**, 787-799.
- Martin, V.M., Holness, M.B., Pyle, D.M. (2006b). Textural analysis of magmatic enclaves from the

- Kameni Islands, Santorini, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **154** (1-2), 89-102, DOI:10.1016/j.jvolgeores.2005.09.021.
- Miller, T.P., Chertkoff, D.G., Eichelberger, J.C., Coombs, M.L. (1999). Mount Dutton Volcano, Alaska: Aleutian Arc analog to Unzen volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **89**, 275-302.
- Morgavi, D., Perugini, D., De Campos, C.P., Ertel-Ingrish, W., Lavallée, Y., Morgan, L., Dingwell, D.B. (in press). Interactions between rhyolitic and basaltic melts unraveled by chaotic mixing experiments, *Chemical Geology*.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G. (1988). Nomenclature of Pyroxenes. *American Mineralogist* **73**, 1123-1133.
- Nakamura, M. (1995). Continuous mixing of crystal mush and replenished magma in the ongoing Unzen eruption. *Geology* **23**, 807-810, doi: 10.1130/0091-7613.
- Nicholls, I. A. (1971). Petrology of Santorini Volcano, Cyclades, Greece. *Journal of Petrology* **12** (1), 67-11
- Pal, T., Mitra, S.K., Sengupta, S., Katari, A., Bandopadhyay, P.C., Bhattacharya, A.K. (2007). Dacite-andesite of Narcondam volcano in the Andaman sea – An imprint of magma mixing in the inner arc of the Andaman-Java subduction system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **168**, 93-113, doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.08.005.
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P., Meeker, G.P., Knight, R.J., and Siems, D.F. (1996). Magma mixing at Mount Pinatubo: Petrographic and chemical evidence from 1991 deposits, in Newhall, C., and Punongbayan, R., eds., Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo: Quezon City, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, and Seattle, University of Washington Press, 687-732.
- Paterson, M., Olgaard, D. (2000). Rock deformation tests to large shear stress in torsion. *Journal of Structural Geology* **22**, 1341-1358, doi:10.1016/S0191-8141(00)00042-0.
- Perugini, D., Poli, G. (2012). The mixing of magmas in plutonic and volcanic environment: Analogies and differences. *Lithos*, DOI:10.1016/j.lithos.2012.02.002.
- Philpotts, A.R., Shi, J., Brustman, C. (1998). Role of plagioclase crystal chains in the differentiation of partly crystallized basaltic magma. *Nature* **395**, 343-346.
- Picard, D. (2009). HP-HT deformation of silicic magmas: experimental constraints on the structural evolution and the rheological threshold at middle and high crystallinities, PhD thesis, University of Orleans (FR), pp.334.
- Picard, D., Arbaret, L., Pichavant, M., Champallier, R., Launeau, P. (2011). Rheology and microstructures of experimentally plagioclase suspensions. *Geology* **39**, 747-750.
- Picard, D., Arbaret, L., Pichavant, M., Champallier, R., Launeau, P. (2013). The rheological transition in plagioclase-bearing magmas. *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1002/JGR B.50091.
- Pons, J., Barbey, P., Nachit, H., Burg, J.P. (2006). Development of Igneous layering during growth of pluton: the Tarçouate Laccolith (Morocco). *Tectonophysics* **413**, 271-286.
- Ruprecht, P., Bachmann, O. (2010). Pre-eruptive reheating during magma mixing at Quizapu volcano and the implications for the explosiveness of silicic arc volcano. *Geology* **38** (10), 919-922, doi:10.1130/G31110.1.
- Sakuyama, M. (1979). Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *Journal of volcanology and Geothermal research* **5**, 179-208, doi:10.1016/0377-0273(79)90040-4.
- Sakuyama, M. (1981). Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanoes, Japan: Crystallization sequence and evidence for magma mixing. *Journal of Petrology* **22** (4), 553-583.
- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M. (1998). Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas, 1. Volcanic-plutonic comparison. *Journal of Geophysical research* **103** (B11), 27257-27266.
- Scaillet, B., Whittington, A., Martel, C., Pichavant, M., Holtz, F. (2000). Phase equilibrium constraints

- on the viscosity of silicic magmas with implications for mafic-silicic mixing processes. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: earth Sciences* **91**, 61-72.
- Sparks, S.R.J., Sigurdsson, H., and Wilson, L. (1977). Magma mixing: A mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature* **267** (5609) 315-318, doi: 10.1038/267315a0.
- Sparks, R.S.J., Marshall, L.A. (1986). Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **29**, 99-124, doi:10.1016/0377-0273(86)90041-7.
- Troll, V.R., Donaldson, C.H., Emeleus, C.H. (2004). Pre-eruptive magma mixing in ash-flow deposits of the tertiary Rum Igneous Centre, Scotland. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **147**, 722-739.
- Turner, J.S., Campbell, I.H. (1986). Convection and Mixing in Magma Chambers, *Earth-science reviews* **23**, 255-352.
- Van der Laan, S.R., Wyllie, P.J. (1993). Experimental interaction of granitic and basaltic magmas and implications for mafic enclaves. *Journal of Petrology* **34**, 491-517.
- Venezky, D.Y., Rutherford, M.J. (1997). Preeruption conditions and timing of dacite-andesite magma mixing in the 2.2 ka eruption at Mount Rainier. *Journal of Geophysical Research* **102** (B9), 20,069-20,086, doi:10.1029/97JB01590
- Watson, E.B., Jurewicz, S.R. (1984). Behavior of alkalis during diffusive interaction of granitic xenoliths with basaltic magma. *Journal of Geology* **92**, 121-131.
- Wiebe, R.A. (1996). Mafic-silicic layered intrusions: The role of basaltic injections on magmatic processes and the evolution of silicic chambers. *Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Sciences* **87**, 233-242.
- Woods, A.W., Cowan, A. (2009). Magma mixing triggered during volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters* **288** (1-2) 132-137, DOI: 10.1016/j.epsl.2009.09.015.
- Wyllie, P.J., Carroll, M.R., Johnston, A.D., Rutter, M.J., Sekine, T., Van der Laan, S.R. (1989). Interactions among magmas and rocks in subduction zone regions: experimental studies from slab to mantle to crust. *European Journal of Mineralogy* **1**, 165-179

3. INTERACTIONS DE MAGMAS A BASSE VISCOSITE ABSOLUE

Cette section présente les résultats d'expériences conduites entre 1000 et 1050°C à 300 MPa sur le couple de magmas hydratés (hapltonalite et basalte synthétisés à 1000°C, Cf. chapitre « Matériaux de départ et synthèses expérimentales »). Les magmas, sous forme de disques, ont été empilés et faiblement déformés (quantités de déformation finie $\sim 0 < \gamma < 0.4$) selon le même protocole que les expériences précédentes. Cependant, les textures produites sont remarquables, en partie à cause de la basse viscosité des magmas. En effet, lors de ces expériences, le magma basique n'a pas conservé la même fraction cristalline que lors de la synthèse, réduisant ainsi sa viscosité apparente à la viscosité du liquide. Ceci permet d'étendre l'étude vers les magmas avec des faibles taux de cristallisation dont la viscosité est basse.

3.1. Déformation limitée

Les dimensions des échantillons et leurs conditions de déformation sont présentées dans le Tableau VI-2. Les échantillons mesurent entre 6.25 et 8.05 mm de long, et n'ont pas bénéficié d'une bague en acier servant à renforcer la chemise en fer. Plusieurs expériences incluant le même couple de magmas et également dépourvu de bague en acier se sont déroulées normalement. L'échantillon de

l'expérience PP291 ne contenait que 3 disques (β_2 , ρ_3 , β_4) et celui déformé lors de PP292 consistait en un empilement habituel mais renversé, c'est-à-dire démarrant par un disque de basalte (β_1 , ρ_2 , β_3 , ρ_4). Les vitesses de déformation imposées lors de ces 4 expériences sont $2 \cdot 10^{-4} < \dot{\gamma} < 5 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ pour des quantités de déformation finie (théorique) allant de $\gamma = 0.5$ à $\gamma = 1$. Toutefois, l'état apparent de la chemise après expérience révèle une déformation bien inférieure à la déformation théoriquement imposée (Fig. VI-3). En effet, lors de toutes les expériences, la chemise s'est déchirée, et ce très tôt, limitant la torsion totale. A chaque fois, le déchirement de la chemise s'est produit entre un piston et un disque de magma basique. C'est probablement la différence de diamètre entre l'échantillon et le piston voisin qui a causé la faiblesse de la chemise, et provoqué sa déchirure. PP292 est la plus déformée, les marqueurs de déformation affichant une déformation $\gamma = 0.4$ (Fig. VI-3). Les marqueurs sur la chemise des autres expériences montrent une déformation finie inférieure à 0.1. Dans 3 des 4 expériences, du magma fut extrudé hors de la chemise. L'extrusion produite lors de PP290 est la plus remarquable ; la chemise s'est déchirée en de nombreux points, y compris verticalement selon la longueur de l'échantillon. Le magma s'est en partie écoulé depuis le haut de l'échantillon, et ce, par dessus une poche de magma déjà hors de la chemise. Les autres extrusions, bien que moins impressionnantes, sont également orientées vers le bas.

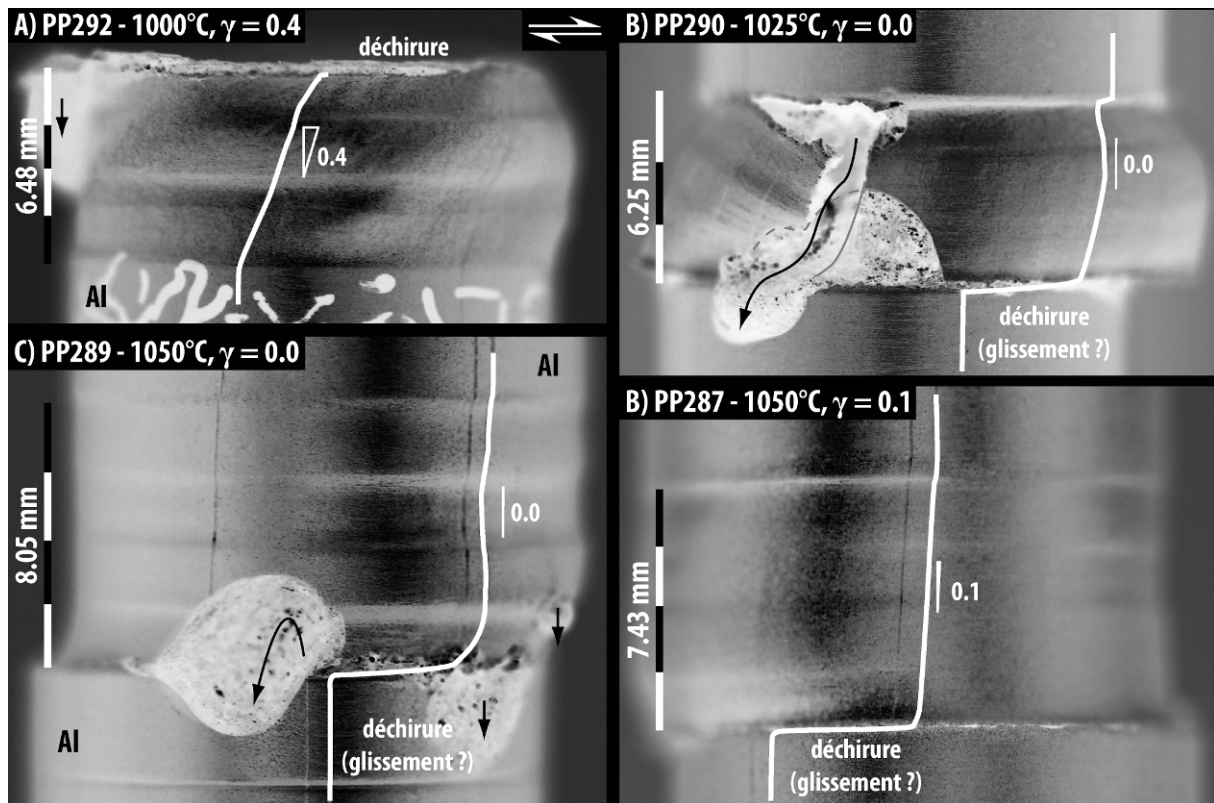


Figure VI- 3 : Photographies de l'échantillon toujours enveloppé dans la chemise, après expériences. Le sens de cisaillement est commun aux 4 images. Les flèches blanches indiquent des extrusions, et le nombre sur l'échantillon quantifie la déformation déterminée géométriquement.

3.2. Structures macroscopiques sans ou avec peu de déformation appliquée

La rupture de la colonne lors de PP292 permet de voir le sommet de l'échantillon (Fig. VI-4A). Initialement composé d'un disque de basalte, le sommet de l'échantillon est, après expérience, constitué des 2 magmas, et la plus grande partie de la surface est recouverte par le magma hapltonalitique. Le magma basique semble l'isoler de la chemise par une auréole, moins affectée par

la porosité. L'haplotonalite comporte des bulles relativement grandes, submillimétriques, bien plus grandes que les bulles dans la synthèse initiale. Une cavité de plusieurs millimètres de diamètre est logée entre la chemise et l'échantillon. Vers le centre de la surface, on distingue des structures par transparence ou par niveaux de gris différents qui pourraient correspondre à un magma intermédiaire.

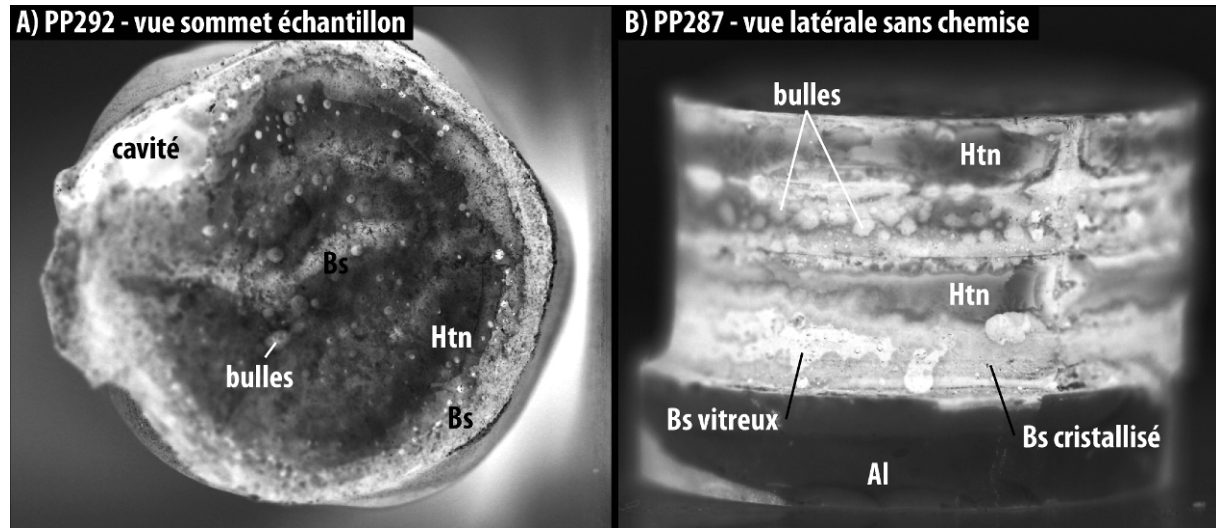


Figure VI- 4 : état de 2 échantillons après expérience : (A) vue du sommet après PP292, (B) vue latérale après PP287. Abréviation : piston d'alumine (Al).

Après PP287, la chemise a été retirée de l'échantillon (Fig. VI-4B). Sa surface latérale laisse voir la forme initiale des 4 disques, correspondant à l'empreinte de la chemise, mais ne coïncide plus avec la nature du magma ; si le disque inférieur semble être encore du basalte, les 3 autres disques, eux, ont significativement bougé, au point de ne plus pouvoir les distinguer. Des structures s'étendent verticalement, recoupant l'empreinte initiale des disques (Fig. VI-4B). Les 2 magmas exposent des zones vitreuses, la plupart entourée d'une frange cristallisée. De nombreuses bulles sont également visibles sur le pourtour de l'échantillon, dans l'un ou l'autre des magmas, parfois les recoupant tous 2.

# Exp. (P=300 MPa)	T°C	durée	diamètre (mm)	longueur totale (mm)	longueur (mm)				γ théo.	$\dot{\gamma}$ théo. (s ⁻¹)	γ réel	$\dot{\gamma}$ réel (s ⁻¹)
					ρ_1	β_2	ρ_3	β_4				
PP292	1000	1h15	14.70	6.48	1.75*	1.46*	1.46*	1.81*	0.95	3.3E-04	0.4	1E-04
PP290	1025	1h40	14.70	6.25		2.32	2.14	1.80	0.64	1.8E-04	0.0	~0
PP289	1050	1h10	14.70	8.05	2.15	2.05	1.72	2.14	0.47	2.1E-04	0.0	~0
PP287	1050	1h50	14.74	7.43	1.97	1.80	1.89	1.79	0.81	4.5E-04	0.1	6E-05

Tableau VI- 2 : principales caractéristiques des expériences menées sur les magmas hydratés, et dont le produit basique ressort vitreux.

Des sections polies ont été réalisées pour observation et analyse chimique. Quelques unes des sections [xz] sont présentées en Figure VI-5. Elles montrent toutes des structures très différentes de l'empilement initial de disques. En général, la géométrie des disques n'a pas été préservée puisque le magma basique constitue un large volume de verre basique et fracturé, situé en bas de l'échantillon, laissant le haut de l'échantillon à l'haplotonalite, y compris pour les 2 expériences dont le disque supérieur était basique (Fig. VI-5A & B). Il est parfois directement en contact avec le piston inférieur. Cependant, les 2 sections issues de PP289 indiquent qu'une couche de magma felsique peut séparer le

magma basique du piston (Fig. VI-5C & D). D'autres parties basiques sous forme de morceaux appuyés contre la chemise sont reconnaissables et représentent peut-être les points d'attache initiaux du basalte sur la chemise. Enfin, les autres parties basiques sont des filaments, connectant parfois les parties citées précédemment entre elles.

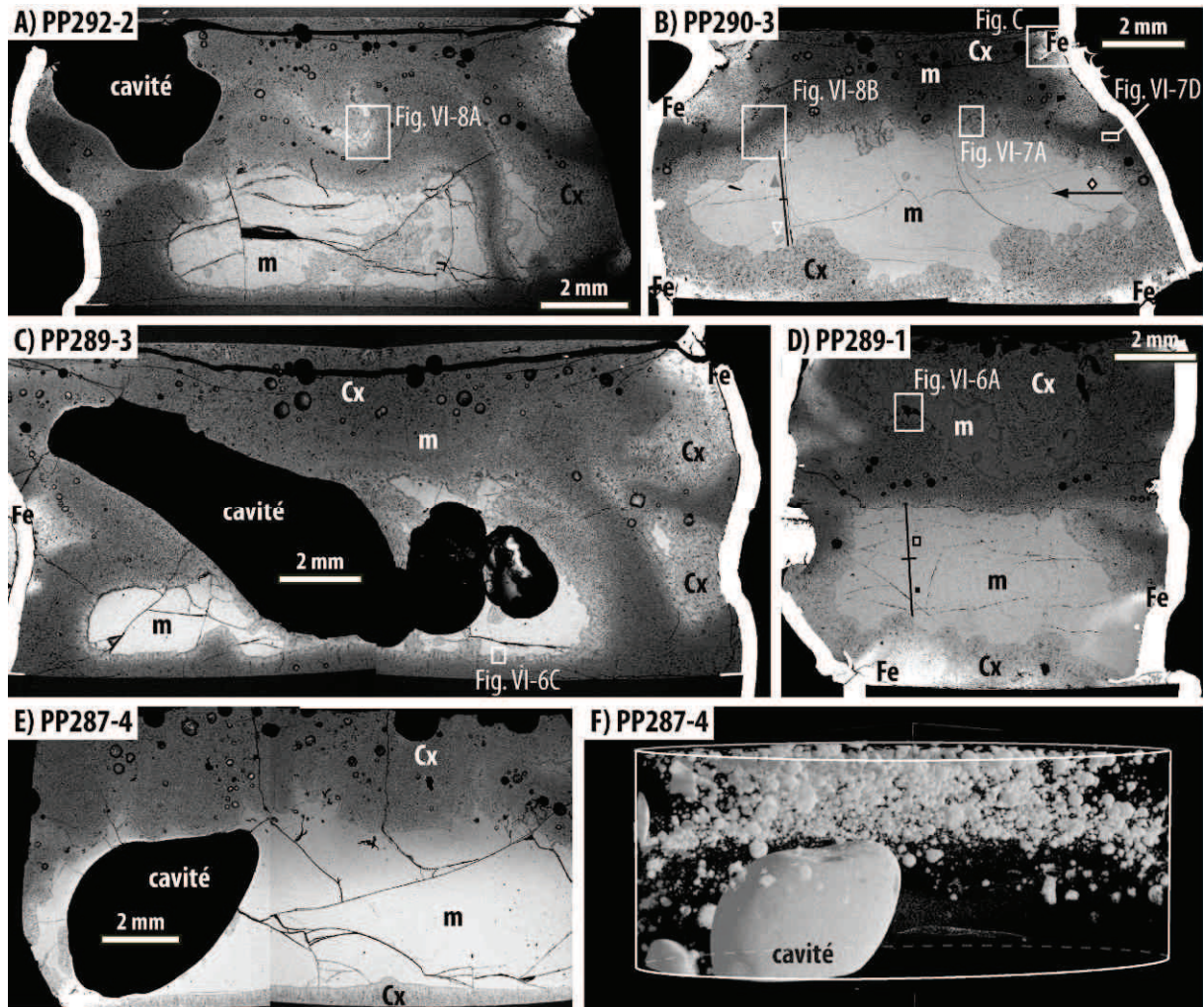


Figure VI- 5 : (A-E) image MEB de sections [xz] des échantillons après expériences. Certaines des figures suivantes sont localisées sur ces section Abréviations : cristaux (Cx), verre (m), contamination par le fer de la chemise (Fe). (F) reconstruction 3D par micro tomographie X de l'échantillon PP287, ne laissant apparaître que les bulles.

La majeure partie du magma basique est vitreuse ; le volume le plus important (situé en bas de l'échantillon) est largement vitreux, tandis qu'une bande cristallisée l'entoure systématiquement (pas de verre basaltique en contact avec le magma hapltonaltique, les pistons ou la chemise). Cette bande est parfois épaisse de 1.5 mm tel que sur la section PP290-3 (Fig. VI-5B). Elle a la même texture que quelques zones cristallisées se trouvant dans le principal volume vitreux (Fig. VI-5A). Ceci vient probablement de la proximité de la section périphérique [xz] avec le bord de l'échantillon, et donc de la chemise, les zones cristallisées au centre du verre basique étant en fait le reflet de la bande périphérique. Les parcelles plus petites, en général situés sur les bords de l'échantillon, sont davantage cristallisées ; quelques uns seulement comportent du verre, et en plus faible quantité (Fig. VI-5A & C).

Le magma haplotonalitique ne présente pas de forme particulière ; il semble avoir suivi les mouvements du basalte et occupe principalement le haut de l'échantillon. Il comporte également quelques zones vitreuses (Fig. VI-5D), mais en proportions plus faibles. Dans tous les cas, les 2 magmas sont séparés l'un de l'autre par une interface largement cristallisée et de composition intermédiaire et progressive, détaillée plus loin (Fig. VI-5A à E).

La phase gazeuse s'exprime par de larges cavités (quelques mm de diamètre) et des bulles de taille submillimétrique. Les grandes cavités sont retrouvées à différents endroits dans l'échantillon, dans l'un ou l'autre des magmas, et parfois à cheval entre les 2 (Fig. VI-5A, C, E). Un film plus clair, donc plus basique, les sépare du magma haplotonalitique. En revanche, les bulles plus petites, mais visibles sur la section, sont préférentiellement situées dans le magma felsique. Le verre basaltique a toujours été observé vierge de ces petites bulles. La reconstitution 3D d'un volume analysé par microtomographie à rayons X ne montre que la phase gazeuse (Fig. VI-5F). On reconnaît aisément la grande cavité et l'absence de bulle dans le verre basique. En revanche, la population de bulle est relativement riche en haut de l'échantillon occupé par le magma felsique.

En résumé, chacun des magmas est composé de parties vitreuses et de parties partiellement fortement cristallisées. Les principaux volumes de verre sont appelés « poches », tandis que le verre situé entre les cristaux est décrit sous le nom de verre interstitiel. Les 2 magmas sont toujours séparés par une interface fortement cristallisée.

3.3. Textures microscopiques et analyses chimiques

Les verres basiques et felsiques présentent des hétérogénéités compositionnelles, qui se traduisent par des teintes de gris variées (Fig. VI-6A & B). Les profils chimiques réalisés sur le verre basique montrent que la concentration en Mg (entre autres) varie avec la hauteur dans les poches de verre (Fig. VI-7). En effet, à la base, la concentration est similaire à celle du basalte initiale ($6.5 < \text{MgO} < 7.1$ % pds) sur 1000 à 1100 μm , alors que le haut de l'échantillon atteint des concentrations inférieures à 4.0 % pds (profil 289-1) et 5.5 % pds (profil 290-3 vertical ; voir Fig. VI-5 pour le positionnement des profils ; Tableau VI-3). En revanche, le profil horizontal réalisé sur le côté droit de la section 290-3 ne montre pas de variation en [MgO]. Ainsi, les parties isolées du magma basique (bas et parfois côtés) préservent leur composition basique, tandis que le haut de l'échantillon est légèrement plus felsique. Les concentrations en CaO et Na₂O du verre felsique retrouvé dans des poches varient sur quelques 150 μm à partir du bord entre 8.0 et 7.0 % pds (CaO) et entre 4.3 et 6.0 % pds (Na₂O). Les 2 profils réalisés dans le verre felsique sont similaires, et ne correspondent à aucun des magmas de départ (localisation en Fig. VI-6B).

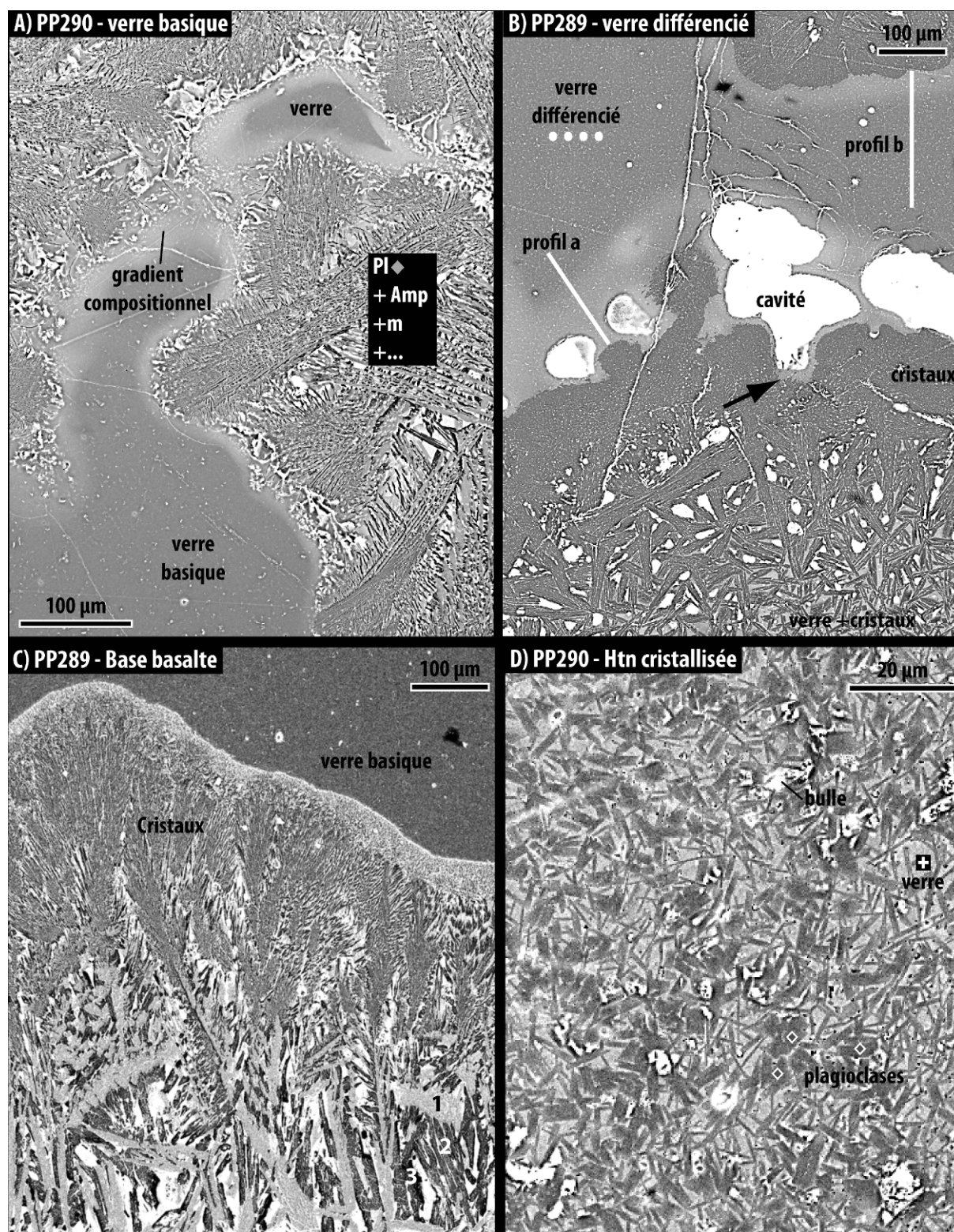


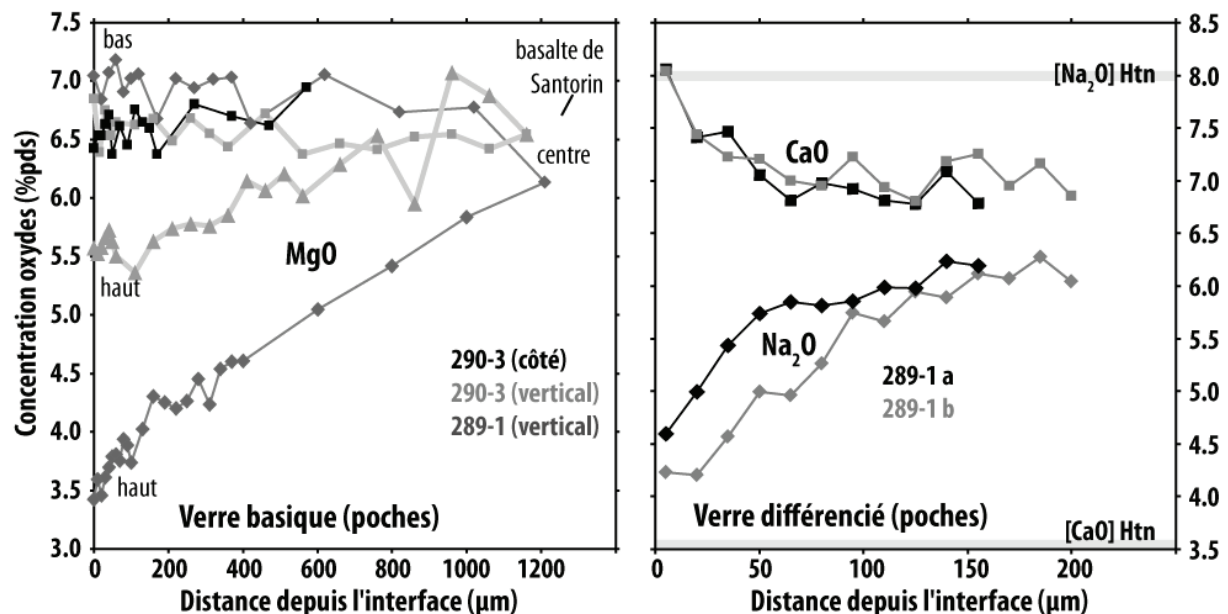
Figure VI- 6 : image MEB montrant quelques unes des textures obtenues après expériences : (A) verre basique et auréole cristallisée, (B) verre felsique, et son auréole de cristaux, (C) bande de cristaux séparant le verre du piston inférieur et (D) texture de l'haplotonalite dans les zones loin des interactions avec le magma basique.

La partie vitreuse isolée sur la Fig. VI-6A semble connectée à la poche de verre basique principale. Le gradient compositionnel est d'autant plus marqué que la section n'est pas orthogonale aux limites des structures, ce qui augmente leur épaisseur par effet de coupe. La texture des cristaux situés autour des poches vitreuses diffère entre les 2 verres : une bande de 300 µm entièrement cristallisée (selon une seule teinte de gris) entoure le verre felsique, elle-même entourée de cristaux

enchevêtrés emprisonnant du verre et des bulles. Dans le détail, on remarque que les cristaux bordant la parcelle de verre felsique et les cavités suivent le même contour (Fig. VI-6B). D'autres bulles, de diamètre inférieur à 10 µm, sont aléatoirement distribuées dans le verre de cette parcelle. Le verre basique, quant à lui, est bordé de cristaux de 3 sortes (3 teintes de gris, Fig. VI-6A & C), difficiles à reconnaître à cause de leur taille, emprisonnant peu de bulles et verre. Ces cristaux semblent être les mêmes en haut (vers le magma felsique) et à la base (vers le pistons d'alumine) du magma basique. Dans les zones les plus internes au magma felsique, la texture est proche de celle du magma de départ, si ce n'est la cristallisation de plagioclases de petite taille (< 5 µm de largeur), et la présence d'oxydes micrométriques (Fig. VI-6D et Fig. VI-5B pour localisation). Des bulles sont présentes, selon 2 populations : une première identique à celle de départ, et une seconde de plus petite taille.

PLAGIO.	nb	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	H2O	Mg#	An
synthèse	14	61.4 <i>14</i>	0.02 <i>2</i>	24.4 <i>9</i>	0.09 <i>9</i>	0.01 <i>1</i>	0.02 <i>4</i>	6.4 <i>5</i>	7.6 <i>2</i>	0.02 <i>2</i>			0.32 <i>3</i>
contact	16	53.0 <i>9</i>	0.02 <i>3</i>	29.8 <i>5</i>	0.08 <i>9</i>	0.02 <i>3</i>	0.01 <i>2</i>	12.6 <i>7</i>	4.4 <i>3</i>	0.03 <i>4</i>			0.61 <i>5</i>
différencié	13	56.7 <i>20</i>	0.06 <i>6</i>	26.3 <i>15</i>	0.71 <i>3</i>	0.05 <i>5</i>	0.55 <i>23</i>	10.1 <i>13</i>	5.3 <i>6</i>	0.14 <i>5</i>			0.51 <i>8</i>
interstitiel	9	62.2 <i>18</i>	0.03 <i>4</i>	23.4 <i>12</i>	0.59 <i>2</i>	0.06 <i>7</i>	0.02 <i>2</i>	7.3 <i>7</i>	6.2 <i>4</i>	0.16 <i>8</i>			0.39 <i>2</i>
VERRES													
basalte		50.7	0.91	18.0	9.1	6.7	0.16	11.1	2.8	0.49		0.60	0.69
basique isolé	23	52.7 <i>14</i>	0.89 <i>14</i>	19.0 <i>4</i>	7.0 <i>5</i>	6.1 <i>4</i>	0.17 <i>10</i>	10.0 <i>2</i>	4.0 <i>9</i>	0.19 <i>5</i>	3.0 <i>2</i>	0.64 <i>2</i>	0.58 <i>5</i>
haut289-1	25	54.7 <i>15</i>	0.58 <i>14</i>	20.0 <i>4</i>	5.1 <i>9</i>	4.3 <i>7</i>	0.09 <i>8</i>	9.4 <i>5</i>	5.8 <i>3</i>	0.20 <i>4</i>	6.4 <i>7</i>	0.63 <i>2</i>	0.47 <i>3</i>
bas289-1	17	49.9 <i>6</i>	0.87 <i>8</i>	18.4 <i>3</i>	8.1 <i>3</i>	6.9 <i>3</i>	0.20 <i>5</i>	10.6 <i>3</i>	4.7 <i>2</i>	0.32 <i>5</i>	6.3 <i>12</i>	0.64 <i>2</i>	0.55 <i>1</i>
haut290-3	23	50.5 <i>6</i>	0.83 <i>7</i>	19.5 <i>5</i>	7.0 <i>5</i>	6.0 <i>5</i>	0.16 <i>11</i>	10.5 <i>1</i>	5.3 <i>3</i>	0.28 <i>5</i>	7.5 <i>11</i>	0.63 <i>2</i>	0.52 <i>1</i>
haut290-3	19	50.0 <i>4</i>	0.88 <i>7</i>	18.7 <i>2</i>	7.7 <i>3</i>	6.6 <i>1</i>	0.18 <i>9</i>	10.7 <i>2</i>	5.0 <i>3</i>	0.32 <i>7</i>	6.7 <i>9</i>	0.63 <i>2</i>	0.54 <i>1</i>
côté290-3	16	49.4 <i>3</i>	0.87 <i>9</i>	18.8 <i>2</i>	7.9 <i>3</i>	6.6 <i>2</i>	0.17 <i>9</i>	10.7 <i>3</i>	5.2 <i>2</i>	0.31 <i>4</i>	7.8 <i>2</i>	0.63 <i>2</i>	0.53 <i>1</i>
diff poche	28	64.0 <i>4</i>	0.02 <i>3</i>	22.8 <i>2</i>	0.4 <i>2</i>	0.0 <i>2</i>	0.04 <i>5</i>	7.2 <i>3</i>	5.5 <i>6</i>	0.07 <i>5</i>	9.4 <i>26</i>	0.09 <i>4</i>	0.42 <i>4</i>
diff interstitiel	8	69.2 <i>15</i>	0.01 <i>2</i>	18.3 <i>10</i>	0.7 <i>5</i>	0.1 <i>2</i>	0.05 <i>5</i>	5.0 <i>8</i>	6.1 <i>3</i>	0.41 <i>2</i>	4.6 <i>29</i>	0.26 <i>4</i>	0.31 <i>4</i>
Felsic	7	69.9 <i>15</i>	0.02 <i>4</i>	15.6 <i>4</i>	0.3 <i>9</i>	0.0 <i>1</i>	0.04 <i>6</i>	1.2 <i>3</i>	5.7 <i>1</i>	0.04 <i>3</i>	7.1 <i>9</i>		0.10 <i>3</i>
Contam. Fe	*	40.89	0.80	10.27	41.27	4.51	0.32	1.53	0.8	0.02	-	0.18	0.27

Tableau VI- 3 : composition chimique des plagioclases et verres. Seule la moyenne de chaque population est présentée. Les nombres en italique indiquent l'écart type de la population, et renseignent sur son homogénéité. Les analyses sont normées sur un total de 100 %, sauf l'analyse ponctuelle * réalisée sur une zone contaminée par le fer de la chemise (Contam. Fe).



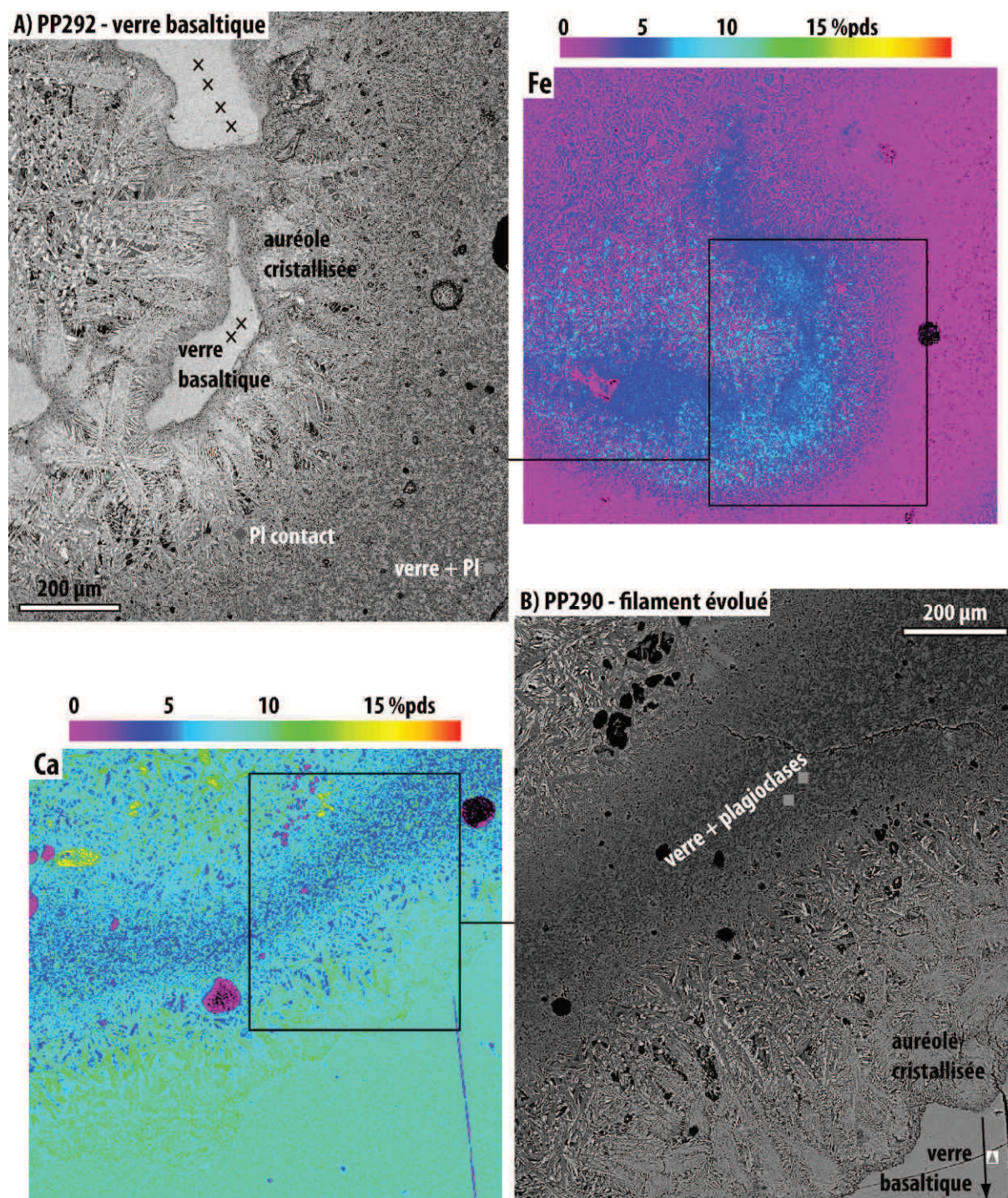
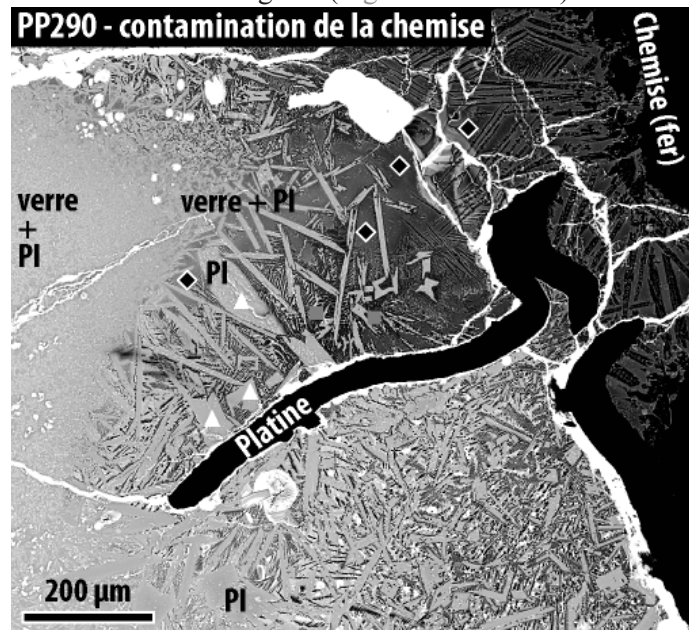


Figure VI- 8 : (A) poches de verre basaltique isolées, ceinturées par une auréole cristallisée et (B) « filament » de magma felsique situé entre 2 zones de magma basique. Les cartographies chimiques ont été réalisées à plus faible agrandissement et recouvrent largement la zone illustrée par l'image MEB (voir aussi annexe B).

Des morceaux de verre basaltique sont quelquefois isolés de la poche principale (Fig. VI-8), ne différant que par leur taille. Ils sont aussi entourés d'une auréole de cristaux, et leur composition chimique a été déterminée et comparée à celle des autres verres (Fig. VI-9). Le verre le plus felsique est le verre interstitiel des zones les plus internes de l'hapltonalite (Fig. VI-6D). Ensuite, le verre felsique retrouvé dans les poches (sans cristaux) a la même concentration en fer, mais il est plus riche en calcium et moins riche en SiO_2 (Fig. VI-9). Ce verre felsique localisé en poches définit une tendance avec les verres les plus basiques (retrouvés dans les parties inférieures des poches de verre basaltique), qui est suivie par les verres des parties externes des poches de verre basaltique, mais pas par les

verres basiques isolés (Fig. VI-9). En effet, la concentration en fer de ces derniers est sensiblement supérieure (de ~1 % pds), mais celle du CaO suit la tendance. Cette surconcentration en fer uniquement, marque vraisemblablement la contamination du magma par la chemise en fer. En plus de la diffusion du fer de la chemise dans le magma (malgré la feuille de platine), de nombreux points montrent la chemise déchirée directement en contact avec les magmas (Fig. VI-5 & VI-10). Dans ces zones fortement influencées (chimiquement) par la chemise, la concentration en fer atteint 40 % pds localement dans le verre, et 65 % pds dans des cristaux qui s'y développent (orthopyroxène/oxydes, Fig. VI-10, Tableau VI-3). Les concentrations en fer sont largement supérieures aux concentrations régulièrement trouvées dans les produits initiaux.

Figure VI- 9 : image MEB montrant la texture qui apparaît dans l'échantillon contaminé par le fer de la chemise. La contamination s'étend sur > 1 mm. Abréviations : plagioclase (Pl).



Les contacts entre les 2 magmas, c'est-à-dire entre le verre basique d'une part et le verre felsique ceinturé de cristaux ou les zones internes du magma felsique d'autre part, est progressif. Il est marqué par la diminution de taille et de proportion des cristaux bordant le magma basique au profit des plagioclases composant le magma felsique. La transition d'un magma à l'autre est marquée par une auréole de cristaux, d'épaisseur comprise entre 100 et 300 µm, chacun des magmas semblant relativement homogène au-delà de cette transition (cartographies chimiques du fer et du calcium, Fig. VI-8).

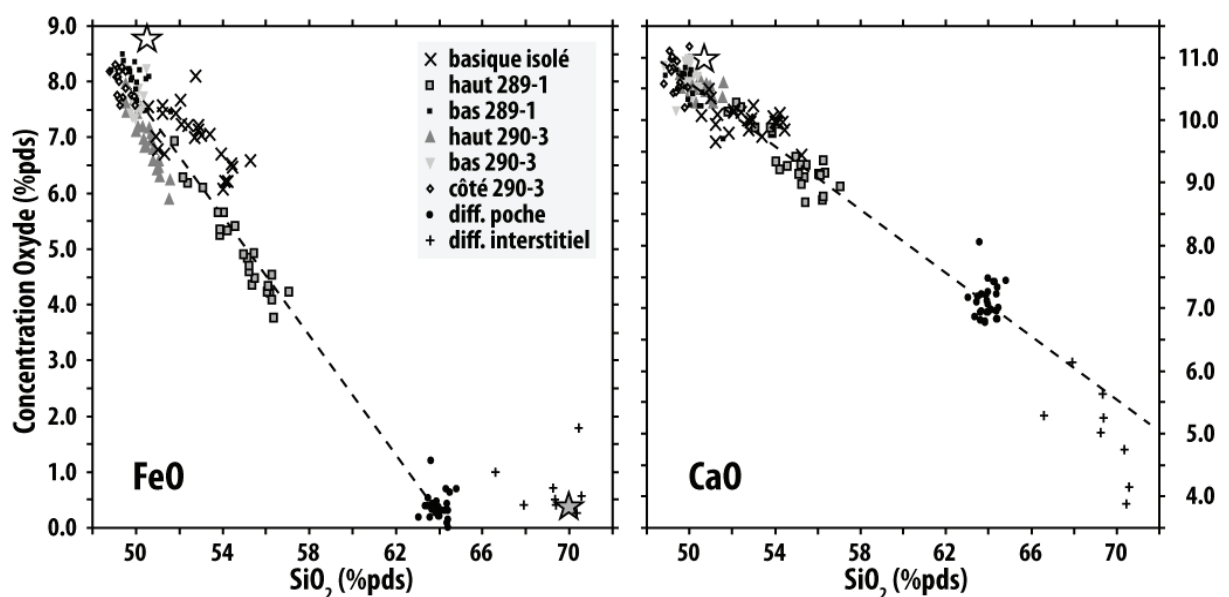


Figure VI- 10 : composition FeO (A) et CaO (B) vs. SiO₂ des verres provenant des différentes structures énoncées précédemment. Les analyses semblent suivre une tendance marquée dont les pôles sont le verre basique et le verre de la poche felsiquee.

La concentration molaire en anorthite des plagioclases issus de différentes zones s'échelonne entre An86 et An35 (Fig. VI-12, Tableau VI-3). Les plus fortes correspondent aux plagioclases provenant des zones contaminées par le fer de la chemise. S'ils sont exclus, la concentration molaire maximale en anorthite atteint 67 % (plagioclases des bandes de transition entre les 2 magmas), ce qui est inférieur à la concentration en anorthite des plagioclases de la synthèse initiale. Les plagioclases bordant les poches de verre felsique varient entre An62 An43, et sont donc plus calciques que les plagioclases analysés dans les zones les plus internes du magma felsique. Les cristaux de ce dernier sont proches des plagioclases de la synthèse de départ ($0.31 < \text{An} < 0.38$). En résumé, les conditions expérimentales provoquant la fusion du magma basique ne permettent pas ensuite de cristalliser des plagioclases aussi calciques que ceux de départ, mais produisent une gamme de compositions allant jusqu'à celle des plagioclases sodiques de la synthèse de départ.

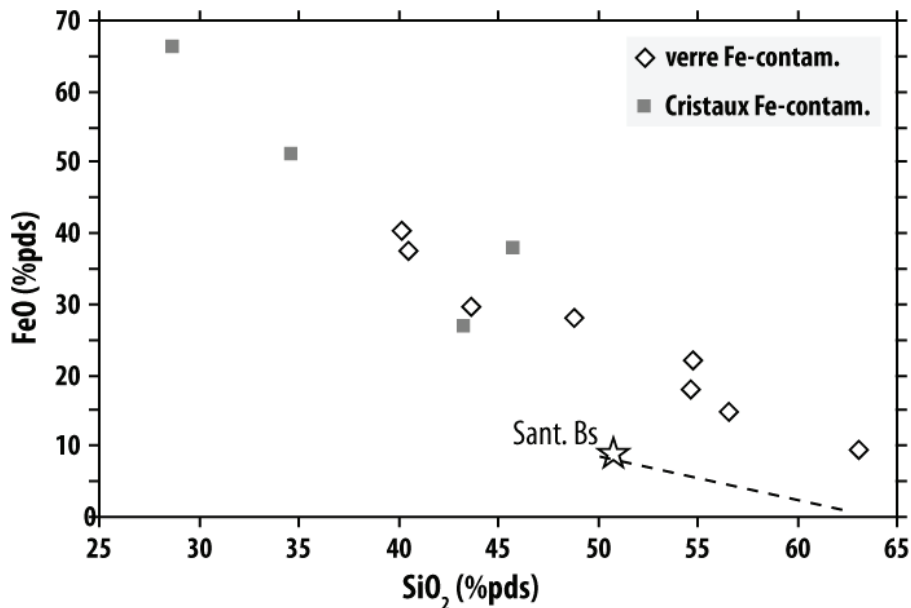


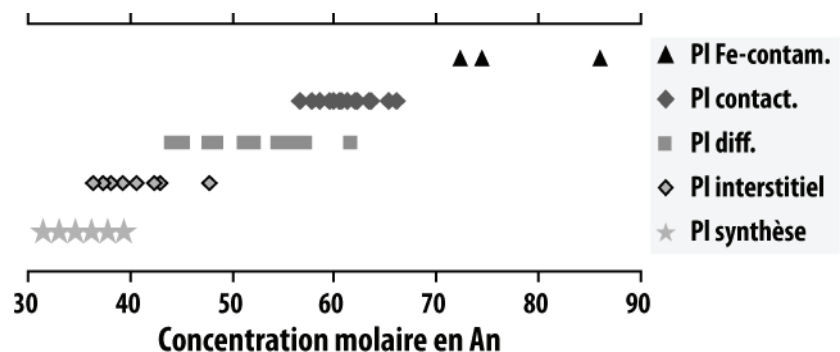
Figure VI- 11 : concentration en fer de cristaux et verres dans des zones contaminées par la chemise. La ligne en pointillés représente la tendance définie précédemment.

3.4. Discussion sur les expériences

3.4.1. Contraintes et légitimité des expériences

Les résultats obtenus lors des 4 expériences réalisées avec une suspension felsique et un liquide basique sont partiellement discutés dans les paragraphes suivants. La discussion dans ce chapitre cherche essentiellement à poser le cadre d'application des expériences, selon les surprises (techniques) survenues, notamment la fusion du basalte. Les résultats scientifiques énoncés ici sont davantage développés dans la discussion finale du manuscrit.

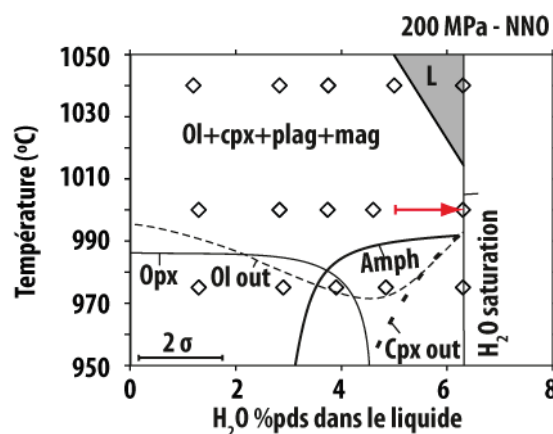
Figure VI- 12 : concentration molaire en anorthite des différentes populations de plagioclases selon leur localisation.



La quantité de déformation imposée lors de cette série d'expériences est très limitée, notamment à cause de la faible viscosité absolue des constituants (en particulier le magma basique). La chemise s'est rompue prématurément, localisant la déformation. Ainsi, la plus forte déformation obtenue est $\gamma = 0.4$ (PP292), les 3 autres ayant une quantité de déformation finie quasiment nulle (Fig. VI-3, Tableau VI-2). L'état final de la chemise atteste de la faible déformation, qui sera considérée comme nulle par la suite. Par ailleurs, la faible viscosité des échantillons n'a pas permis d'enregistrer leurs propriétés mécaniques.

Si la fusion presque totale du basalte hydraté à 4.7 % pds du total est possible à 1050°C, elle ne l'est pas à 1000°C. Les synthèses réalisées à 1000°C, les tests préliminaires avec *drop quench* et les expériences en torsion conduites jusqu'à 1020°C montrent que le basalte (4.7 % pds) cristallise à ~46 % en volume à 1000°C. La fusion presque totale du basalte est donc une surprise. Ce phénomène est difficile à expliquer, mais la raison la plus probable est la concentration en eau plus élevée que la concentration supposée. En effet, les résultats de Andújar et al. (en préparation) montrent que le liquidus du basalte de Santorin est proche de 1000°C à 200 MPa et $f(\text{O}_2) \approx \text{NNO}$ (Fig. VI-13). Il ne semble pas qu'elle provienne de la synthèse (surhydratation, hétérogénéité) car la fraction cristalline de cette dernière a été vérifiée avant les expériences. Par conséquent, si un excès d'eau était responsable, il serait lié au set up utilisé en presse Paterson. De l'eau résiduelle dans les porosimètres, ou de l'argon impur générant la pression de confinement sont 2 possibilités. Ainsi, les cristaux se développant à partir des pistons ou de la chemise résulteraient de la nucléation hétérogène telle que constatée dans le magma hapltonalitique sec. Ces cristaux peuvent avoir grandi pendant l'expérience, ou à la fin lors du refroidissement. La trempe du basalte peut être expliquée par l'absence de nucléi au cœur de la parcelle de liquide.

Figure VI- 13 : Equilibre de phase du basalte de Santorin hydraté à 200 MPa et $f(\text{O}_2) \approx \text{NNO}$. Les expériences conduites à 1000°C sont proches du liquidus si le basalte est saturé en eau.



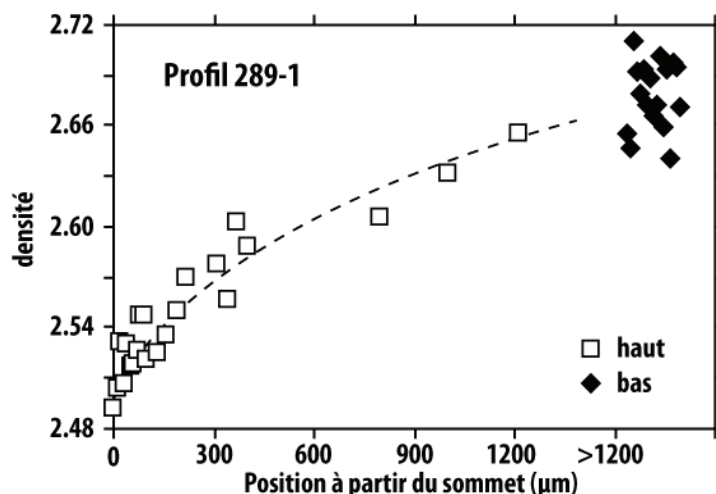
La température est régulièrement calibrée et la même erreur de manipulation a peu de chances d'être répétée 6 fois (4 expériences hydratées, et 2 expériences avec le basalte et l'hapltonalite secs selon des demi cylindre accolés, chapitre précédent). De plus, une température plus élevée aurait probablement produit des textures de trempe telles qu'observées dans les expériences sur le basalte sec. Une recherche élémentaire a été effectuée sur le basalte vitreux hydraté mais n'a pas montré de contamination chimique. Des variations de pression ou de $f(\text{O}_2)$ n'expliquent pas non plus la fusion du basalte.

3.4.2. Densité, mouvement relatifs et textures

Les textures observées à l'échelle de la section [xz] suggèrent l'existence de mouvements verticaux (Fig. VI-5). Puisque la déformation appliquée est négligeable, ces mouvements sont internes à l'échantillon. Ils peuvent provenir de l'expansion volumique du basalte lors de sa fusion, du contraste de densité entre les 2 magmas ou encore d'un gradient de température. La densité des magmas a été calculée en se basant sur les compositions chimiques analysées à la microsonde

électronique. Le verre basaltique a une densité de 2.74 (teneur en eau incluse), soit plus que le liquide interstitiel felsique (2.25) ou que la suspension de liquide felsique interstitiel avec $\Phi_s = 0.31$ de plagioclases An35 (2.38). Les extrusions, toutes dirigées vers le bas, renseignent qualitativement sur la viscosité du magma, qui est suffisamment basse pour lui permettre de s'écouler sous l'effet de la gravité. Pour rappel, les extrusions produites sur les mêmes magmas mais cristallisés étaient parfois orientées vers le haut ; la viscosité du magma partiellement cristallisé était trop élevée pour que l'extrusion produite s'oriente vers le bas sous l'effet de la gravité. Par ailleurs, la porosité est quasiment nulle dans le verre basaltique et relativement importante dans le magma felsique. Ceci a pour but d'accentuer le contraste de densité qui, par conséquent, est un mécanisme possible à l'origine des mouvements verticaux amenant le basalte en bas de l'échantillon, et l'haplotonalite en haut. Suivant ce raisonnement, les liquides de composition intermédiaire situés au sommet des poches de verre basique peuvent très bien être le résultat de la stratification du liquide en fonction de sa densité. Les liquides intermédiaires de la partie supérieure du profil de la section 289-1 (Fig. VI-5D) ont une densité comprise entre 2.66 et 2.49 qui varie en fonction de la distance par rapport au sommet (Fig. VI-14). Ainsi, les différents gradients de concentration mis en évidence dans les liquides situés dans la partie supérieure de la poche de verre basique (Fig. VI-5D) traduisent un processus antérieur ou synchrone aux mouvements, et dont l'intensité est reflétée a posteriori par la stratification de la poche de verre basique. Une alternative géométrique ne peut expliquer le gradient de composition. Les interactions entre les 2 magmas tendent à réduire le contraste chimique par échange d'éléments (diffusion chimique). Dans ce cas, le gradient de concentration est directement lié à la position et influencé par la géométrie de la section. Il serait alors possible d'expliquer les différents profils par la géométrie de la section ou la durée d'interaction entre les 2 magmas. Le profil de la section 289-1 est plus appauvri en magnésium (3.5 % pds) que celui de la section 290-3 (vertical, 5.5 % pds ; Fig. VI-14). S'il s'agissait d'un facteur géométrique, tel que la proximité du verre analysé avec le magma felsique entourant la poche de verre basique, la concentration (en magnésium par exemple) serait identique au plus proche de l'interface entre les 2 magmas. Or, ce n'est pas le cas ici. En revanche, la durée d'interaction entre les 2 magmas est une hypothèse tout à fait valable ; si on suppose que le magma basique du profil 290-3 (vertical) a eu moins de temps que celui du profil (289-1) pour échanger des éléments. La température plus élevée lors de PP289 est aussi à prendre en compte, augmentant notamment les vitesses de diffusion.

Figure VI- 14 : densité du verre basique en fonction de sa distance par rapport au sommet de la poche de verre. « haut » et « bas » font référence aux profils issus de la section 289-1 et présentés précédemment.



Dans le temps imposé par la durée des expériences, les couches de magma ont bougé de manière considérable. Les couches de basalte ont coulé, et les couches de magma haplotonalitique sont remontées, parcourant entre ~4 et ~8 mm. Les vitesses minimales de déplacement des magmas sont donc d'environ 4 mm en 1h50, soit $\sim 10^{-6}$ m/s, et comparables aux vitesses générées lors des expériences avec une torsion appliquée. Si la cristallisation de la parcelle de verre basique n'est pas

uniquement de la cristallisation tardive, elle a nécessité une certaine durée pour croître, réduit le temps de chute de la couche basique, et augmente donc la vitesse.

3.4.3. Viscosité du verre basique

D'après le modèle de Giordano et al. (2008), la viscosité du liquide basaltique hydraté à 4.7 % pds vaut $\text{Log } \eta = 1.3$ et 1.6 à 1050 et 1000°C respectivement. La vitesse de chute U (m/s) d'un corps basique dans un magma est définie par l'équation (Batchelor, 1967) :

$$U = \frac{2g\Delta\rho}{3\eta_{\text{host}}} \frac{1 + \eta_b/\eta_h}{2 + 3\eta_b/\eta_h}$$

où g est la gravité (m/s^2), $\Delta\rho$ la différence de densité entre les 2 matériaux (kg/m^3), η_b et η_h la viscosité du corps et de l'encaissant respectivement (Pa.s). La chute du disque de basalte fondu diffère probablement de celle d'une sphère, notamment à cause des frottements avec la chemise, étant donné la taille du disque de basalte par rapport à celle de l'échantillon. Néanmoins, il est possible d'estimer la viscosité du basalte en fonction de la viscosité de la suspension felsique selon cette méthode (Fig. VI-15). D'après les valeurs de viscosité déterminées pour l'haplotonalite à 1000°C ($\text{Log } \eta = 7.0$ Pa.s ; chapitre « Données mécaniques des produits de départs et échantillons mixtes »), la viscosité du basalte est comprise entre $10^{3.0}$ et $10^{4.8}$ Pa.s. En considérant une viscosité du liquide de $10^{1.6}$ Pa.s, la viscosité relative indique une fraction cristalline Φ_s comprise entre 0.23 et 0.34 (modèle de viscosité relative détaillée en « Discussion »). Au vu de la texture finale de l'échantillon, ces valeurs semblent excessives. En prenant le problème à l'envers, et en supposant la valeur de la viscosité du basalte proche de $10^{1.6}$ Pa.s (Giordano et al., 2008), la viscosité du magma felsique est comprise entre $10^{5.4}$ et $10^{6.3}$ Pa.s. La viscosité du liquide étant de $10^{2.9}$ Pa.s (Giordano et al., 2008), la fraction cristalline dans l'haplotonalite est comprise entre 0.31 et 0.35, soit la fraction déterminée dans la synthèse ($\Phi_s = 0.31$). En conséquence, le basalte fond largement, tandis que l'haplotonalite est peu affectée. Ceci tient s'il est possible de rapprocher la vitesse de chute du liquide basique de celle d'une sphère.

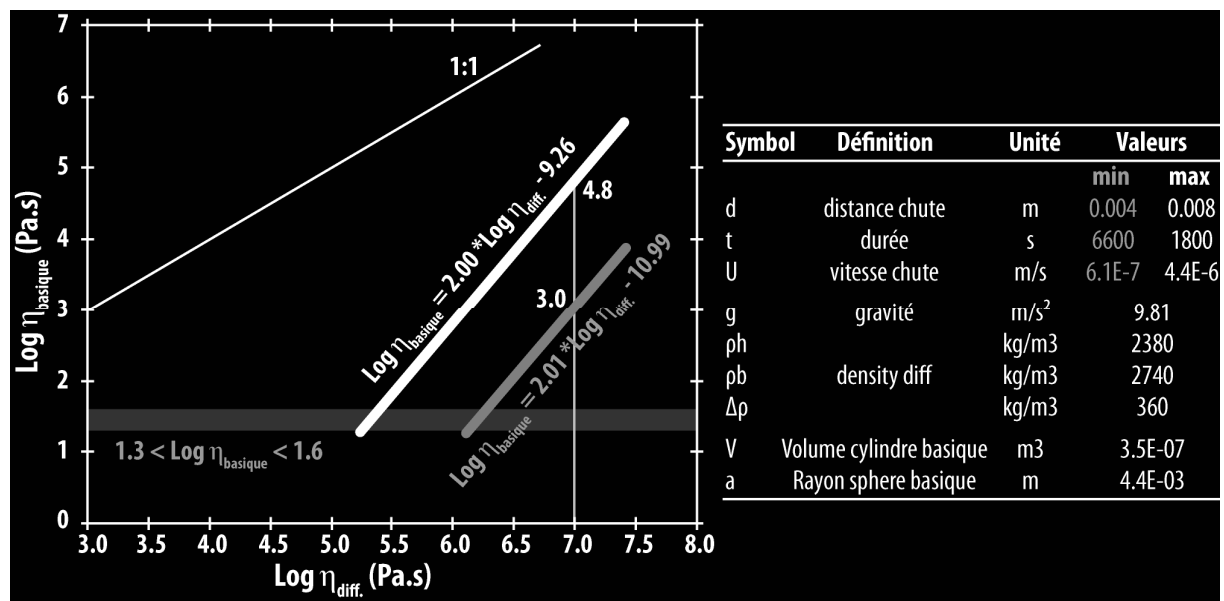


Figure VI- 15 : relation entre les viscosités des 2 matériaux hydratés déterminée selon la vitesse de chute du corps basique, et valeurs utilisées pour contraindre la vitesse de chute d'une sphère.

3.4.4. Cristallisation de la frange réactionnelle

Bien que des verres avec $58 < \text{SiO}_2 < 63$ % pds n'aient pas été analysés, les produits intermédiaires des expériences suivent une tendance dont les pôles sont le magma basaltique et le verre felsique en « poches ». Dans le cas où ces magmas intermédiaires sont issus d'un mélange entre 2 extrêmes compositionnels, les 2 pôles cités sont les meilleurs candidats à l'origine du mélange ; il ne semble pas se produire de mélange entre le basalte et le liquide interstitiel de l'haplotonalite. On peut alors considérer les liquides intermédiaires et l'interface cristallisée comme les résultats du mélange entre les 2 magmas.

L'interface se développant entre les 2 magmas est largement cristallisée (< 5 % en volume de verre), bien plus que les autres magmas initiaux ou produits pendant les expériences. Elle sépare les liquides intermédiaires de la poche basique de ceux de la poche de verre felsique. Dès lors, son positionnement semble la corrélérer avec le fossé compositionnel marqué par des liquides de concentrations en SiO_2 comprises entre 58 et 63 %. L'absence de liquides intermédiaires ($58 < \text{SiO}_2 < 63$ % pds) peut être expliquée par la cristallisation de tels liquides intermédiaires. En d'autres termes, le mélange entre les 2 magmas semble conduire systématiquement à la cristallisation d'une partie du produit du mélange. Ceci conforte l'hypothèse proposée dans le manuscrit concernant les magmas hydratés : la forte cristallinité de l'*interface layer* n'est pas uniquement due à la cristallisation de trempe, mais bien au développement des cristaux pendant l'homogénéisation des magmas (Fig. VI*7j).

Les cristaux se développant autour du verre basique sont trop petits pour être reconnus par microscopie électronique ou analysés. Dans la frange bordant les poches de verre basique (près du piston ou près du magma intermédiaire), les 3 phases distinguées pourraient être, par comparaison avec le matériel de départ, des cristaux d'olivine, pyroxène/amphibole et plagioclase. L'olivine serait la phase dans des teintes claires, le plagioclase dans les teintes sombres, et les 2 autres minéraux seraient les gris intermédiaires (par exemple, Fig. VI-6C).

3.4.5. Développement de la porosité

Les structures générées dans les magmas partiellement cristallisés attestent de la présence de bulles à haute pression (Laumonier et al., 2011). Dans les cas présentés ici, les bulles sont majoritairement présentes dans le magma felsique, en haut et sur la périphérie de l'échantillon, et peu abondantes dans le magma basique (Fig. VI-5F). Elles sont, en simplifiant, à l'opposé du magma basique. D'après les analyses à la microsonde électronique, le verre basique contient de l'eau en proportions significatives (entre 6.3 et 7.8 % pds dans la parcelle principale, soit proche de sa saturation en eau). Sa cristallisation implique forcément l'exsolution de l'eau dissoute dès la saturation atteinte. Pourtant, la forte proportion de cristaux au niveau des interfaces entre les 2 magmas ou à la base de la poche de verre basique n'est pas accompagnée d'une porosité conséquente. L'eau exsolvée est peut être concentrée dans les larges cavités se développant dans toutes les expériences. A ce moment là, les larges cavités se développent continuellement avec la cristallisation progressive du magma en différents endroits de l'échantillon. Un tel processus est illustré en Figure VI-6B : la bulle résulterait de la croissance de l'interface entre les 2 magmas. Les plus petites bulles contenues dans les parcelles de verre felsique (Fig. VI-6B) se sont probablement développées lors du refroidissement malgré la trempe isobare. Ainsi, la solubilité du verre de ces parcelles diminue avec la température, telle que mesurée dans des liquides haplogranitiques à 500 MPa (Holtz et al., 1995).

La porosité Φ_g de la reconstruction 3D de l'échantillon après PP287 (Fig. VI-5F) a été analysée en comptant le nombre d'objets (de rayon $> 9 \mu\text{m}$) sur chaque section, l'échantillon ayant été numériquement découpé en 400 tranches. La porosité et le nombre de bulles sont présentés en fonction de la hauteur de l'échantillon (Fig. VI-16). La cavité représente localement entre 9 et 10 % du volume de l'échantillon mais elle est accompagnée de très peu d'autres bulles. Sa taille lui permet de couvrir la hauteur du verre basique. La zone supérieure, essentiellement composée de magma intermédiaire, a une porosité plus faible ($\Phi_g < 5 \%$ en volume), qui augmente à nouveau dans la partie supérieure de l'échantillon occupée par le magma felsique jusqu'à la valeur maximale de $\sim 14 \%$ en volume. Le nombre de bulles augmente progressivement entre le haut du verre basique et le sommet de l'échantillon, en respectant 2 plateaux. Selon la méthode utilisée, le nombre total de bulle réel ne vaut pas le cumul des objets détectés, car ceux-ci peuvent communiquer d'une tranche à l'autre.

Après expérience, la porosité est plus élevée que dans les synthèses initiales (basalte à 1000°C : $\Phi_g = 5.6$; Htn à 1000°C : $\Phi_g < 1 \%$ en volume). Par conséquent, la porosité a quasiment doublé. Ceci peut provenir de la cristallisation tardive de l'haplotonalite dont la porosité est localement très importante, mais également de l'apport éventuel d'eau. En admettant que le basalte est saturé en eau, les bulles initialement présentes ont probablement migré vers le haut par différence de densité. La loi de Stokes permet d'estimer la vitesse de migration des bulles v (m.s^{-1}) selon l'équation de Stokes :

$$v = \frac{2r^2 g \Delta \rho}{9\eta_d}$$

où r est le rayon de la bulle (m), g la constante gravitationnelle (m.s^{-2}), $\Delta \rho$ la différence de masse volumique (kg.m^{-3}) et η_d la viscosité dynamique (Pa.s). En considérant la concentration en eau mesurée dans le basalte ($\sim 7 \%$ pds), la viscosité du basalte à 1050°C est $\text{Log } \eta_{\text{Bs}} = 1.06 \text{ Pa.s}$ et la vitesse de migration des bulles dans le liquide basaltique varie entre 10^{-4} et 10^{-8} m.s^{-1} selon la taille de la bulle (taille de la population comprise $10 \mu\text{m}$ et 1 mm). Ainsi, pendant l'expérience les bulles peuvent théoriquement parcourir une distance variant entre $\sim 100 \mu\text{m}$ et 1 m . Par conséquent, la migration des bulles peut tout à fait expliquer l'absence de porosité dans le verre basaltique. Elle peut également participer aux mouvements ayant bouleversé la disposition initiale des disques.

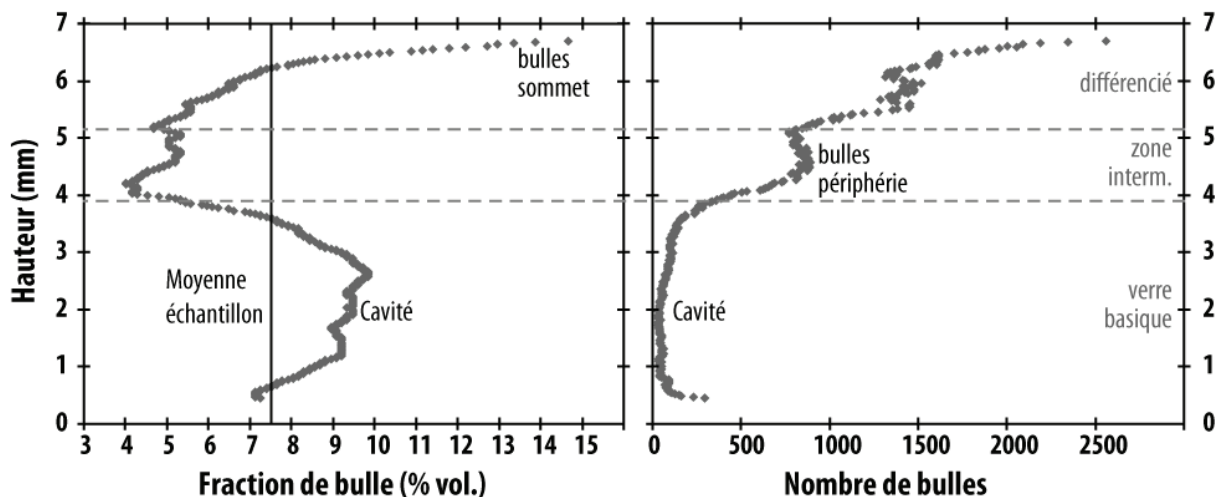


Figure VI- 16 : fraction et nombre de bulles en fonction de la hauteur dans l'échantillon après PP287.

Les zones intermédiaires entre le verre basaltique et l'hapltonalite ont la porosité la plus faible (4 à 5 % ; Fig. VI-16). Ces zones sont très cristallisées et il est possible que les bulles, plus petites, ne soient pas toutes détectées. *A contrario*, une concentration en eau localement plus faible favorise la cristallisation des zones intermédiaires. La fraction de bulles dans ces zones est inférieure aux textures diktytaxitiques créées dans les *interface layers* présentées dans l'article de ce chapitre, ou dans les produits naturels. Eichelberger (1980) a également constaté l'importante porosité (jusqu'à 33 %) d'inclusions basiques (« enclaves ») dans des produits volcaniques felsiques, responsables d'une densité suffisamment faible pour favoriser leur remontée grâce à des instabilités de type Rayleigh-Taylor. Cependant, la pression en conditions magmatiques étant plus importante, il est possible que la densité des inclusions ne soit pas inférieure à celle des magmas évolués.

3.5. Implications sur le dynamisme d'un réservoir magmatique

En moins de 2h, les bulles et le magma le moins dense remontent en haut de l'échantillon tandis que le magma le plus dense sédimente, se rapprochant de l'équilibre gravitaire. Il est possible que les bulles aient participé à la création de mouvement au sein des échantillons. Un système magmatique naturel initialement stratifié composé de magmas faiblement visqueux peut ainsi rapidement retrouver l'équilibre suite à des mouvements convectifs (par exemple Cardoso & Woods, 1999 ; Philips & Woods, 2002). L'exsolution de volatils résultant du refroidissement et de la cristallisation du magma intrusif augmente la fraction de bulles. Si les bulles restent en suspension dans le magma intrudant, alors la densité de ce dernier peut diminuer jusqu'à devenir inférieure à celle du magma surnageant, provoquant le retournement de la chambre (Philips & Woods, 2002). Les bulles peuvent remonter à l'interface avec la couche supérieure si le magma intrudant est peu visqueux, ou si le taux de refroidissement est lent (Philips & Woods, 2002). Thomas et al. (1993) ont testé cette hypothèse de remontée de bulles à travers 2 fluides au moyen d'expériences analogiques. Lorsque les bulles traversent l'interface entre les 2 fluides, elles entraînent une partie du fluide inférieur, pourtant plus dense, jusqu'à l'homogénéisation du système. Le processus avorté expliquerait la taille des enclaves magmatiques relativement homogène (Thomas et al., 1993). Si le fluide supérieur dépasse une viscosité critique, les bulles ne franchissent pas l'interface et s'accumulent pour former une mousse gravitairement instable, jusqu'à provoquer le retournement du système et son mélange grossier (Thomas et al., 1993 ; Cardoso & Woods, 1999). La richesse en volatils est un facteur favorisant le mélange, par effervescence de la phase gazeuse, qui concerne particulièrement les magmas d'arc (Anderson, 1976). Nos expériences semblent être suffisamment longues, ou la viscosité des magmas est assez basse pour éviter l'accumulation de bulles entre les magmas. De plus, il est difficile de quantifier, dans nos expériences sur des magmas hydratés, la cristallisation liée au refroidissement, en particulier à cause des textures de trempe. Cependant, il a été prouvé que des zones intermédiaires (*crystal-bearing layer*, *interface layer*) résultant de l'interaction entre les magmas (secs ou hydratés) cristallisent avant le refroidissement de l'échantillon, et dans des proportions supérieures aux extrêmes compositionnels à l'équilibre. Par exemple, dans l'expérience PP167 (statique de 50h menée en presse Paterson, voir chapitre « Interactions entre des magmas secs »), les plagioclases occupent jusqu'à 50 % du volume de la *crystal-bearing layer*. Si le liquide était hydraté, sa concentration en eau aurait doublé. En fonction de la concentration initiale, le liquide aurait pu être saturé et provoquer l'exsolution d'eau. A cela s'ajoute la cristallisation liée au refroidissement du magma intrusif. L'exsolution de volatils est d'autant plus rapide que la cristallisation est intense. Ainsi, le mélange entre 2 magmas accélère potentiellement l'augmentation de la pression interne de la chambre, et amplifie le

risque d'explosivité. Sur la base de considérations théoriques, Snyder (2000) suggère que si l'éruption est causée par le mélange de magmas, alors le phénomène est rapide, de l'ordre de quelques semaines tout au plus.

4. RESUME DU CHAPITRE

La possibilité de mélange de magmas hydratés dépend de la présence ou de l'absence d'une charpente cristalline, tel que révélé par le mélange de magmas secs. Une fois la charpente rompue, des textures similaires aux textures naturelles sont là aussi reproduites, incluant la ségrégation de cristaux, la formation d'enclaves et de filaments, et le développement d'une zone intermédiaire dont la texture ressemble parfois à la texture diktytaxitique tel que couramment observée autour d'enclaves rapidement refroidies. En revanche, la transition entre le mélange et l'immiscibilité a lieu à près de 170°C de moins, c'est-à-dire à 1000°C dans les conditions expérimentales. La transition est tout aussi rapide, s'effectuant sur une quinzaine de degrés, exception faite de l'apparition précoce de quelques cristaux isolés dès 950°C. Les résultats présentés indiquent qu'une faible augmentation de la température d'un réservoir peut le remobiliser. Par ailleurs, une quantité et/ou vitesse de déformation plus importante, est supposée augmenter les capacités de mélange, tel qu'observé dans les extrusions produites à 1000 et 975°C.

A très faible viscosité, le mélange de magmas hydratés a lieu sans ou avec peu de déformation appliquée ; les contrastes de densité induits par les différents magmas, et probablement par la fraction gazeuse, suffisent à générer des mouvements verticaux par gravité. Quelque soit la disposition initiale des disques de magma, le basalte, plus dense, a été retrouvé sous le magma felsique en un temps très limité (moins de 2 heures), et rendent compte de la possibilité d'homogénéisation de large volume de magmas. La vitesse de déplacement des magmas est comparable aux vitesses imposées sous déformation contrôlée.

Enfin, le point noir révélé dans ce chapitre est la complexité de la lecture et de l'analyse chimique des textures d'interaction entre des magmas hydratés à cause de la cristallisation de phase de trempe lors du refroidissement de l'échantillon. Les moyens techniques utilisés lors de cette étude ne permettent pas encore de tremper l'échantillon et conserver ses textures en conditions magmatiques.

CHAPITRE VII :

SIMULATION DE

DEFORMATION D'ENCLAVES

1. OBJECTIFS

Les enclaves sont présentes dans de nombreux environnements (plutonique et volcanique) (voir chapitre « Problématiques ») et leur caractérisation apporte beaucoup d'information sur le fonctionnement du réservoir magmatique (nature des composants, durée de mise en place...) et sur les dynamiques des processus magmatiques en général. Ce chapitre montre les résultats d'expériences exploratrices sur la déformation d'enclaves. De nombreux travaux se sont focalisés sur les quantités de déformation enregistrées par les enclaves dans leur encaissant en fonction de forme, leur orientation par rapport à une fabrique minérale etc. pour quantifier la déformation finie (Vernon et al., 1988 ; De Rosa et al., 1996 ; Caricchi et al., 2012). Ici, nous avons cherché à créer des enclaves, et reproduire les interactions entre une enclave basique et son hôte felsique, sous pression et en déformation. Dans la nature, le schéma classiquement retrouvé est celui d'une roche hôte felsique (granitoïde) comportant des enclaves basiques. Deux échantillons respectant cette observation ont donc été synthétisés en plusieurs étapes, qui sont décrites par la suite. Le basalte de Santorin et l'haplotonalite déjà caractérisés auparavant ont été utilisés pour ce nouveau protocole. Une troisième expérience, utilisant des billes d'or comme objets simulant des enclaves, est également décrite.

2. SYNTHÈSES INITIALES

2.1. Enclaves en or

La première synthèse portant des enclaves a été réalisée en insérant une feuille d'or (25 μm d'épaisseur) entre 2 disques d'haplotonalite, suite aux discussions avec R. Champallier. L'échantillon a ensuite été porté à une température de 1100°C, supérieure à la température de fusion de l'or ($\sim 1068^\circ\text{C}$ à 300 MPa). L'or et le silicate liquides sont immiscibles. Les forces de répulsion sont définies par les tensions de surface et viscosités des composants selon le nombre capillaire Ca (sans dimension) :

$$Ca = \frac{\dot{\gamma} \cdot \eta_{Au} r}{\Gamma}$$

où $\dot{\gamma}$ est le taux de cisaillement en s^{-1} , η la viscosité de l'or en Pa.s , r le rayon et Γ la tension interfaciale entre les 2 constituants. Dans notre cas, le taux de déformation est quasiment nul, ce qui induit un nombre capillaire faible et facilite la formation de sphères. A 1100°C, la tension de surface de l'or est estimée à 1096 mJ/m^2 (Aqra & Ayyad, 2011), et sa viscosité est de 4.84 centipoises (Ofte, 1967), soit $\sim 5 \cdot 10^{-3}$ Pa.s tandis que celle de l'haplotonalite est de $\sim 10^5$ Pa.s . La synthèse a été déformée à 1000°C, en dessous de la température de fusion de l'or, dans l'espoir de déformer les billes nouvellement formées. Peu de littérature documente la viscosité de l'or à l'état solide, pourtant connu comme un métal malléable. A titre de comparaison, la viscosité du cuivre fut estimée à $\sim 10^{11}$ Pa.s à 1000°C par Udin (1949) ; soit plusieurs ordres de grandeur de plus qu'un silicate liquide du type haplotonalite.

2.2. Enclaves basiques

Les deux autres protocoles utilisent des objets silicatés comme enclaves, afin de se rapprocher davantage des cas naturels. Les enclaves basiques sont simulées par des billes de basalte faites en collaboration avec F. Millot et S. Ory au CEMHTI (UPR 3079 ; CNRS, Orléans). Une « miette » de roche pesant quelques grammes est déposée dans un creuset (en cuivre lors de nos synthèses, Fig. VII-1). La masse insérée permet de choisir la taille de la bille produite. Malgré son hétérogénéité (fragment lithique, phénocristaux d'olivine), le basalte n'a pas subi de fusion au préalable. Les miettes sont sélectionnées en fonction de leur masse, et de leur homogénéité sous loupe binoculaire. De ce fait, seule la matrice de la roche, relativement homogène à cette échelle, compose les miettes. Deux lasers (marque COHERENT, modèle Diamond K 250, classe 4 pour une puissance de 250W) viennent ensuite chauffer la miette ; un rayon provenant du dessus, un autre venant par le bas, et associé à un flux de gaz. Ce flux de gaz permet de maintenir la miette en fusion en lévitation. Le matériel est alors en chute libre, et la forme du produit de fusion est très proche d'une boule. Le flux de gaz est un mélange de dioxygène et d'argon dont les débits respectifs (5.4 et 6.8) sont ajustables pour élever suffisamment la bille et approximativement contrôler les conditions redox lors de la synthèse. La température imposée par les lasers est lue grâce à un pyromètre, permettant de lire la température à distance, doté d'une précision de quelques dizaines de degrés (30 à 50K). La puissance délivrée par les lasers est contrôlée par ordinateur. La montée en température est rapide (quelques secondes), et différentes durées de fusion furent testées. Il s'agit de chauffer suffisamment pour fondre entièrement et homogénéiser le liquide, mais pas trop ni trop longtemps pour éviter les pertes en éléments légers, tel que le sodium. La fusion de la miette de basalte sous flux intervient entre 1450 et 1500K. Une caméra équipée de filtres permet de visualiser le comportement de la roche. De petites bulles venaient parfois exploser à la surface de la bille libérant les volatils. Il était également fréquent d'observer la rotation de la bulle, générée lors du centrage de la bille dans le flux, et par l'hétérogénéité de densité locale de la bille avant son homogénéisation chimique. A la fin de la fusion, les lasers sont coupés, et le produit est trempé ; le refroidissement, renforcé par le flux de gaz, dure moins de 10 secondes entre 1600 et 700K.

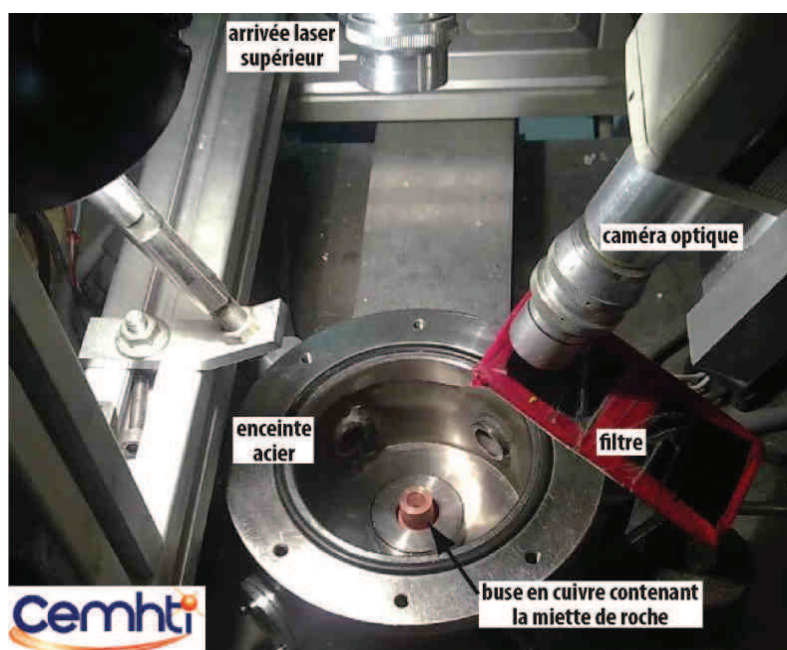


Figure VII- 1: Photo montrant la buse contenant la miette de roche chauffée par 2 lasers et observable en fusion grâce à la caméra et aux filtres. Synthèses réalisées au CEMHTI – CNRS Orléans).

Trois températures ont été testées, pendant des durées comprises entre 5 et 60 secondes pour connaître les conditions nécessaires pour obtenir une bille relativement homogène (Fig. VII-2). A environ 1500K (± 30), une durée de fusion courte (~ 10 s) ne permet pas de fondre complètement la roche (Fig. VII-2A). Des cristaux persistent, et des bulles apparaissent. Une durée plus longue permet de fondre davantage le basalte (Fig. VII-2B). Cependant les cristaux de plagioclase sont toujours présents après 60 secondes, et le liquide est très hétérogène. La bille présentée en figure VII-2B est entourée de verre hapltonalitique ; elle a été insérée dans de la poudre de composition hapltonalitique puis réchauffée à 800°C, 300 MPa pendant 3 heures en autoclave à chauffage interne pour tester sa résistance à la pression en prévision des synthèses ultérieures (Cf. section VII 1.3.2). Les bulles, contenues dans la bille de basalte, ont été remplies par le composant felsic et la forme de la bille est imparfaite. Il faut donc également veiller à avoir des billes sans bulle. A ~ 1550 K, les billes créées ont encore des cristaux après 10 secondes, et sont entièrement vitreuses au bout de 30 secondes. Cependant, le liquide est hétérogène, et des bulles sont toujours présentes (Fig. VII-2C & D). La même synthèse de « réchauffe » a été réalisée avec la bille formée à 1550K pendant 10s. Cette fois-ci, le verre hapltonalitique n'a pas pénétré dans la bille, la bulle devant être contenue dans la bille. Enfin, les synthèses menées à ~ 1600 K sont bien plus convaincantes : les cristaux ont entièrement fondu (Fig. VII-2E). Le liquide est homogène après une durée de fusion de 20 secondes, les hétérogénéités chimiques distinguables à plus basses températures ne sont plus visibles à 1600K (Fig. VII-2F). De plus, les bulles sont quasiment inexistantes. Une série de billes a donc été réalisée à ~ 1600 K, chaque fusion étant maintenue à 1600K pendant environ 20 secondes. Les billes mesurent toutes 1.2 ± 0.1 mm de diamètre.

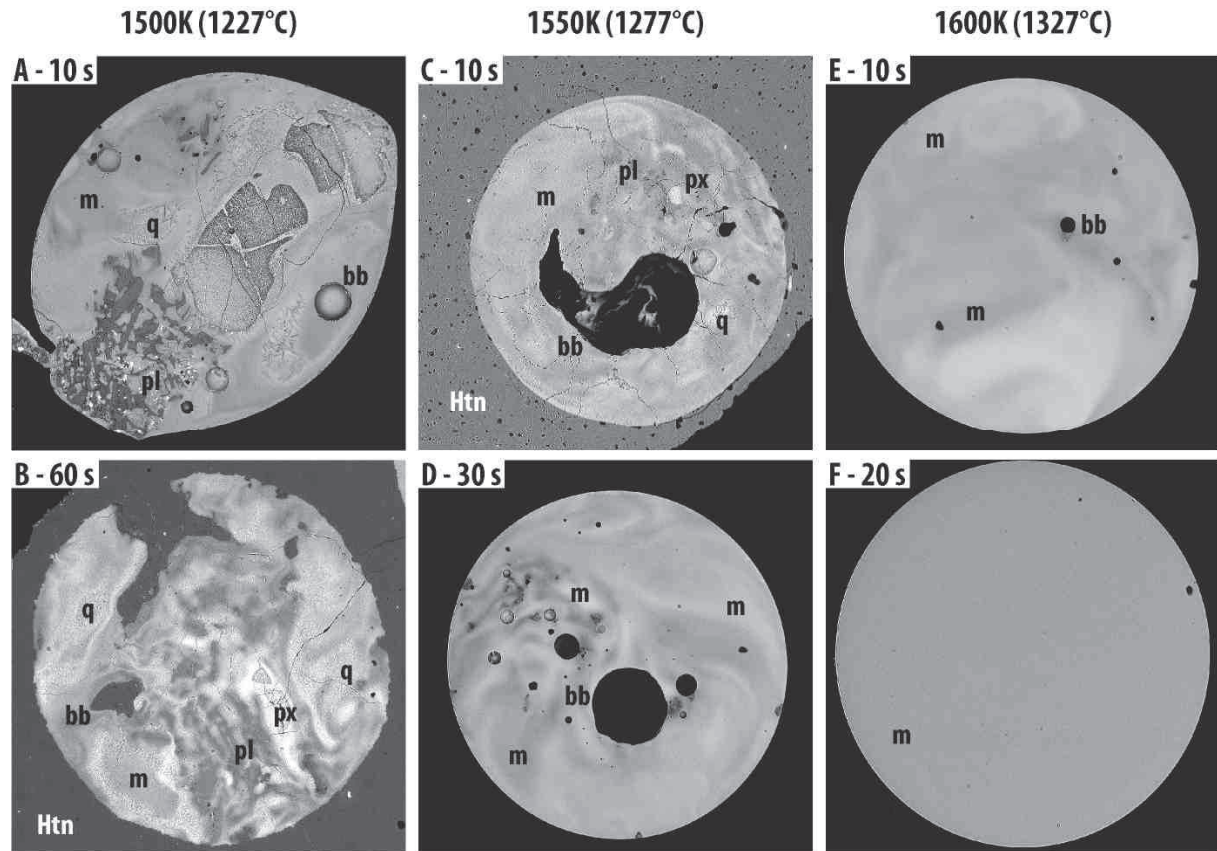


Figure VII- 2 : images MEB montrant l'influence de la température et de la durée de fusion pour la synthèse de billes basique. m = melt, pl = plagioclase, px = pyroxène, q = cristaux de trempe, bb = bulle ; le diamètre des billes est d'environ 1.2 mm.

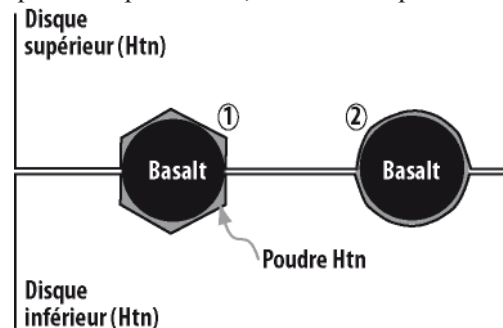
2.3. Encaissant contenant les enclaves

Deux protocoles ont été testés pour obtenir un échantillon cylindrique portant des enclaves.

2.3.1. Perçage de trous

Le premier consiste à percer des trous dans deux disques de verre hapltonalitique. Le diamètre des trous est légèrement supérieur à celui des billes tandis que leur profondeur vaut la moitié du diamètre seulement, afin de permettre à la bille de venir se loger une fois les deux disques superposés. Pour cela, les disques doivent être percés symétriquement et de manière très précise ; n'importe quelle imperfection (trou trop profond, mauvaise symétrie entre les constituants...) risquerait de modifier la forme de la bille. Les trous ont été percés manuellement à l'aide d'une petite perceuse, sous eau pour maintenir le foret diamanté froid. Un premier disque a été traité, la profondeur des trous étant maladroitement estimée de visu. Le positionnement des trous sur le second disque a été effectué minutieusement par effet miroir. Cette fois, la profondeur était progressivement augmentée jusqu'à ce que la bille s'insère parfaitement dans son espace. Deux types de forets ont été utilisés : l'un à bout rond, l'autre à bout cône, générant des trous de différentes formes (Fig. VII-3). Pour des raisons pratiques (diamètre inadapté et mauvaise tenue du foret à bout rond), le foret à bout cône a été préféré, créant malheureusement un espace entre la bille et les disques vitreux. Ce vide a été comblé par de la poudre d'hapltonalite pour éviter de déformer les billes, voire de les fracturer sous pression, avant la chauffe et la déformation. Les billes sont toutes dans le même plan, ce qui pourrait modifier la viscosité locale de l'échantillon, mais relativement loin les unes des autres pour éviter des interactions entre elles. Les résultats, présentés plus bas, montrent que les billes ont épousé la forme de l'espace percé avant la déformation, perdant leur sphéricité et rendant l'interprétation délicate. Ce protocole n'a pas été testé avec l'aide d'appareils mécaniques tel qu'un tour, car les disques étant délicats à usiner (rectification au tour) ; ils n'auraient probablement pas résisté aux remaniements répétés. En revanche, un second protocole utilisant ces billes basaltiques a été mis au point, détaillé ci-après.

Figure VII- 3 : résultat schématique du protocole consistant à percer des trous pour incorporer des billes de basalte (enclaves) dans un verre hapltonalitique.



2.3.2. Frittage sous pression

Des billes de basalte ont été disposées dans de la poudre de composition hapltonalitique, à différentes hauteurs pour éviter de créer des plans majoritairement composés de billes et favoriser ainsi une distribution hétérogène (Fig. VII-4A). Poudre et billes, contenues dans une capsule en or identique à celles des synthèses en autoclave, ont ensuite été portées à 300 MPa et 800°C pendant une dizaine de minutes. La température de 800°C est relativement peu élevée, limitant les réactions (diffusion chimique) non désirées à ce stade entre les deux constituants. Cette synthèse réussie a été terminée par une trempe non isobare. La baisse de pression lors du refroidissement n'a pas été compensée pour conserver une pression à froid identique à la pression de synthèse. Ainsi, la pression est passée de 300 à 230 MPa entre 800 et 50°C. Les nombreux échecs précédant cette synthèse m'ont incité à changer le protocole. En effet, l'ouverture de la capsule en or était systématiquement accompagnée de la fracturation de l'échantillon, traduisant une relaxation brutale du verre. Les premières synthèses réalisées à froid (25°C) ont été terminées par une trempe isobare, puis une

décompression progressive (diminution par paliers de 30 MPa toutes les heures). La température a finalement été augmentée pour espérer une meilleure relaxation. Après synthèse, la synthèse s'est également fracturée lors de son extraction de la capsule en or. Parmi les fragments, un morceau suffisamment gros a pu être récupéré pour être foré à 15 mm, et coupé (Fig. VII-4B). La rectification des faces n'a pas suivi le protocole habituel (tour et meule) ; les faces ont été abrasées sur des tapis de polissage, selon un traitement « en douceur ». Le parallélisme des faces est potentiellement moins bon. La mesure de la hauteur de l'échantillon est régulière (mesure au pied à coulisse, précision à 0.01 mm), mais l'orthogonalité des faces par rapport à la hauteur de l'échantillon ne peut être vérifiée précisément. Seule une quantité de déformation relativement importante permettra de vérifier cette dernière condition. Par expérience, les échantillons imparfaits entraînent une déformation irrégulière ; dans ce cas-ci, lorsque les faces ne sont pas normales au plan de cisaillement, la colonne est désaxée sous la torsion appliquée, et la déformation est limitée. L'échantillon a été imagé par tomographie à rayons X dont la reconstruction est présentée en Figure VII-4C & D. Les billes sont réparties de manière homogène. Quatre d'entre elles ont été sectionnées lors de la préparation de l'échantillon (3 sur la surface supérieure, et 1 sur la surface inférieure) et pourront ainsi servir de repère après déformation. De plus, les billes sont situées à différents rayons, ce qui permettra l'enregistrement de différentes déformations locales.

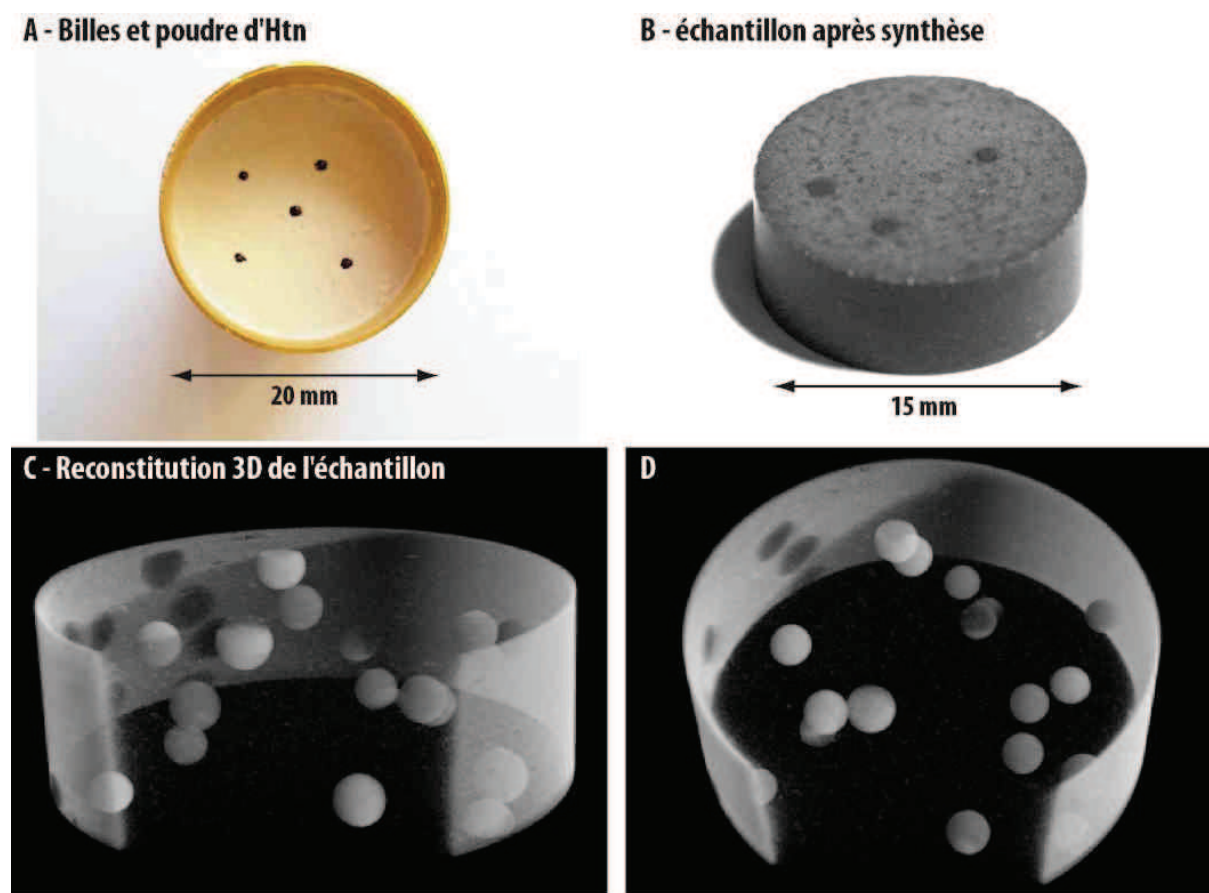


Figure VII- 4 : Réalisation de l'échantillon comportant des enclaves basiques dans un magma felsique. Les diamètres de la capsule en or et de l'échantillon sont respectivement de 20 et 15 mm.

3. STRATEGIES

3.1. *Echantillon avec des billes en or*

Les billes d'or ne pouvant interagir chimiquement avec leur encaissant, seules les propriétés mécaniques ont été considérées. Il a été choisi de déformer les billes en dessous de leur température de fusion, afin d'obtenir des objets relativement visqueux par rapport à l'encaissant. Devant la pauvreté de données mécaniques concernant l'or à l'état solide, une température de 1000°C a été arbitrairement décidée pour déformer l'échantillon, étant une température magmatique convenable et à laquelle l'encaissant montre une viscosité apparente dans la gamme des viscosités naturelles recalculées (par exemple Takeuchi, 2011 ; Andújar & Scaillet, 2012).

3.2. *Echantillons avec des billes basaltiques*

L'intérêt des enclaves silicatées réside dans leurs possibles interactions chimiques avec leur encaissant. Idéalement, les expériences fourniraient des enclaves déformées (liquides à partiellement cristallisées), et montrant une certaine interaction chimique avec le magma hôte. Malheureusement, les conditions de synthèse des billes et expérimentales ne laissent pas autant de marge de manœuvre. Une température élevée facilitera la diffusion chimique entre les constituants, mais permettra également leur cristallisation, excepté au-delà de leur température de fusion (environ 1230°C pour le constituant différencié). Il a donc fallu faire des choix. Les principales conditions que je souhaitais respecter sont des températures et viscosités raisonnables, dans la gamme des conditions naturelles. Beaucoup d'expériences ont été menées dans des conditions extrêmes (par exemple, très haute température ; De Campos et al., 2011 ; Morgavi et al., 2012), rendant les applications aux contextes naturels difficiles.

Deux tests ont été menés en autoclave à chauffage interne en prévision des expériences en torsion. Des billes créées à ~1600K pendant 10 secondes ont été placées dans de la poudre haplotalitique en suivant exactement le protocole de la synthèse principale, mais dans des capsules plus petites, permettant une trempe rapide (*drop quench*) à la fin du test et évitant la plupart des cristaux de trempe. L'une des capsules fut pressurisée à 300 MPa et chauffée à 800°C pendant 3h. La poudre d'haplotalite a perdu sa porosité (Fig. VII-5A) ; la pression de confinement appliquée (300 MPa) et la température sont donc suffisantes pour resynthétiser un verre avec une faible porosité. D'autre part, la bille présente un contour légèrement irrégulier, contrastant avec la forme initiale (Fig. VII-2E). Les deux magmas sont suffisamment mous pour se mouler l'un avec l'autre. La texture de la bille, comportant des hétérogénéités, provient de sa fusion initiale (lasers) trop courte. Des cristaux de trempe occupent les parties les plus basiques du verre malgré le refroidissement rapide réalisé à la fin de la synthèse. Ces cristaux, non analysables car micrométriques, sont des oxydes (bien plus lourds que les pyroxènes, par exemple). Ils ne peuvent provenir de la trempe car la température est bien inférieure à celle du solidus du basalte. Les cristaux sont certainement des cristaux résiduels issus de la fusion incomplète de la bille. En revanche, les parties (normalement) basiques sont parfaitement vitreuses. Par extension, les billes homogènes ne devraient pas cristalliser à des températures jusqu'à 800°C.

Le second test fut mené à 1150°C, pendant 2h avant d'être trempé rapidement (*drop quench*). Les textures de chacun des magmas sont très différentes du test mené à 800°C (Fig. VII-5B). Les deux magmas sont fortement cristallisés ; l'Haplotalite contient des plagioclases, et la bille est composée

de cristaux de plagioclase, et autres minéraux ferromagnésiens (olivine, pyroxène) ou oxydes inférieurs à 5 μm . Le contact initial entre les deux est devenu impossible à distinguer : une zone intermédiaire sépare les deux constituants. Elle s'étend sur $\sim 60 \mu\text{m}$ d'épaisseur et renferme des plagioclases et du verre. La trempe rapide empêchant la cristallisation tardive, les cristaux se sont développés pendant la synthèse. L'expérience en torsion devra se faire à une température plus basse, pour éviter le changement radical (en terme de cristallisation et texture) des constituants de l'échantillon. Toutefois, dans ces conditions, les magmas interagissent chimiquement. Ainsi, une température de déformation de 1100°C a été choisie pour le premier échantillon, satisfaisant à la fois une viscosité faible et une température raisonnable. La viscosité du liquide basaltique étant inférieure à celle du liquide felsique ($\text{Log } \Delta\eta \approx 2.8 \text{ Pa.s}$; Fig. VII-6), les billes sont supposées être déformées en fonction du magma encaissant. Dans le cas où l'enclave est la plus visqueuse, son comportement est qualifié de 'solide', car elle ne peut qu'être déplacée, subir qu'une rotation, mais il ne lui est pas possible de se déformer.

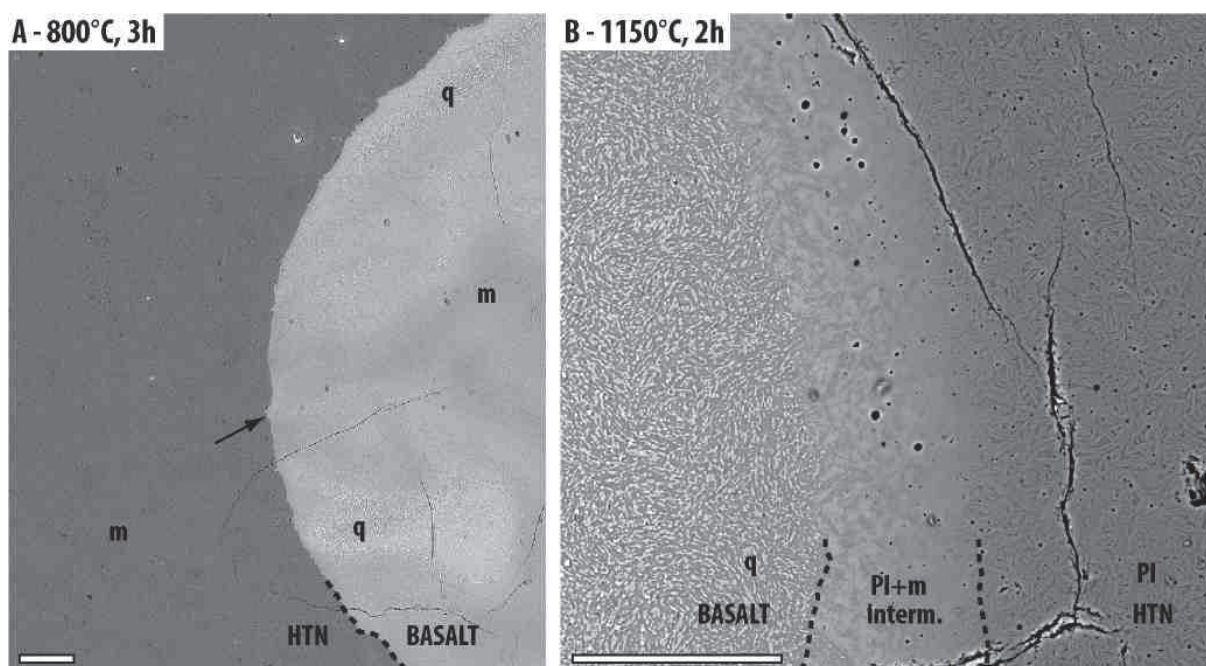


Figure VII- 5 : images MEB de tests menés sur des enclaves basaltiques dans leur encaissant haplotonalitique à 800°C (A) et 1150°C (B), 300 MPa pendant 2h. La barre dans le coin inférieur gauche de chaque image représente 100 μm . Mêmes abréviations que dans la Fig. VII-2.

Au vu des résultats de la première expérience sur les billes silicatées menée à 1100°C (voir section suivante), une température significativement plus basse a été choisie afin d'éviter la cristallisation des deux constituants. D'après les tests préliminaires, les billes basaltiques ne recristallisent pas à 800°C . Cette température a donc été gardée pour effectuer la seconde expérience. A cette température, l'haplotonalite est la plus visqueuse et le contraste de viscosité est $\text{Log } \Delta\eta \approx 2.5 \text{ Pa.s}$ (Fig. VII-6). La déformation étant appliquée sur l'ensemble de l'échantillon, les billes moins visqueuses sont supposées se déformer passivement dans leur hôte. Cependant, des expériences précédentes menées sur des produits relativement visqueux ($\eta > 10^{7.2} \text{ Pa.s}$) n'ont pas produit de mélange. La déformation d'enclaves dans de telles conditions sera donc un complément d'information sur les possibilités de mélange entre magmas ayant des viscosités apparentes élevées.

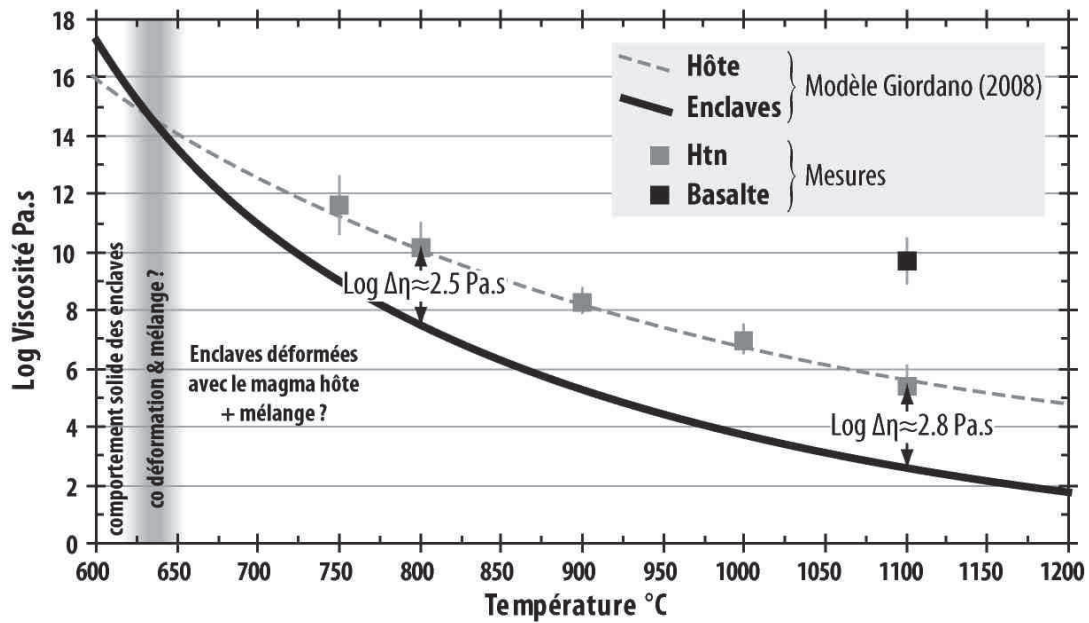


Figure VII- 6 : viscosités (calculées et mesurées) des billes basaltiques sans cristaux et du verre hapltonalitique. Le modèle de Giordano et al. (2008) a été utilisé pour la viscosité des billes. Les contrastes de viscosité aux températures de 800 et 1100°C ont été calculés en utilisant la viscosité mesurée du constituant felsique.

4. RESULTATS

Chaque échantillon issu des 3 protocoles présentés ci-avant a fait l'objet d'une expérience. Les conditions des expériences et les principales caractéristiques des échantillons sont résumées dans le Tableau VII-1 :

Exp.	Pré torsion		Torsion		$\dot{\gamma}$ (s ⁻¹)	γ	Dimension échantillon (mm)			
	T°C	t (min)	T°C	t (min)			diamètre	hauteur	disque 1	disque 2
PP178	1100	60	1000	30	7E-04	0.9	14.94	10.23	3.86	6.86
PP179	-	-	1100	57	5E-04	1.8	14.66	5.86	2.66	3.20
PP316	800	15	800	225	3E-04	4.1	14.96	5.43	-	-

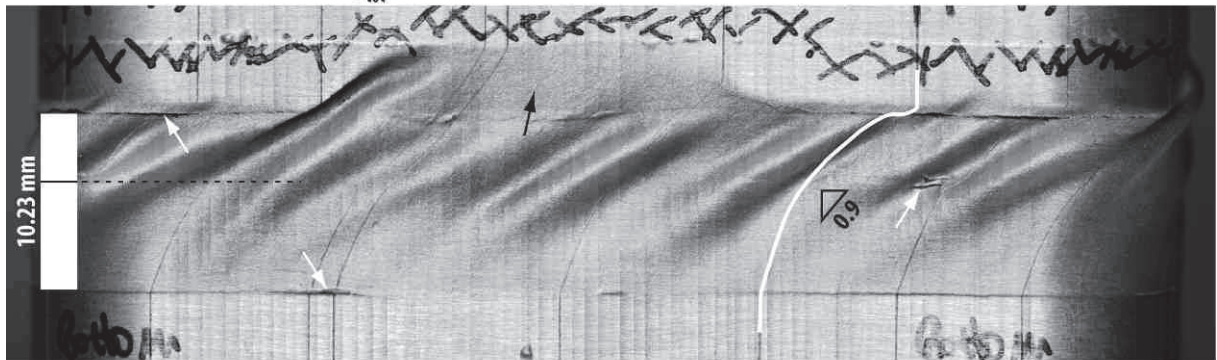
Tableau VII- 1 : principales caractéristiques des expériences menées sur des enclaves

4.1. Déformation macroscopique

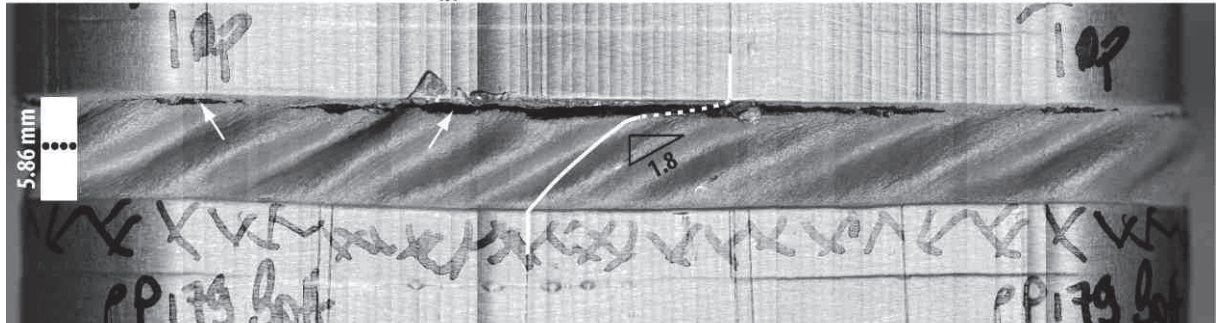
Les 3 expériences ont été menées jusqu'à des déformations finies de 0.9, 1.8 et 4.1 (Tableau VII-1). La faible viscosité du matériel à haute température n'a pas permis d'obtenir une grande quantité de déformation à cause de la déchirure de la chemise. De plus, des zones de faiblesse sont lisibles sur la chemise après pressurisation et déformation. Lors de PP178, la chemise a été déchirée à chaque interface avec les pistons entourant l'échantillon, et également au niveau de la feuille d'or (flèches blanches, Fig. VII-7A). Heureusement, cette dernière faiblesse est limitée et n'a probablement pas affecté la déformation de l'échantillon à cet endroit-là. En revanche, les marqueurs montrent une distribution hétérogène de la déformation, plus intense vers le haut de l'échantillon, en particulier à l'interface où la chemise s'est déchirée. De l'autre côté de l'échantillon, du magma est venu se glisser entre la chemise et le piston, provoquant le bourrelet indiqué par la flèche noire sur la Figure VII-7A. Bien que le volume déplacé soit faible, il est peut-être la cause du déchirement de la chemise de l'autre côté, suite au léger désaxement de la colonne.

Lors de l'expérience PP179, la déformation est distribuée de manière hétérogène le long de l'échantillon, avec une déformation locale maximale près du piston supérieur. Là encore, la chemise n'a pas résisté, se déchirant presque sur tout le tour de l'échantillon (Fig. VII-7B). Quelques morceaux de verre hapltonalitique ont été extrudés vers le haut, témoignant de la viscosité suffisamment élevée pour résister à la gravité. La majeure partie de l'échantillon reste néanmoins déformée de manière homogène, en particulier la zone où ont été placées les billes. A l'inverse de l'expérience précédente, aucune zone de faiblesse n'est observable à la jonction des deux disques. Malheureusement, la forme en tube de dentifrice de la chemise a probablement influencé la déformation locale (quantité et géométrie) et il faudra considérer cela lors de l'observation des enclaves. L'aspect bombé, plus facile à observer au niveau de l'interface inférieure, est un effet d'optique dû à la construction de l'image ; la chemise décollée de l'échantillon, au niveau de la déchirure, se trouve plus près de l'appareil photo et l'échantillon apparaît plus épais (Fig. VII-7B).

A) PP178 - Billes en or : 1000°C, $\gamma_{\text{tot}} = 0.9$



B) PP179 - Billes basaltiques : 1100°C, $\gamma_{\text{tot}} = 1.8$



C) PP316 - Billes basaltiques : 800°C, $\gamma_{\text{tot}} = 4.1$

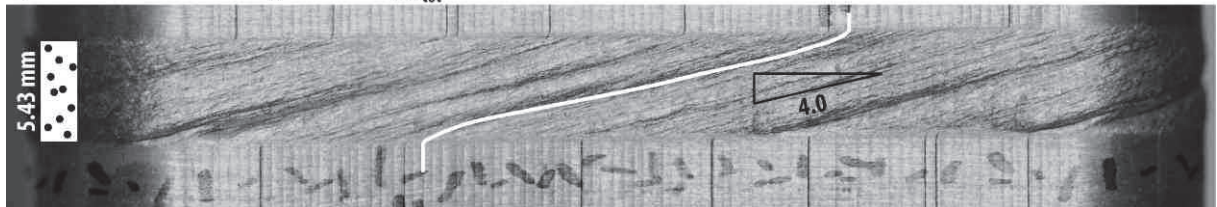


Figure VII- 7 : apparence externe de la chemise enveloppant l'échantillon après les expériences PP178 (A), PP197 (B) et PP316 (C). A 1000 et 1100°C, les échantillons adoptent une forme en tube de dentifrice, et la déformation est menée jusqu'à la rupture de la chemise (flèches blanches), visible par la chute du torque enregistré. L'échantillon n'a pas rigoureusement gardé sa forme initiale, comme en témoigne du magma venu se loger entre la chemise et le piston supérieur dans PP178 (flèche noire) et l'extérieur de l'échantillon lors de PP179. En revanche, à 800°C, l'échantillon reste cylindrique dans sa chemise en cuivre, l'expérience fut arrêtée avant la rupture de la chemise. La quantité de déformation géométriquement calculée est présentée par un triangle schématisant le cisaillement, et dont la valeur figure à côté, déduite de l'inclinaison du marqueur souligné par un trait blanc, en pointillé lorsque non visible.

A 800°C, la viscosité de l'haplotalite est suffisamment grande pour éviter le développement de bourrelets dans la chemise. L'échantillon est presque parfaitement cylindrique après déformation (voir le côté de l'échantillon, PP316, Fig. VII-7C), ce qui permet de calculer précisément la quantité de déformation locale, y compris près de la périphérie. De plus, la chemise ne semble pas avoir affecté la géométrie de la déformation tel qu'avec le développement de l'aspect en tube de dentifrice de la chemise. La distribution de la déformation selon la hauteur de l'échantillon est exemplaire et aucune déchirure de la chemise n'est visible.

4.2. Analyse des produits expérimentaux (2D, 3D)

4.2.1. Enclaves en or

L'imagerie en 3D montre que la feuille d'or a bien fondu, laissant de nombreuses gouttelettes (746 objets de taille supérieure à $440 \mu\text{m}^3$ -soit environ $7.6 \mu\text{m}$ de côté- reconnus par logiciel, Fig. VII-8). Après déformation, ces gouttelettes sont distribuées dans un niveau horizontal parallèle au plan de cisaillement, selon $\sim 500 \mu\text{m}$ d'épaisseur, correspondant à moins de 5 % de la hauteur de l'échantillon (Fig. VII-8A). Dans le niveau défini, elles occupent toute la section de l'échantillon, et leur contour délimite clairement le contour de l'échantillon, différent du contour initial à cause de la forme de la chemise qui laisse des invaginations (Fig. VII-8B). Curieusement, l'orientation générale des gouttelettes souligne une Orientation Préférentielle de Forme dont la direction principale est comprise entre 15 et 20° par rapport à la verticale (Fig. VII-8C & D). Le rapport de forme, la surface et l'orientation des gouttelettes ont été confrontés à la quantité de déformation locale (Fig. VII-8E-G). Aucun de ces paramètres ne montre une véritable corrélation. Les objets ayant les rapports de forme les plus élevés (> 3) sont situés sur la périphérie de l'échantillon, mais 92 % des gouttelettes ont un rapport de forme modéré (< 2 ; Fig. VII-8E).

Compte tenu du mode de déformation appliquée, on s'attendrait davantage à une rose de fréquence équilibrée, montrant une orientation répartie selon la position (et la direction de cisaillement locale). L'état final des gouttelettes suggère différentes causes possibles : (1) le nombre capillaire est faible, et les enclaves en or reprennent une forme sphérique dès que la torsion cesse ; (2) elles n'ont pas été significativement affectées par la déformation, à cause d'un contraste de viscosité élevé ; (3) la quantité de déformation finie est trop faible. La viscosité de l'or à l'état solide n'ayant pas été déterminée, ni trouvée dans la littérature, il est difficile de trancher entre les 2 hypothèses. L'orientation générale dans le plan de cisaillement des gouttelettes selon une direction marquée pourrait avoir été causée lors de la fusion de la feuille d'or par des forces de tension orientées. Si les enclaves conservent leur forme une fois à 1000°C, la torsion aurait dû réorienter la fabrique, à moins qu'elle ne soit trop faible. En revanche, si les enclaves sont suffisamment malléables à l'état solide pour enregistrer de la déformation, comment expliquer l'absence de lien entre le rapport de forme et la quantité de déformation ? L'orientation des objets est complexe à expliquer, car aucune fabrique cohérente ne s'est développée. Bien que la concentration d'objets augmente la viscosité de l'échantillon, la distribution homogène de la déformation observée sur la Figure VII-7A ne permet pas d'expliquer la distribution et l'orientation des gouttelettes imagées en 3D, sauf si seule une fine couche périphérique située entre la chemise et les gouttelettes les plus externes a encaissé de la déformation. Mais cela n'a jamais été remarqué dans des expériences précédentes conduites en presse Paterson, et est donc peu probable. Des expériences à plus basse température serait judicieuses, car elles permettrait probablement d'atteindre des quantités de déformation plus élevées (meilleure résistance

de la chemise, voir Fig. VII-7C). A plus basse température, la viscosité du liquide hapltonalitique serait également plus élevée, et peut-être suffisante pour déformer les enclaves. De plus, une étape supplémentaire doit être rajoutée au protocole : il est indispensable de connaître la distribution des enclaves avant déformation. Ceci est facilement réalisable par observation par micro tomographie X, d'autant plus que les interactions chimiques des enclaves avec l'hapltonalite sont nulles, et que le liquide felsique est facile à tremper. Plusieurs montées et descentes en température ne sont donc pas un problème.

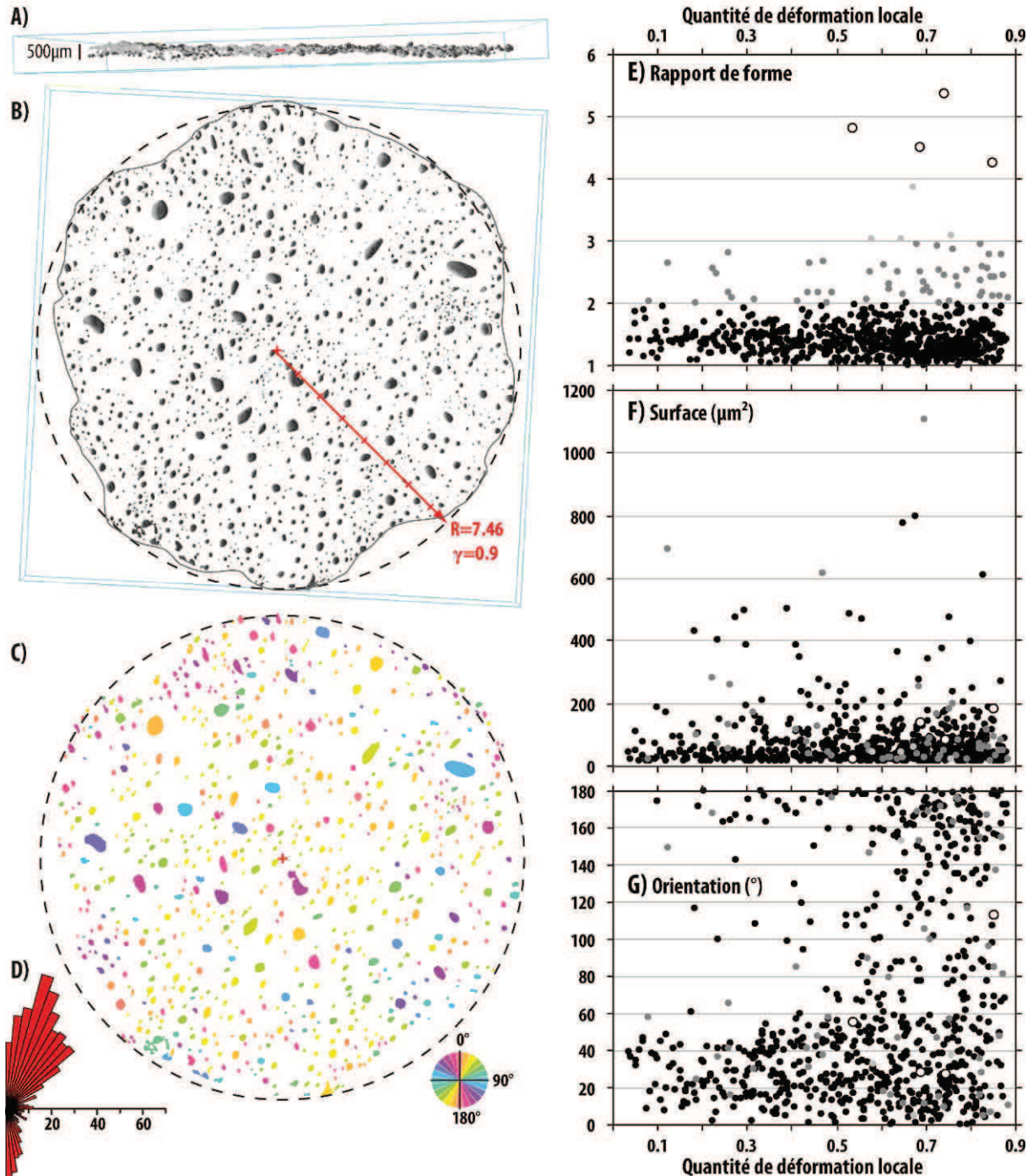


Figure VII- 8 : apparence et analyse des enclaves en or. Disposition des enclaves vue depuis le profil (A) et le dessus (B) de l'échantillon déformé PP178. (C) Colorisation des enclaves selon leur orientation dans le plan du cisaillement et rose de fréquence (D) des valeurs de l'orientation. E, F & G) Rapport de forme, surface et orientation en fonction de la quantité de déformation dont les symboles utilisés correspondent au rapport de forme des billes d'or, tel qu'en E..

4.2.2. Enclaves silicatées dans des trous percés

Les enclaves basiques et leur encaissant plus felsique ont un contraste de densité suffisant pour être clairement imagé par micro tomographie à rayons X. La taille de l'échantillon permet d'avoir une résolution $\sim 240 \mu\text{m}^3$ (voxel de $\sim 6 \mu\text{m}$ de côté) rendant les cristaux indétectables par tomographie qui est donc complétée par du Microscopie Electronique à Balayage (Fig. VII-9). Les billes initialement insérées ne sont plus sphériques, mais forment des tonnelets de $\sim 1.1 \text{ mm}$ de rayon par $\sim 1.8 \text{ mm}$ de longueur (Fig. VII-9B) ; le volume de matériel basique est conservé. Les tonnelets sont situés à des distances comprises entre 1.2 et 5.9 mm depuis le centre de l'échantillon, et ils reçoivent *de facto* une déformation locale $0.3 < \gamma < 1.4$ (Fig. VII-9C). L'enclave la plus proche du centre est à peine inclinée, et respecte la corrélation entre le rayon auquel est situé l'objet et la quantité de déformation enregistrée. Ce n'est pas le cas pour 2 enclaves dont les quantités de déformation enregistrée théoriques ne sont pas les mêmes ; deux tonnelets montrent des déformations locales $\gamma = 0.8$ et $\gamma = 1.5$ au lieu de 1.4 (Fig. VII-9D & F). La première de ces 2 enclaves a également été observée par tomographie. La Figure VII-9D montre l'enclave observée depuis le centre vers la périphérie (d'où le cisaillement opposé) dans un échantillon plus petit, permettant donc une meilleure résolution (voxel $\approx 3 \mu\text{m}$ de côté). Il révèle trois types de structures autour de l'enclave cylindrique (Fig. VII-9D). Les structures planaires sont probablement des fractures, liées à la décompression à la fin de l'expérience. Les structures situées de chaque côté de l'enclave telles des ombres de pression sont des pores remplis de gaz, provenant probablement de la porosité de la poudre insérée autour des billes de basalte. Ces pores sont conservés même à 300 MPa. Tout autour de l'enclave, un bruit de fond montre un troisième type de structure dont la densité est inférieure à celle du verre haplotalitique. Il est possible qu'il s'agisse d'un artefact. La seconde enclave davantage étudiée a fait l'objet d'observation au MEB (Fig. VII-9G). Une section [xz] a été réalisée dans l'échantillon et montre l'enclave inclinée dans le verre haplotalitique, fissurée à cause de la dépressurisation finale. Une observation en détail dévoile la cristallisation de l'enclave basique, un contact crénelé, une zone poreuse ceinturant l'enclave et un halo cristallisé (Fig. VII-9E-G). L'enclave a fortement cristallisé, mais il est difficile de préciser quand. Les cristaux sont inférieurs à $5 \mu\text{m}$ et donc impossible à analyser. Cependant, la chimie basaltique de l'enclave permet essentiellement la cristallisation d'oxyde, d'olivine, de pyroxène, et de plagioclase dans ces conditions. Les minéraux les plus clairs (riches en éléments lourds tel que le fer) sont vraisemblablement des oxydes, olivines et/ou pyroxènes et les minéraux les plus sombres (riches en éléments légers tel que l'aluminium) sont probablement des plagioclases. L'enclave est entièrement cristallisée, à l'exception d'une fine bordure d'environ $10 \mu\text{m}$ restée vitreuse (Fig. VII-9G). Cette bordure est très irrégulière dans le détail, pénétrant l'haplotalite selon des digitations allant jusqu'à $20 \mu\text{m}$ de long. Presque tout autour de l'enclave, une zone comprenant des plagioclases et des vacuoles (le verre est très difficile à apercevoir, s'il est présent ?) s'étend sur une épaisseur variable, allant de 0 à $500 \mu\text{m}$. Enfin, l'enclave ceinturée de cette zone plagioclase + pores est séparée du verre haplotalitique par une bande d'épaisseur inférieure à $80 \mu\text{m}$ constituée de plagioclases très fins (Fig. VII-9G). Ils sont très difficiles à entrevoir et ont donc une composition chimique proche de celle du verre.

Le changement de forme des enclaves intervient très tôt lors de l'expérience. La forme en tonnelet des enclaves est due à l'ajustement de la bille dans l'espace cylindrique qui l'accueille (Fig. VII-9B). A une certaine température, suffisante pour permettre l'écoulement du magma (théoriquement à partir de la transition vitreuse), la bille remplit l'espace. Il devient difficile de savoir précisément la forme du cylindre avant déformation. La précision des trous percés est donc loin d'être

satisfaisante, et les enclaves ne sont plus sphériques avant même le début de la déformation. Toutefois, dans le cas de cette expérience, les tonnelets ne semblent avoir subi qu'une rotation, due au cisaillement (Fig. VII-9D & F). Les enclaves n'ont pas subi de cisaillement, comme l'atteste leur forme (cylindre et non parallélogramme) et se sont donc comportées comme des objets solides. Pourtant, la différence de viscosité suggérait la déformation possible des enclaves, dans leur magma hôte plus visqueux (Fig. VII-6). La viscosité de l'enclave a, par conséquent, fortement augmentée, au point de dépasser significativement celle de l'haplotonalite, ne permettant qu'une rotation, et aucune déformation. C'est sans aucun doute la cristallisation de la bille qui a rigidifié l'enclave. Par ailleurs, la poudre contenant de nombreux pores a fortement cristallisé et a également servi de site de nucléation au liquide haplotonalitique qui lui aussi a développé une bande de plagioclase tout autour de l'enclave. Ainsi, la viscosité de l'enclave, avec ses ceintures de cristaux, était proche de celle mesurée dans les disques de basalte à la même température ($\text{Log } \eta = 9.7 \text{ Pa.s à } 1100^\circ\text{C}$), soit une différence de viscosité de plus de 4 ordres de grandeur (Fig. VII-6).

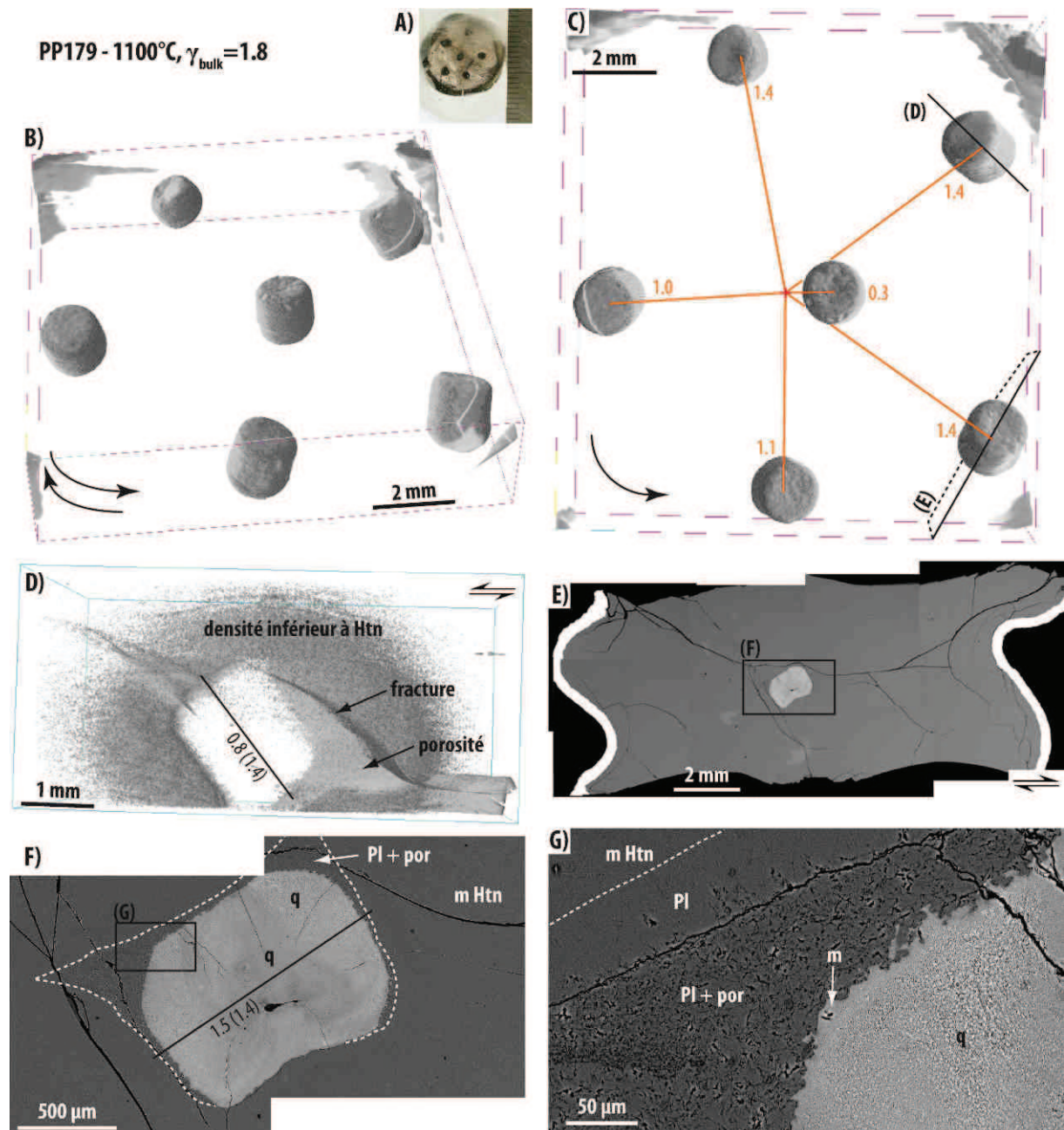


Figure VII- 9 : Reconstructions 3D et images MEB des enclaves silicatées après expérience PP179. (A) échantillon dénudé de sa chemise. (B, C & D) reconstructions 3D, (E, F & G) images MEB. Abréviations : plagioclase (Pl), verre (m), porosité (por)

La quantité de déformation mesurée différant de la quantité théorique peut être expliquée par l'influence de la chemise sur la déformation locale. En effet, la chemise est à 0.8 mm seulement de l'enclave présentée en Figure VII-9D. Les bourrelets générés dans la chemise ont localement affecté le mode et la quantité de déformation. Les structures générées témoignent de l'écoulement du magma autour des enclaves. Si les plagioclases sodique développés dans l'haplotalite semblent isotropiquement répartis, la porosité liée à la poudre rajoutée autour de la bille est préférentiellement située dans les ombres de pression liées au sens de cisaillement (Fig. VII-9D & F).

Ce protocole est intéressant, car il permet d'éviter une synthèse, mais il apparaît limité en l'état car il ne permet pas de conserver la forme initialement sphérique des enclaves insérées. Un outillage adapté est indispensable pour pouvoir atteindre la précision requise pour ce type d'expérience. Nous avons également vu que les conditions n'étaient pas adaptées : la température est soit trop élevée, soit trop basse pour conserver les 2 composants à l'état liquide (*melt*). Des conditions favorisant une cristallisation contrôlée des enclaves semblent intéressantes, car cela permettrait de simuler le refroidissement, et donc la cristallisation qui apparaissent au début de la vie d'une enclave, lors de l'injection d'un magma dans un réservoir. Enfin, la chemise imposée par le dispositif pour déformation en presse Paterson est un problème lorsque la viscosité de l'encaissant est relativement faible ; la forme en tube de dentifrice développée par la chemise dévie la géométrie et la quantité de déformation et altère significativement la qualité de l'expérience.

4.2.3. Enclaves silicatées après frittage

Après déformation, l'échantillon est découvert de sa chemise pour être analysé par microtomographie à rayons X. La reconstruction 3D de l'image est présentée en Figure VII-10A. Les billes initialement sphériques ne semblent que peu déformées malgré la quantité de déformation finie relativement importante ($\gamma = 4.1$). En revanche, leur position est différente de leur position initiale, ce qui indique leur déplacement pendant l'expérience. Deux sections [xz] sont présentées ; la première montre une enclave de diamètre 1.16 mm (donc section proche du centre) légèrement allongée (rapport de forme $a/b = 1.17$) et inclinée (-37° par rapport au nord de l'image et -90° étant le sens de cisaillement ; Fig. VII-10B & D). La deuxième section [xz] expose une enclave dont le rapport de forme est inférieur à 1.02 (Fig. VII-10C & E). Autour des enclaves, l'haplotalite est fracturée, en particulier contre les pistons encadrant l'échantillon. Les fractures sont tardives, probablement issues de la décompression, car l'une d'elles recoupe une enclave (Fig. VII-10C). L'haplotalite est aussi poreuse qu'avant déformation, et reste vitreuse. Une des enclaves est zonée : un cœur (i) d'environ 300 μm est entouré d'une auréole (ii) plus sombre, et une fine bande (iii) inférieure à 100 μm ceinture l'enclave (Fig. VII-10D & F). En toute logique, le cœur plus clair devrait être plus riche en éléments plus lourds tels que Fe ou Ca. Cependant, les cartographies chimiques et les analyses ponctuelles ne montrent pas de variation chimique importante entre les zones (i) et (ii). A l'inverse, les faibles contrastes observés au sein de la zone (ii) sont bien visibles par cartographie chimique. Par exemple, la concentration du fer varie entre 7.2 et 9.2 % pds. Les compositions chimiques des 3 zones sont similaires, et largement plus homogènes que la bille hétérogène montrée en exemple (Tableau VII-2 ; Fig. VII-11), par conséquent, la zonation repérée par imagerie MEB est un artéfact. La teneur totale analysée dans la zone interne (i) est inférieure à celles des autres zones (97.8 %, soit 1.4 % de moins que les autres zones), et provient probablement d'une métallisation moins épaisse, ou adhérent mal à

la surface de l'échantillon. L'homogénéité des billes de verre basaltique est garantie par la température de synthèse (voir « synthèses initiales »).

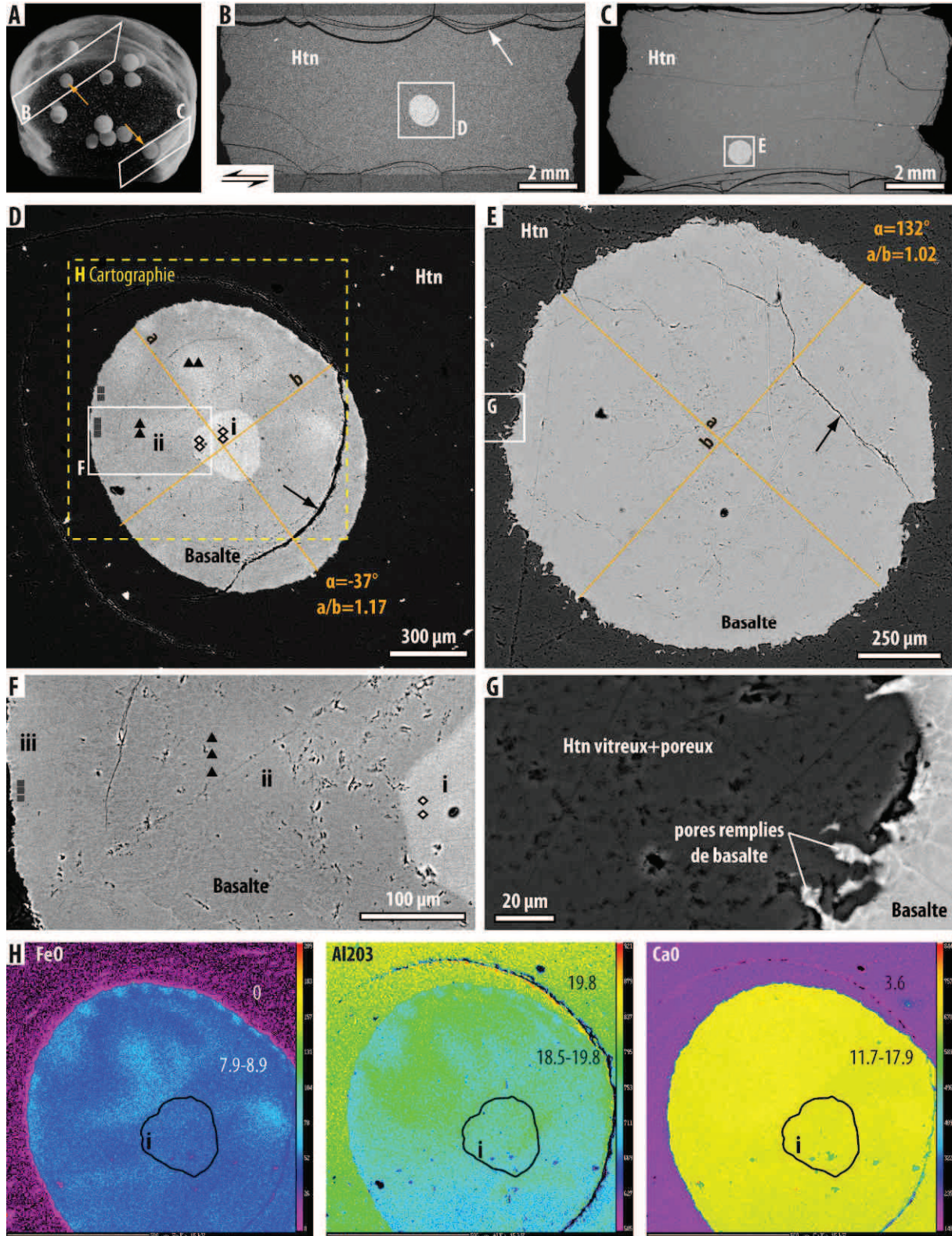


Figure VII- 10 : Reconstruction 3D de l'ensemble de l'échantillon (A), images MEB de (B à G) et cartographies chimiques (H) après PP316.

De même, les textures observées sur le pourtour de l'enclave (zone iii) sont particulières, et ne ressemblent en rien à une texture de cristallisation, pas même de trempe (Fig. VII-10F). Les cristaux susceptibles de pousser à partir de cette composition chimique et dans les conditions de l'expérience

sont des oxydes, des plagioclases, des pyroxènes ou de l'olivine. Ces cristaux induisent de forts contrastes chimiques qui aurait été visibles sur images MEB (comparer par exemple avec les synthèses initiales, Fig. VII-10A & B, et avec Fig. VII-5). De plus, le matériel basique a rempli les pores de l'haplotonalite, il était donc déformable en conditions expérimentales, et surtout il était moins visqueux que le verre haplotonalitique (Fig. VII-10G). Puisque l'haplotonalite est restée vitreuse, on en déduit que l'enclave était elle aussi vitreuse au début de l'expérience car sa cristallisation lui aurait empêché toute déformation, y compris dans les pores voisins !

	nb analyses	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	Total
Enclave départ	23	49.42	1.05	19.04	7.82	6.38	0.12	10.99	2.41	0.50	97.73
		0.87	0.07	0.25	0.32	0.22	0.11	0.27	0.13	0.11	0.95
Enclave hétérogène	10	51.58	1.25	17.02	7.62	5.82	0.18	10.17	3.04	0.90	97.58
		6.24	0.97	6.97	4.85	3.76	0.10	2.61	0.92	0.66	0.81
PP316 i	4	49.39	0.86	18.90	7.69	7.06	0.19	11.68	1.70	0.31	97.78
		1.16	0.12	0.32	0.43	0.07	0.06	0.09	0.12	0.05	1.69
PP316 iii	5	49.52	0.97	18.36	8.88	6.97	0.19	11.58	2.36	0.33	99.15
		0.19	0.07	0.26	0.50	0.04	0.03	0.17	0.21	0.08	0.84
PP316 iii	5	49.29	0.97	19.66	8.25	7.10	0.20	11.77	1.79	0.29	99.32
		0.76	0.06	0.20	0.75	0.08	0.10	0.18	0.20	0.04	0.39

Tableau VII- 2 : composition chimique des enclaves de départ et après PP316. Une enclave hétérogène est présentée pour comparaison. Les valeurs situées sous les concentration en oxydes sont les écarts types de la population.

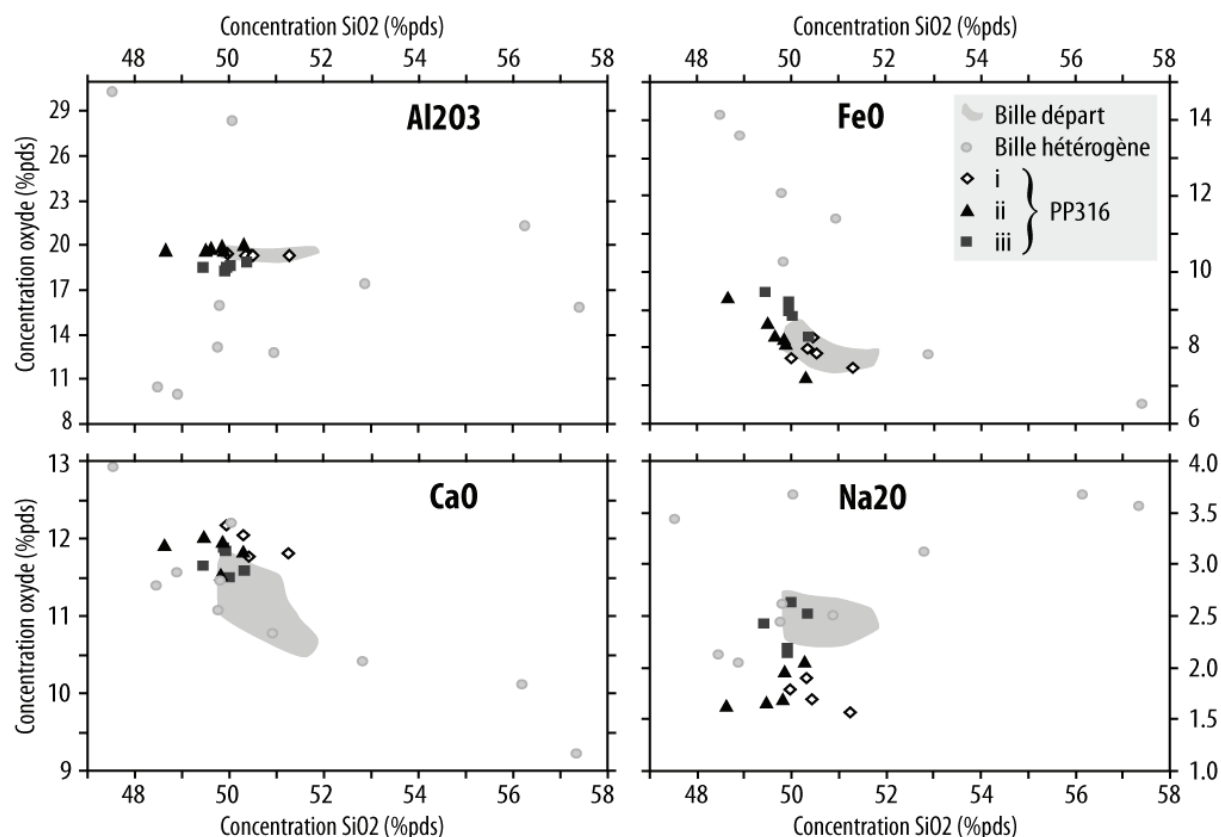


Figure VII- 11 : concentration en Al_2O_3 , FeO, CaO et Na_2O rapportée à la concentration en SiO2 des enclaves de départ homogène, d'une autre hétérogène et des différentes zones d'une enclave déformée lors de PP316.

5. DISCUSSION CONCERNANT LA DEFORMATION D'ENCLAVES

Les structures telles que l'orientation préférentielle de cristaux/enclaves, le litage magmatique ou la déformation d'enclaves, sont nombreuses dans les roches magmatiques, et enregistrent potentiellement les processus liés à la mise en place des magmas (par exemple John & Blundy, 1993 ; Williams & Tobisch, 1994 ; Scaillet et al., 2000 ; Paterson et al., 2004 ; Barbey et al., 2009 ; de Saint Blanquat et al., 2011 ; Caricchi et al., 2012 ; Hodge et al., 2012). Ces structures sont plus difficiles à interpréter dans les roches volcaniques car les processus éruptifs les affectent intensément. En revanche, dans les roches plutoniques, elles sont particulièrement bien conservées, mais on ne connaît pas les conditions de stockage. Les enclaves, présentes dans presque tous les plutons, sont généralement considérées comme des marqueurs de la déformation et ont été le sujet de plusieurs études (par exemple John & Blundy, 1993 ; Williams & Tobisch, 1994 ; Scaillet et al., 2000 ; Caricchi et al., 2012 ; Hodge et al., 2012). Leur formation et leur désagrégation dépendent de nombreux paramètres incluant les viscosités de l'enclave et du magma hôte (influencées par la composition chimique, la teneur en eau, la cristallinité), les taux et les dimensions de l'injection (par exemple Hodge et al., 2012). Les processus potentiellement enregistrés par les différentes structures, et notamment les enclaves, sont les injections de magma, les processus dynamiques résultant du fonctionnement du réservoir (convection, ségrégation cristalline...) et/ou la déformation liée au contexte tectonique. La codéformation des enclaves et de l'encaissant n'est possible qu'à un contraste de viscosité minimal comme proposé par Scaillet et al. (2000) et Caricchi et al. (2012). Etant donné les intervalles de cristallisation respectifs des enclaves basiques et du magma hôte felsique, leur viscosité est très différente dans une large gamme de température. Un faible contraste de viscosité est possible dans 2 cas : (1) à haute température, c'est-à-dire proche du liquidus du magma basique ($T > 1000^{\circ}\text{C}$ pour donner un ordre d'idée), ou (2) lorsque les 2 magmas sont fortement cristallisés, et à des températures plus basses ($T < 700^{\circ}\text{C}$), lorsque la cristallinité du magma felsique est élevée (Scaillet et al., 2000 ; Caricchi et al., 2012). Par conséquent, pendant la majorité de l'intervalle de cristallisation du magma hôte, les enclaves ont une viscosité trop élevée par rapport à celle de l'hôte. Elles se comportent donc comme des objets rigides et ne peuvent pas enregistrer la déformation subie par le réservoir (Scaillet et al., 2000). Si le magma hôte moins visqueux encaisse la déformation, on s'attend à ce que la déformation de l'hôte entraîne également la déformation des enclaves, telle que dans les travaux de De Campos et al. (2011), par exemple. Pourtant, l'expérience PP316 conduite avec des billes de basalte dans le magma hapltonalitique n'a pas produit de texture de mélange entre les 2 constituants malgré la plus faible viscosité des enclaves (~ 2.5 ordres de grandeur) : dans les conditions expérimentales, incluant une quantité de déformation relativement importante ($\gamma = 4.1$), la déformation et l'orientation d'enclaves est faible, voire inexistante. La viscosité du magma felsique a été mesurée ($\text{Log } \eta = 9.6 \text{ Pa.s}$) et représente la viscosité d'un réservoir typique en contexte d'arc partiellement cristallisé (voir les exemples de la dacite du Pinatubo et de la rhyolite de Usu, Scaillet & Evans, 1999 ; Tomiya et al., 2010). L'absence de déformation enregistrée par les enclaves basaltiques dans cette expérience remet en cause la possibilité de déformer des enclaves dans un réservoir felsique dont la viscosité est relativement élevée ($\text{Log } \eta \geq 9.6 \text{ Pa.s}$). Il semble exister un seuil de viscosité au-delà duquel la déformation d'enclaves devient impossible. Cette hypothèse est renforcée par l'impossibilité de mélange et la faible déformation constatée dans les expériences concernant l'hapltonalite et la dacite (PP303, voir chapitre suivant).

La déformation des enclaves se produirait donc au début de la mise en place du pluton, dans des conditions proches de leur liquidus. A l'inverse, les enclaves ayant gardé une forme sub sphérique pourraient traduire l'absence de déformation suite à l'injection de magma basique dans un réservoir froid et relativement cristallisé, causant leur « trempe » (Frost & Mahood, 1987 ; Blundy & Sparks, 1992 ; Barbarin, 2005 ; Barbey et al., 2008). Au mieux, la déformation d'une enclave est limitée, et ne reflète pas la totalité du taux de cisaillement ayant eu lieu en conditions magmatiques. La quantité de déformation appliquée lors de l'expérience ($\gamma = 4.1$) est peut-être insuffisante pour déformer significativement les enclaves basiques, qui n'ont subi qu'une légère déformation (17 %) et rotation. Dans ce cas, la géométrie des enclaves ne reflète pas la quantité de déformation subie par le magma hôte (Williams & Tobisch, 1994 ; Paterson et al., 2004 ; Caricchi et al., 2012). L'immiscibilité chimique entre l'enclave et son hôte (Williams & Tobisch, 1994) est peu plausible ; les échanges chimiques sont probables en conditions magmatiques, mais peuvent être rapidement « disséminés » par la déformation du magma hôte.

A l'inverse de leur déformation, la réorientation des enclaves semble possible jusque dans les derniers stades de la mise en place du pluton (Paterson et al., 2004). Si les enclaves se déforment ou s'orientent jusque dans les derniers stades de mise en place du pluton, les fabriques initiales sont vraisemblablement effacées par les dernières enregistrées (par exemple Nicolas & Ildefonse, 1996 ; Arbaret et al., 2001). Ainsi, les plutons n'exposent que les structures imprimées à la fin de leur mise en place uniquement, c'est-à-dire approximativement à une cristallinité du magma felsique supérieure à 90 % (Scaillet et al., 1998 ; Caricchi et al., 2012). Les stades antérieurs (injection, dynamisme de chambre) ne seraient donc visibles qu'en l'absence de déformation tardive. Cependant, à de tels taux de cristallinités ($\Phi_s > 90\%$), quelles sont les capacités de déformation des magmas ? Est-il seulement possible de déformer un magma en fin d'intervalle de cristallisation ? Les résultats obtenus lors de cette étude ne permettent pas de discuter quant à la déformabilité d'un magma très cristallisé soumis à des contraintes régionales. Toutefois, la question est importante car elle traite d'un outil largement répandu dans les roches magmatiques naturelles. Un exemple de la déformation d'enclaves est montré en Annexe C, où les origines des enclaves de la Soufrière de Montserrat sont discutées.

6. RESUME DU CHAPITRE

Les protocoles employés pour mener les expériences présentées dans ce chapitre sont intéressants, mais présentent quelques imperfections qu'il faudra résoudre pour de prochaines expériences. La synthèse par frittage utilisant des billes de basalte est encourageante. L'utilisation d'autres matériaux comme l'or peut éviter les réactions chimiques et focaliser l'étude sur les processus physiques telle que l'estimation de la quantité de déformation à partir de l'orientation et la déformation des enclaves. La cristallisation et l'hydratation des constituants des échantillons sont des étapes perfectionnistes, mais souhaitables pour simuler au mieux la déformation d'enclave. La cristallisation semble être possible par fusion partielle des billes de basalte selon la précision de la température. Les conditions imposées lors de l'expérience simulent la déformation d'enclaves basiques dans un magma felsique plus visqueux. Les résultats montrent qu'il est difficile (si possible) de déformer des enclaves dans un encaissant dont la viscosité est typique de celle de magmas felsiques naturels, et remettent en cause l'utilisation des enclaves comme marqueur de la déformation dans des réservoirs magmatiques.

CHAPITRE VIII :

**DONNEES MECANIKES DES MATERIAUX
DE DEPART ET DES ECHANTILLONS MIXTES**

Bien que les propriétés mécaniques des magmas soient relativement bien connues, cette étude est la première traitant à la fois les textures et de la rhéologie d'un système contenant différents magmas. Lors des expériences en torsion, le moment appliqué sur l'échantillon était systématiquement enregistré par la cellule de mesure interne, ce qui a permis de mesurer les propriétés rhéologiques des échantillons, et notamment leur viscosité. Sur les 31 expériences présentées dans ce mémoire, 17 ont produit des données mécaniques, sur un matériau unique ou sur un échantillon mixte. La viscosité des échantillons lors des 14 autres expériences était trop faible pour être mesurée, mais elle a cependant pu être estimée par calcul, à partir de modèle existants et de travaux antérieurs.

Les données rhéologiques des extrêmes compositionnels séparés, et celles des échantillons mixtes (expériences de mélanges) constituent les 2 premières parties de ce chapitre. Chacune de ces 2 parties présente les principales propriétés mécaniques des magmas secs, des verres secs, des magmas hydratés et des synthèses d'enclaves. Les expériences ont toutes été menées à 300 MPa et à des températures comprises entre 600 et 1200°C. Les vitesses de déformation varient entre $\dot{\gamma} = 3 \cdot 10^{-5}$ et $\dot{\gamma} = 3 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ et les taux de déformation finie s'échelonnent entre 0.3 et 8.4. Les données présentées sont toutes corrigées des effets de la chemise (voir chapitre « Méthodes expérimentales et techniques analytiques »). La 3^{ème} partie discute des contraintes rhéologiques concernant le mélange de magmas.

1. DONNEES RHEOLOGIQUES DES EXTREMES COMPOSITIONNELS

Avant les expériences de mélange, les propriétés mécaniques de chacun des constituants des couples de magmas ont été caractérisées séparément. Ainsi, le verre haplotalitique, le verre dacitique et le basalte en fusion partielle ont composé des échantillons formés d'un seul disque et ont été déformés lors de 5 expériences. Plusieurs expériences ont servi à caractériser un même matériel du fait de la vaste gamme de températures investiguées d'une part, et de la participation de la chemise d'autre part. En effet, il arrive parfois que la chemise ne se déforme pas régulièrement, et pour éviter cette contribution excessive, il est préférable de mener les expériences jusqu'à une faible quantité de déformation finie, (autour de $\gamma < 0.8$ dans la plupart des cas présentés ici). Lors de chaque expérience, plusieurs vitesses de déformation (paliers) ont été appliquées. A chaque nouveau palier, la vitesse ou la température était augmentée.

Les magmas hydratés n'ont pas fait l'objet de telles expériences car la quantité de matériel étant limitée, il a été décidé de s'affranchir des données mécaniques de chacun des constituants pour ne composer que des échantillons mixtes. De même, concernant les expériences sur les enclaves, on se concentrera sur la rhéologie du magma hôte uniquement (le verre haplotalitique), le basalte vitreux n'ayant pas été testé à basse température.

1.1. Loi d'écoulement et comportement des magmas

L'exposant de contrainte n de l'haplotalite et de la dacite, caractérisant leur comportement, a été calculé lors des expériences PP300 et PP301, lorsque la contribution de la chemise est faible. Il équivaut au coefficient directeur de la droite modélisant la vitesse angulaire $\dot{\theta}$ en fonction du moment M enregistré par la cellule de mesure (Tableau VIII-1 ; Fig. VIII-1). A 700°C, un glissement s'est produit, et le moment enregistré est plus faible qu'il n'aurait dû être. L'exposant de contrainte calculé (2.6) est incorrect. A 750°C, l'exposant de contrainte vaut ~ 1.4 pour les deux matériaux. Il est plus faible à 800 et 850°C. Cependant, le moment enregistré à 850°C est inférieur au seuil de détection de

la cellule de mesure indiquée par le constructeur. Un exposant de contrainte voisin de 1 est typique d'un comportement newtonien, qui caractérise les verres silicatés à des vitesses de déformation similaires à celles utilisées dans cette étude (Webb & Dingwell, 1990 ; Champallier et al., 2008). En revanche, les magmas partiellement cristallisés ont un comportement différent : ils sont décrits dans la littérature comme rhéofluidifiants, c'est-à-dire que leur viscosité diminue avec la hausse de la vitesse de cisaillement (Fernandez & Gasquet, 1994 ; Lejeune & Richet, 1995 ; Vigneresse et al., 1996 ; Rosenberg & Handy, 2005 ; Champallier et al., 2008 ; Picard, 2009). Du fait de la variation de l'exposant de contrainte calculé dans cette étude, les résultats suivants utiliseront une valeur de 1 pour les verres, et de 3 pour les suspensions cristallines, tel que déterminé par Picard (2009).

Matériau	N°exp. (chemise)	T°C	$\dot{\theta}$ (rad ⁻¹)	M (N.m)	contrib. chemise	<i>n</i>
Haplotonalite	PP300 (cuivre)	700	3.8E-05	30.2	2%	2.6
		700	8.6E-05	41.5	2%	
		750	4.4E-05	13.8	3%	1.45 ± 0.01
		750	9.9E-05	23.9	2%	
		750	2.1E-04	39.8	2%	
Dacite	PP301 (cuivre)	750	5.2E-05	0.31	28%	1.41 ± 0.18
		750	1.0E-04	0.35	26%	
		750	2.0E-04	0.70	20%	
		800	9.7E-05	0.18	36%	0.74 ± 0.55
		800	1.1E-04	0.31	27%	
		800	2.1E-04	0.29	29%	
		850	9.9E-05	0.05*	44%	0.96 ± 0.41
		850	3.4E-04	0.04*	45%	
		850	7.2E-04	0.19	36%	

Tableau VIII- 1 : expériences et résultats permettant la détermination des exposants de contrainte des verres évolués. * valeur en dessous du seuil de détection théorique de la cellule de mesure.

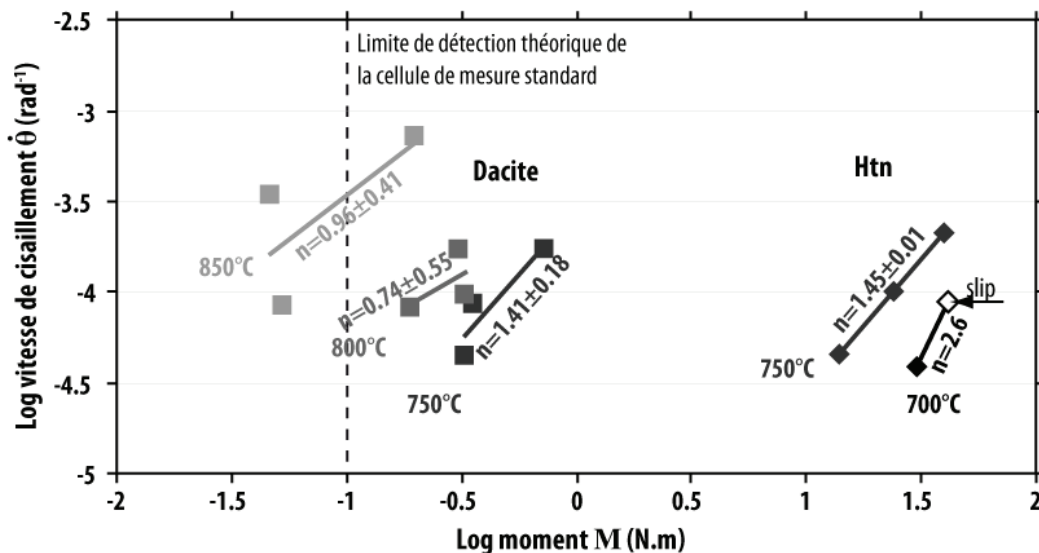


Figure VIII- 1 : Valeur de l'exposant de contrainte *n* concernant la dacite et l'haplotonalite, à différentes températures.

1.2. Contrainte différentielle et aspect de la chemise

Les principales caractéristiques des 5 expériences ayant servi à contraindre les propriétés mécaniques des matériaux secs sont dans le Tableau VIII-2. L'aspect de la chemise enveloppant l'échantillon de 4 de ces expériences est montré en Figure VIII-2.

N°exp. (chemise)	rayon longueur (mm)	γ total	γ palier	T°C	$\dot{\gamma}$ (s ⁻¹)	τ max. (Pa)	η palier (Pa.s)	η (Pa.s)	erreur théorique max. sur η	contrib. chemise
Haplotonalite	PP300 (cuivre)	7.46 7.21	0.4	0.09	700	3.9E-05	6.4E07	12.08	1.07	2%
				0.02	700	8.9E-05	6.4E07			2%
				0.06	750	4.6E-05	2.1E07	11.56	1.00	3%
				0.15	750	1.0E-04	3.7E07		0.96	2%
				0.10	750	2.1E-04	6.1E07		0.92	2%
				0.03	800	1.3E-04	2.1E06	10.20	0.73	28%
	PP231 (fer)	7.49 10.31	1.3	0.02	900	5.1E-05	2.2E04	8.17	0.49	13%
				0.06	900	2.1E-04	3.1E04		0.43	15%
				0.07	900	4.3E-04	4.9E04		0.40	17%
				0.08	900	1.3E-03	9.1E04		0.37	20%
				0.07	900-b	7.0E-05	4.0E04	8.37	0.48	12%
				0.11	900-b	2.0E-04	5.7E04		0.39	14%
				0.08	900-b	3.5E-04	7.2E04		0.39	15%
				0.15	900-b	1.3E-03	1.2E05		0.39	18%
				0.09	1000	9.8E-05	1.4E03	7.07	0.52	33%
				0.12	1000	2.4E-04	2.3E03		0.52	30%
				0.07	1100	7.1E-05	bd			
Dacite	PP301 (cuivre)	7.48 8.80	0.8	0.12	750	4.4E-05	3.7E05	9.79	0.66	28%
				0.06	750	8.9E-05	4.2E05		0.73	26%
				0.16	750	1.7E-04	9.8E05		0.67	20%
				0.08	800	9.2E-05	3.9E05	9.46	0.66	36%
				0.19	800	1.8E-04	3.5E05		0.60	29%
				0.07	850	7.2E-04	1.7E05		0.45	36%
Basalte	PP247 (fer)	7.48 10.30	0.5	0.19	1100	8.0E-05	5.3E05	9.70	0.65	19%
				0.13	1100	1.6E-04	6.2E05		0.60	19%
				0.08	1120	8.5E-05	3.1E04	8.65	0.47	26%
				0.04	1120	3.8E-04	2.0E05		0.46	28%
	PP153 (fer)	7.47 7.14	0.3	0.06	1140	4.4E-05	1.1E02*	6.14*	0.62	51%
				0.06	1140	5.1E-05	3.9E01*		0.67	51%
				0.02	1150	3.1E-05	bd			
				0.06	1150	1.4E-04	bd			
				0.09	1170	3.1E-04	bd			

Tableau VIII- 2 : Principales caractéristiques des expériences rhéologiques menées sur les matériaux secs.

* Valeur en dessous du seuil de détection théorique de la cellule de mesure.

1.2.1. Verre haplotonalitique

Les expériences PP300 et PP231 ont permis de contraindre les propriétés mécaniques du verre haplotonalitique. Lors de PP300, conduite avec une chemise en cuivre et la cellule de mesure standard, 6 vitesses de déformation ont été appliquées à des températures comprises entre 700 et 800°C (Tableau VIII-2). Une faible quantité de déformation totale a été appliquée ($\gamma = 0.4$) et l'échantillon est resté parfaitement cylindrique (Fig. VIII-2A). Lors de la seconde expérience, PP231, dotée de la cellule de mesure haute sensibilité, une chemise en fer entourait l'échantillon qui fut déformé à 900,

1000 et 1100°C, puis à nouveau à 900°C (900-b, Tableau VIII-2). Chaque augmentation de la température était suivie d'une durée minimum de 15 minutes pour s'assurer de l'homogénéité de la température. La quantité de déformation totale subie par l'échantillon est $\gamma = 1.3$, et des bourrelets se sont développés pendant la déformation, modifiant la forme cylindrique de l'échantillon (Fig. VIII-2B). Les Figures VIII-3 & VIII-4 montrent les courbes rhéologiques consistant en la contrainte différentielle τ ($n = 1$) en fonction de la quantité de déformation.

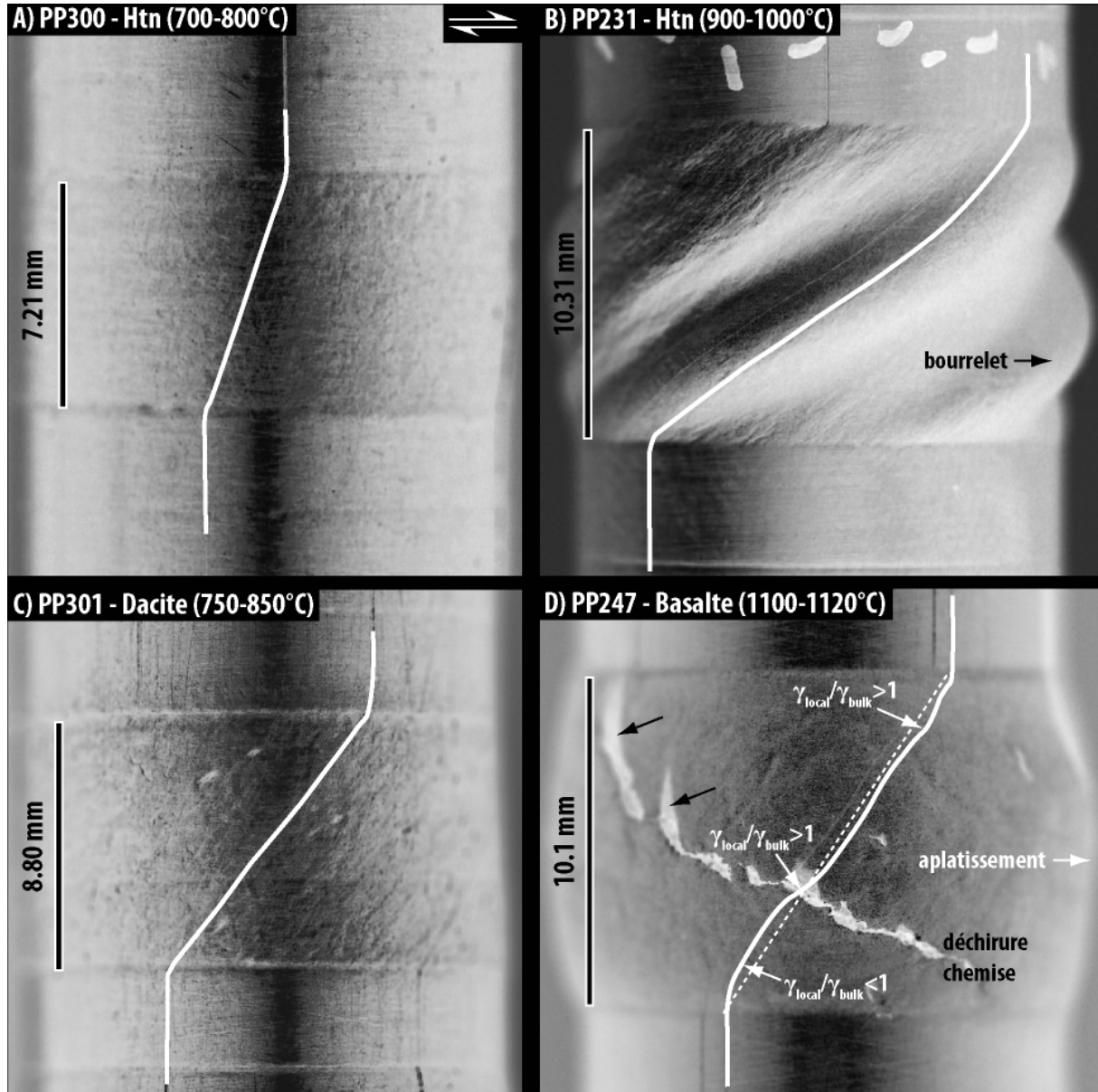


Figure VIII- 2 : aspect de la chemise enveloppant l'échantillon après les expériences sur l'hapltonalite à basse (A) et haute (B) températures, la dacite (C) et le basalte (D). Les flèches blanches indiquent des dépôts sur la chemise.

Les courbes commencent par une hausse de la contrainte, correspondant à la déformation élastique de l'échantillon. Rapidement, lorsque $0.05 < \gamma < 0.1$, la contrainte atteint un maximum, et devient stable. La courbe définit alors un plateau qui correspond à la déformation permanente de l'échantillon. La contrainte de cisaillement diminue avec la température et augmente avec la vitesse de déformation. Par exemple, l'augmentation de la vitesse de cisaillement ($\dot{\gamma} = 5 \cdot 10^{-5}$, $1 \cdot 10^{-4}$, et $2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) entraîne la hausse de la contrainte différentielle (21, 37, et 61 MPa) à 750°C (PP300 ; Fig. VIII-3). A

vitesse de cisaillement constante ($\dot{\gamma} = 2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$), la contrainte différentielle vaut environ $6 \cdot 10^7$, $3 \cdot 10^4$ et $2 \cdot 10^3 \text{ Pa}$ à des températures de 750, 900 et 1000°C respectivement (Fig. VIII-3 & VIII-4).

Le moment récupéré à 1100°C était très faible et presque constant. Le moment enregistré était inférieur à la valeur de la correction de la chemise, ce qui indique clairement que la limite de détection de la cellule de mesure est atteinte. En revanche, les mesures effectuées à 1000°C sont proches de la limite de détection théorique de la cellule de mesure, mais suffisantes pour calculer la contrainte ; le moment enregistré est 2 fois la correction de la chemise, qui participe donc à $\sim 50 \%$ de la résistance mesurée, et la réponse de l'échantillon peut être isolée. La précision de la cellule de mesure est meilleure que celle indiquée par le constructeur. Au vu des données récoltées, la précision doit être presque 10 fois meilleure (1 ordre de grandeur).

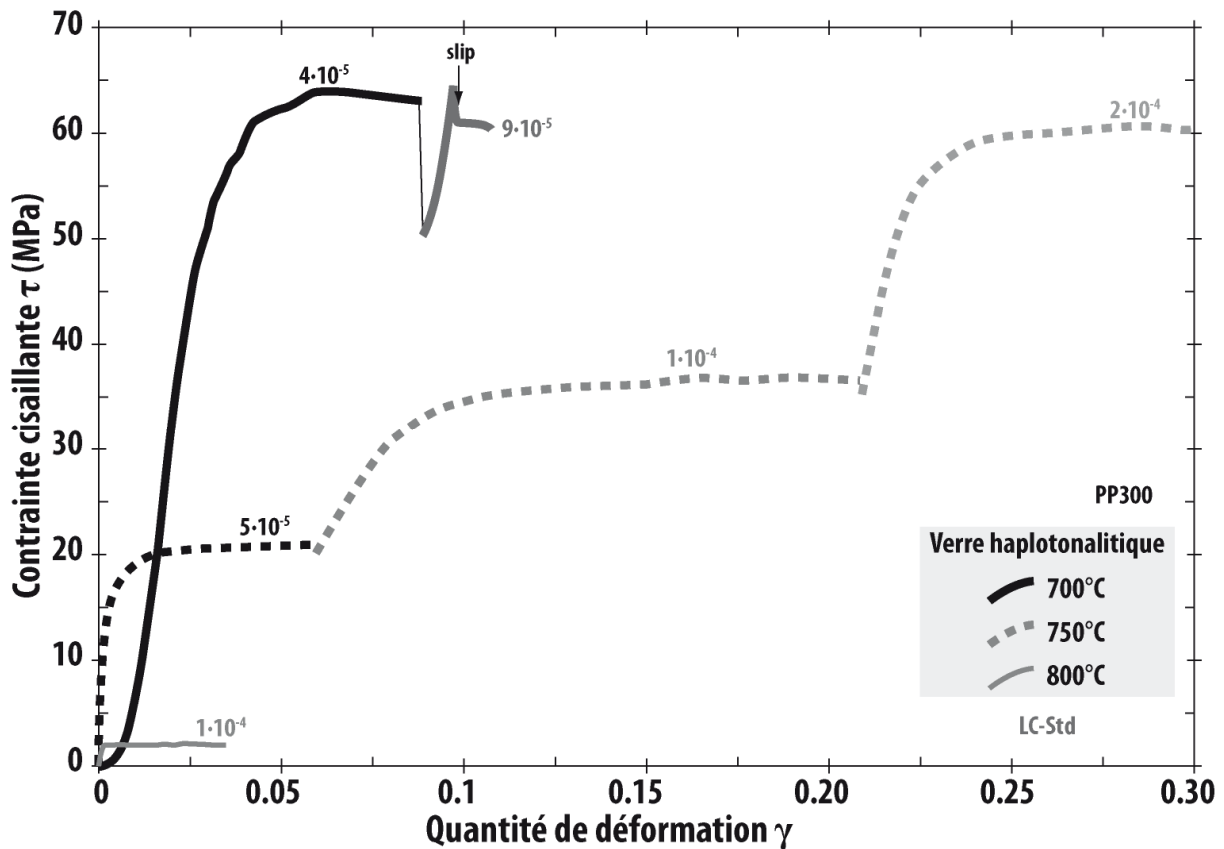


Figure VIII- 3 : courbes rhéologiques du verre haplotalitique à basse température (700 à 800°C) obtenues avec la cellule de mesure standard (LC-Std).

Lors de l'expérience PP231, un dernier palier de même température que le premier (900°C) a vérifié la reproductibilité de la mesure (Fig. VIII-4). L'échantillon a été déformé à des vitesses similaires à celles du premier palier. Cependant, la contrainte différentielle lors du dernier palier est supérieure à celle du premier ($+83 \%$ à $\dot{\gamma} = 2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ et $+33 \%$ à $\dot{\gamma} = 1 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$). La hausse de la contrainte malgré des conditions similaires vient probablement d'une participation plus importante de la chemise. En effet, ce palier a démarré après une déformation $\sim \gamma = 0.9$, dont une partie fut menée à haute température lors de laquelle la forme de l'échantillon et de la chemise a changé (forme en tube de dentifrice déformé ; Fig. VIII-2B). La contribution de la chemise, difficile à estimer, est alors plus importante (Barnhoorn et al., 2005, voir également le chapitre « Méthodes expérimentales et techniques analytiques »). La correction apportée ne tient pas compte de sa forme irrégulière et est sous-estimée. En conséquence, la contrainte différentielle de l'échantillon est surévaluée. Pour obtenir

les contraintes de l'haplotalite identiques à celles du premier palier, il faudrait augmenter la correction de la chemise jusqu'à 35 %, soit une correction 2 fois supérieure à celle qui fut appliquée lors du second palier. Etant donnée la difficulté à estimer la contribution de la chemise dans une géométrie aussi complexe que celle créée lors de l'expérience PP231, cette hypothèse ne sera pas développée davantage. Cependant, une contribution doublée par rapport à la forme cylindrique régulière ne semble pas exagérée. Par ailleurs, l'augmentation de la contrainte lors du second palier peut également résulter de l'effet des cristaux ; les expériences en torsion montrent que le verre haplotalitique développe une bordure de plagioclases sodiques contre les surfaces générant des sites de nucléation telles que la chemise et les interfaces avec les autres disques (Cf. « Interactions entre des magmas secs »). Une bande composée de verre + cristaux de quelques dizaines de micromètres d'épaisseur aurait également tendance à augmenter la résistance de l'échantillon.

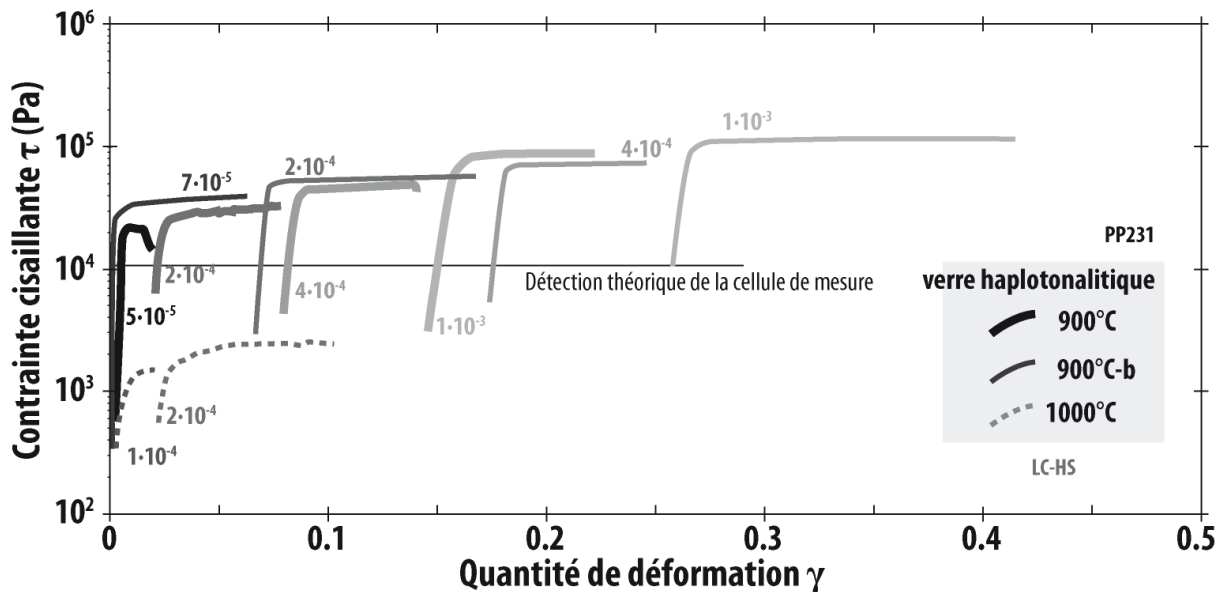


Figure VIII- 4 : courbes rhéologiques du verre haplotalitique à haute température (900 et 1000°C) obtenues avec la cellule de mesure haute sensibilité (LC-HS).

1.2.2. Verre dacitique

Les propriétés mécaniques du verre dacitique ont été déterminées lors de l'expérience PP301, au moyen de la cellule de mesure standard. Une déformation finie $\gamma = 0.8$ a été appliquée, et l'échantillon est toujours cylindrique après déformation (Fig. VIII-2C). L'échantillon a été déformé à 3 vitesses différentes à chaque température (750, 800 et 850°C), mais les vitesses les plus lentes appliquées aux températures les plus élevées n'ont pas permis de recueillir un moment exploitable avec la cellule de mesure utilisée. En fin de compte, 6 vitesses sont utilisables (Tableau VIII-2). Les courbes rhéologiques résultantes commencent par l'augmentation de la contrainte (calculée avec $n = 1$, caractéristiques des verres silicatés fondus au comportement newtonien), rapidement suivie d'un plateau correspondant à la stabilisation de la contrainte (Fig. VIII-5). Cependant, le moment enregistré est oscillant et un plateau est difficilement visible, si ce n'est lors de la température de 800°C. L'amplitude de l'oscillation dépasse la précision de la cellule de mesure indiquée par le constructeur (10^5 Pa rapportée aux dimensions de l'échantillon et à la vitesse $\dot{\gamma} = 1 \cdot 10^{-4}$ s $^{-1}$). Comme pour le matériau haplotalitique, la contrainte augmente généralement avec les vitesses de déformation élevées et diminue avec la température. Cependant, ces relations ne sont pas aussi régulières ; par exemple, à 750°C, bien que la vitesse de cisaillement $\dot{\gamma}$ double (de 4 à $9 \cdot 10^{-5}$ s $^{-1}$), la contrainte

augmente à peine (0.37 à 0.42 MPa ; Fig. VIII-5). Ces courbes montrent les limites de la cellule de mesure standard. Les données de l'expérience PP301 sont peu précises, mais elles seront tout de même utilisées, notamment pour estimer la viscosité du matériel.

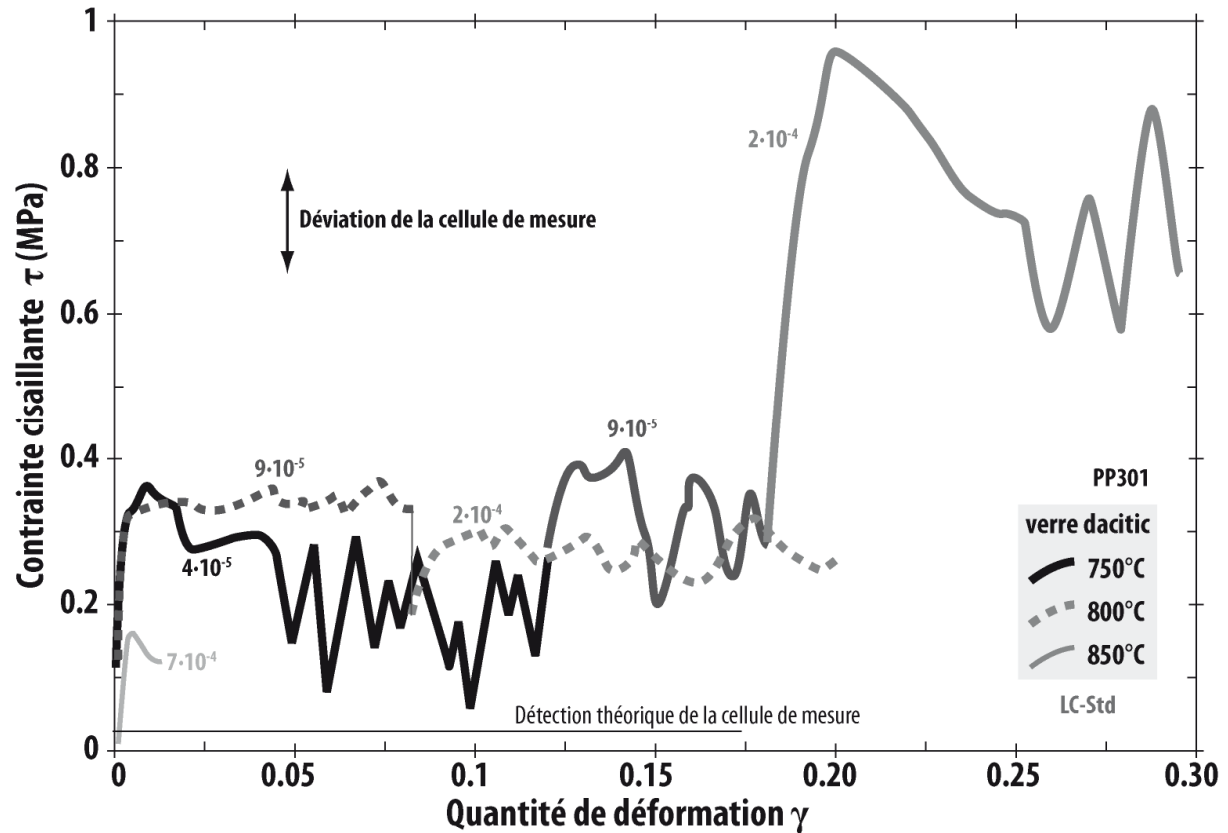


Figure VIII- 5 : courbes rhéologiques de la dacite entre 750 et 850°C.

1.2.3. Basalte en fusion partielle

La rhéologie du basalte a succinctement été caractérisée entre 1100 et 1140°C, correspondant au début de son intervalle de fusion partielle. La cellule de mesure haute sensibilité a été utilisée, et la contrainte différentielle, calculée avec comme exposant de contrainte $n = 3$ (caractéristiques des suspensions cristalline comme mesuré par Picard, 2009), est montrée en Figure VIII-6. Les courbes rhéologiques démarrent également par l'augmentation de la contrainte, suivie d'un plateau. La contrainte maximale diminue logiquement avec l'augmentation de la température et avec la diminution de la vitesse de cisaillement. Lors du palier mené à 1140°C, la résistance de l'échantillon seul est inférieure à la capacité théorique de la cellule de mesure. Le moment (correspondant à la résistance de la chemise et de l'échantillon) est tout de même perceptible, et le moment corrigé de la participation de la chemise a été théoriquement calculé. En effet, le moment enregistré est inférieur à la résistance de la chemise seule. La variation du moment a été extraite et correspond à un maximum ; l'échantillon seul ne peut dépasser les valeurs reportées. Pour la suite de l'étude, cette valeur sera utilisée, mais gardons en mémoire que les données rhéologiques à cette température sont techniquement critiquables. A partir de 1150°C, le moment est trop faible pour être détecté.

Après déformation, l'échantillon est légèrement bombé : son diamètre est plus important à mi-hauteur (jusqu'à 7 %) et sa longueur est réduite de 0.2 mm environ (Fig. VIII-2D). L'aplatissement résultant de ce changement de forme est imprévu, aucune déformation co-axiale n'ayant été volontairement appliquée pendant l'expérience. La force co-axiale appliquée sur l'échantillon pourrait

éventuellement provenir du mouvement vertical de la colonne au niveau de l'engrenage du piston d'entraînement supérieur sous la torsion appliquée. Cependant, l'angle des dents du piston nécessite une résistance très élevée pour promouvoir un déplacement vertical plutôt que de la torsion. Une autre particularité relevée après déformation est la déchirure de la chemise. Les traces sombres sur la chemise correspondent à des dépôts provenant de certains cracks, témoignant de l'échappement de gaz depuis l'échantillon. L'image MEB d'une section [xz] montre un léger espace entre la chemise et l'échantillon (Fig. VIII-7). Le bombement n'a pu être causé par la dépressurisation tardive de gaz entre la chemise et le basalte car l'échantillon lui aussi est bombé (Fig. VIII-7). La déchirure observable sur la chemise est localisée dans une zone où la déformation locale est plus importante. En effet, la distribution de la déformation est légèrement hétérogène, comme en témoigne l'inclinaison du marqueur de déformation (Fig. VIII-2D). Cette hétérogénéité est soulignée par des micro fractures visibles sur l'image MEB, où la déformation a préférentiellement été accommodée (Fig. VIII-7). Les micro fractures témoignent du comportement partiellement fragile du basalte aux vitesses de déformation imposées. A 1140°C, une charpente cristalline est présente ($\Phi_s = 74\%$). La déformation du basalte fortement cristallisé commence par la création de fractures synthétiques normales, suivies de l'ouverture de fentes de tensions, créant le bombement par dilatance de l'échantillon (par exemple Passchier & Trouw, 2005).

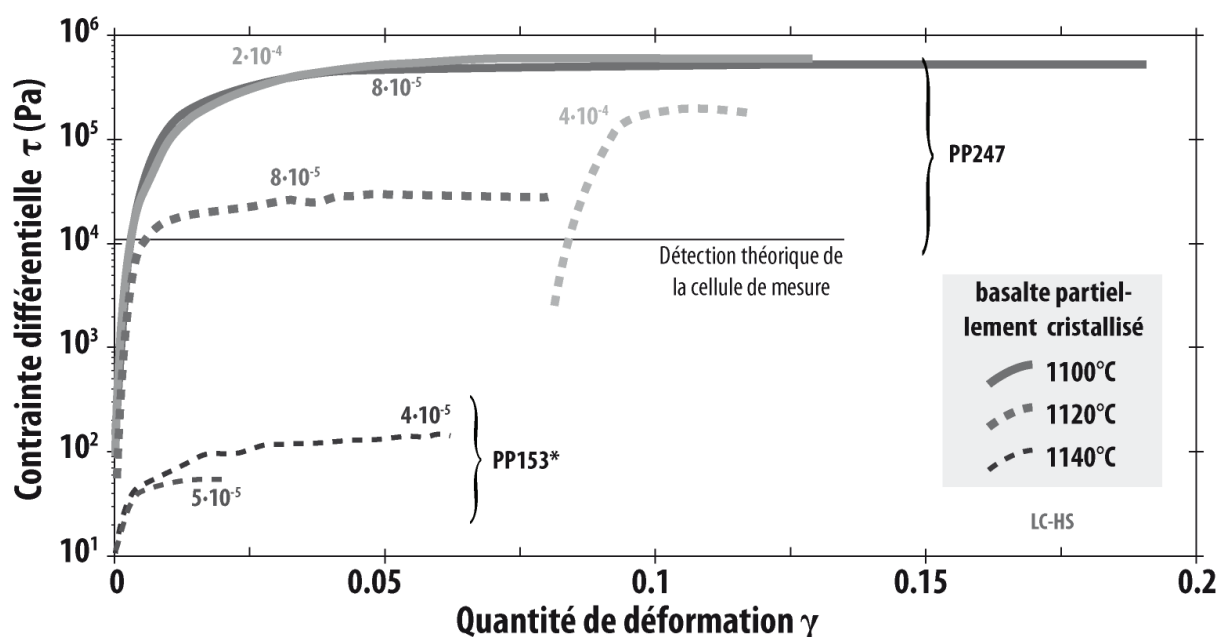


Figure VIII- 6 : courbe rhéologiques du basalte partiellement cristallisé entre 1100 et 1140°C. * La contrainte mesurée lors de PP153 est en dessous du seuil de détection théorique de la cellule de mesure.

1.3. Viscosité des matériaux secs

La viscosité apparente de chacun des 3 magmas a été calculée à partir des données rhéologiques enregistrées aux différentes vitesses de cisaillement appliquées (Fig. VIII-8A). L'erreur théorique maximale sur la viscosité calculée pour chaque vitesse dépend de la précision de la cellule de mesure, de la justesse et de la régularité du plateau, et de la contribution inattendue de la chemise telle que définie en « Méthodes expérimentales et techniques analytiques » (estimation de l'erreur sur la mesure). La viscosité diminue avec la température, de ~1.5 ordre de grandeur en 100°C pour la dacite, ~5 ordres de grandeur en 300°C pour l'hapltonalite et jusqu'à 4 ordres de grandeur en 50°C pour le basalte. Ces relations confirment la dépendance de la viscosité à la température, et illustrent

l'influence des cristaux. Pour mémoire, les fractions respectives de liquide à 1100 et 1150°C dans le basalte sont ~10 et ~40 %.

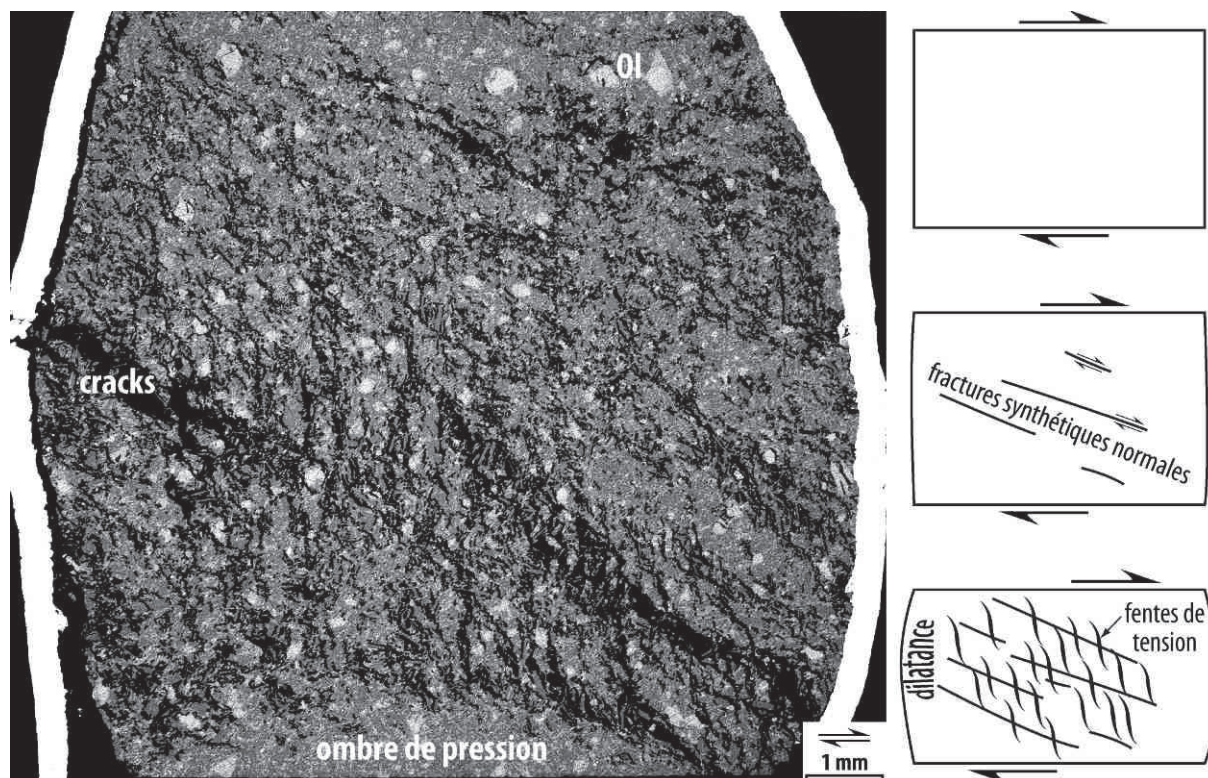


Figure VIII- 7 : image MEB montrant la texture macroscopique du basalte après déformation (PP247) et schémas illustrant les étapes de la déformation du basalte fortement cristallisé. Les cracks soulignent la micro fracturation de basalte et de sa charpente cristalline.

Les valeurs obtenues à différentes vitesses de cisaillement pour chacun des matériaux ont été moyennées (Fig. VIII-8B). L'erreur estimée est alors l'écart type lorsque la viscosité est une moyenne, ou l'erreur théorique maximale lorsque la viscosité est issue d'une seule mesure. Dans le graphique montrant la viscosité moyennée en fonction de la température (Fig. VIII-8B), le modèle de viscosité de chacun des matériaux (d'après Giordano et al., 2008) est indiqué par un trait fin et comparé aux données issues de cette étude. Le modèle concernant le verre d'haplotonalite est relativement fidèle, ne différant guère de plus de 0.2 unité log entre 750 et 1000°C. Seule la viscosité du modèle à 700°C s'écarte des données de cette étude, avec une différence de 0.5 unité log, mais la viscosité déterminée ici est moins fiable, une seule valeur ayant été acquise. A l'inverse, le modèle (d'après Giordano et al., 2008) concernant la dacite est quelque peu différent des mesures. Si les valeurs de la viscosité sont très proches du modèle à 800 et 850°C, celle obtenue à 750°C est significativement inférieure, avec une différence de plus de 0.8 unité log. Les modèles de Giordano et al. (2008) prévoient une réduction du contraste de viscosité entre l'haplotonalite et la dacite (toutes deux vitreuses) vers les températures les plus basses ($\Delta\eta = 0$ à 520°C) et un contraste inférieur à 0.7 unité log dans l'intervalle de température 460-1200°C. La tendance issue de cette étude à partir de 3 températures uniquement montre une réduction du contraste de viscosité entre les 2 verres vers les hautes températures, avec une différence inférieure à 0.4 unité log vers 900°C. Le contraste de viscosité entre l'haplotonalite et le basalte est estimé nul à une température proche de 1160°C (Fig. VIII-8B).

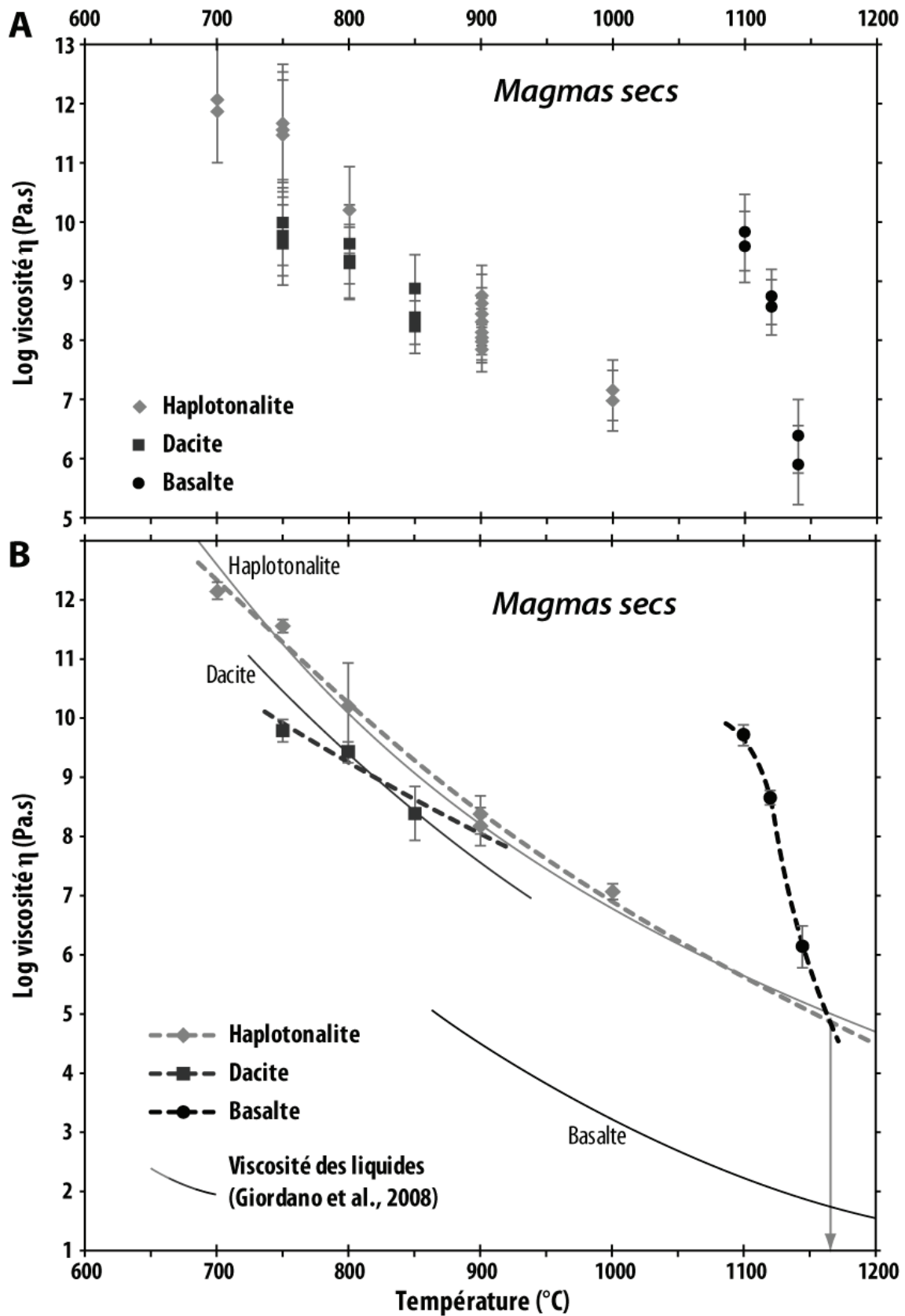


Figure VIII- 8 : viscosités apparente des 3 matériaux secs obtenues à partir des expériences présentées précédemment. Valeurs brutes (A) et valeurs moyennées (B), comparées à un modèle récent. La flèche grise pointant à l'abscisse 1164°C montre la température à laquelle les 2 courbes de viscosité de l'haplotonalite et du basalte se croisent.

2. DONNEES RHEOLOGIQUES DES ECHANTILLONS MIXTES

Les textures des magmas mélangés et non mélangés ont été abondamment décrites dans les chapitres précédents. Dans cette section, seules les données mécaniques mesurées et calculées conditionnant les mélanges de magmas sont présentées.

2.1. Magmas secs

Les possibilités de mélanges entre le verre haplotonalitique et le basalte de Santorin ont été étudiées grâce à 10 expériences dont les principales caractéristiques sont dans le Tableau VIII-3.

	N°exp.	rayon	longueur	γ total	T°C	$\dot{\gamma}$	τ max.	Log η	erreur	contrib.	Log η
	(chemise : fer)	(mm)	(mm)			(s ⁻¹)	(Pa)	(Pa.s)	théorique	chemise	calculé
									max. sur η		(Pa.s)
Absence de mélanges	PP149	7.47	10.48	1.9	900	8.9E-05	5.1E+04	8.76	0.49	11%	8.5
	PP235	7.47	8.73	0.5	1050	2.9E-03	5.1E+03	6.32	0.52	40%	6.3
	PP155	7.25	8.65	1.3	1150	2.3E-04	bd				5.0
	PP156	6.91	8.64	4.9	1160	3.1E-04	bd				4.8
Mélanges	PP157	6.91	8.47	3.6	1170	4.4E-04	bd				4.4
	PP160	6.91	6.31	3.1	1170	9.3E-04	bd				4.4
	PP161	6.91	5.28	3.1	1170	4.8E-04	bd				4.4
	PP164	6.91	8.27	3.9	1170	4.7E-04	bd				4.4
	PP151	7.47	9.83	1.3	1200	6.7E-04	bd				<3
	PP176	6.92	6.64	3.8	1200	5.2E-04	bd				<3

Tableau VIII- 3 : Principales caractéristiques des expériences menées sur des échantillons mixtes et secs (couple basalte et haplotonalite). Abréviation : inférieur à la détection de la cellule de mesure (bd).

Parmi ces 10 expériences, 4 ont été menées à des températures comprises entre 900 et 1160°C et n'ont pas produit de textures de mélanges. Pour 2 d'entre elles, conduite à 900 et 1050°C, il a été possible de mesurer la résistance de l'échantillon à la torsion imposée et les courbes rhéologiques sont présentées en Figure VIII-9. Comme pour les expériences menées sur un échantillon composé d'un seul matériau, la contrainte augmente lors de la déformation élastique de l'échantillon, puis se stabilise, formant un plateau. La courbe rhéologique obtenue lors de PP149 atteint une valeur maximale de contrainte de cisaillement de $\sim 5 \cdot 10^4$ Pa. Cette valeur est similaire aux résultats obtenus concernant le verre haplotonalitique uniquement, à la même température ($\sim 4 \cdot 10^4$ Pa à $\dot{\gamma} = 7.10^{-5} \text{ s}^{-1}$).

La distribution de la déformation corrobore cette observation : la déformation est entièrement distribuée dans les 2 disques d'haplotonalite, tandis que l'unique disque de basalte situé au milieu est resté vierge de toute déformation, comme le montre l'inclinaison du marqueur de déformation (Fig. VIII-10A). Par ailleurs, il est intéressant de noter que chacun des disques du verre d'haplotonalite a absorbé la moitié de la déformation. A l'inverse, la courbe rhéologique de PP235 à 1050°C montre un adoucissement prononcé dès $\gamma = 0.5$, diminuant jusqu'à 10 % de la contrainte maximale. L'expérience a été arrêtée à ce moment. Cette baisse de la contrainte est liée à la déchirure de la chemise (Fig. VIII-10B). La résistance de l'échantillon est obtenue en déduisant de la résistance totale celle de la chemise. La correction devient donc trop importante dès que la déformation affecte la partie déchirée de la chemise. L'échantillon était composé de 2 disques uniquement, un de chaque matériau. Le basalte est vierge de toute déformation, comme en témoigne le marqueur rigoureusement vertical. Le verre felsique, quant à lui, montre une déformation d'environ $\gamma = 0.4$. Le reste de la torsion a localisé au

niveau de l'interface entre les 2 matériaux, provoquant la déchirure de la chemise. Une fois démarrée, la localisation diminue localement la résistance de l'échantillon, et continue de s'y concentrer. Dès lors, on peut affirmer que la déformation encaissée par le verre haplotalitique s'est déroulée avant la localisation, et donc au début de la torsion. La diminution de la contrainte, qui correspond à la déchirure de la chemise liée à la localisation de la déformation, intervient à $0.4 < \gamma < 0.5$ (Fig. VIII-9). Par conséquent, le plateau obtenu avant correspond bien à la déformation du verre d'haplotalite, et la valeur de la contrainte maximum est justifiée.

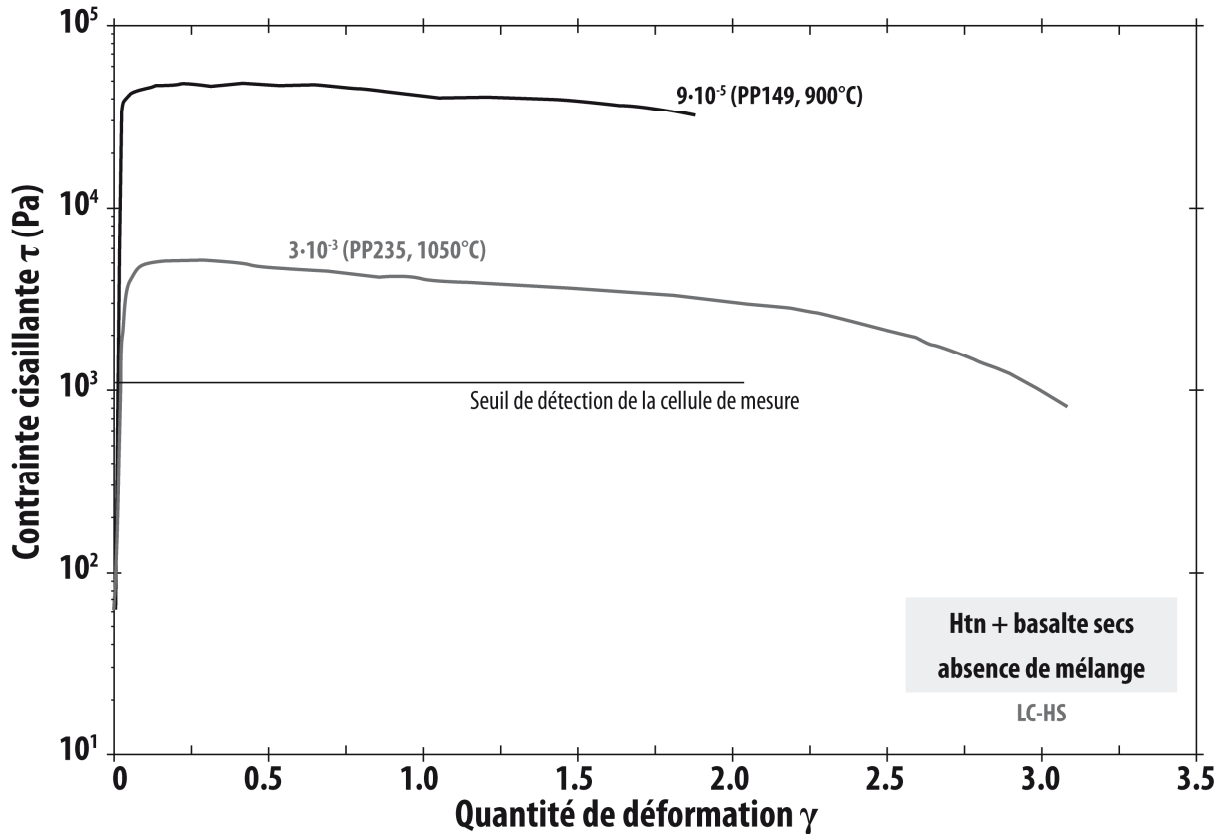


Figure VIII- 9 : courbes rhéologiques des échantillons mixtes (basalte et haplotalite secs) obtenus à 900 et 1050°C. Aucun mélange n'a été observé dans les produits de ces expériences.

Les viscosités déterminées lors de ces 2 expériences ($\text{Log } \eta = 8.76$ et 6.32 ± 0.5 à 900 et 1050°C respectivement) sont très proches des données obtenues à partir des expériences menées sur l'haplotalite seule (Fig. VIII-11). Par rapport à celles-ci, la viscosité est supérieure de ~ 0.35 unité log à 900°C, et diffère de moins de 0.1 unité log à 1050°C. Les disques de basalte n'ayant pas participé à la déformation lors de ces 2 expériences, les données mesurées sont des données supplémentaires concernant l'haplotalite uniquement. Elles confirment bien la distribution de la déformation observée sur les échantillons (Fig. VIII-10A & VIII-10B).

Deux autres expériences, menées à 1150 et 1160°C n'ont pas généré de textures de mélange. PP155 a été arrêtée au bout de $\gamma = 1.3$, à cause du déchirement de la chemise enveloppant l'échantillon. Le magma haplotalitique a localement formé des extrusions, colmatant la déchirure et évitant la fuite de la pression de confinement (Fig. VIII-10C). Sur les 2 disques composant l'échantillon, une large partie de la déformation ($\gamma = 1.3$) fut absorbée par l'haplotalite. Au sein du disque haplotalitique, la déformation est relativement bien répartie ($\gamma_{\text{loc}} = 2.0$), alors qu'elle atteint un maximum de $\gamma_{\text{loc}} = 0.4$, proche de l'interface avec le matériau felsique. Lors de l'expérience

suivante, une quantité de déformation relativement large fut atteinte ($\gamma = 4.9$, Tableau VIII-3). Cette fois encore, la majeure partie de la déformation fut accommodée par le matériel felsique, où la déformation atteint localement $\gamma_{loc} = 11$ (Fig. V*8 et Fig VIII10). La déformation dans le basalte est graduellement distribuée, entre $\gamma_{loc} = 0.5$ proche du piston inférieur et $\gamma_{loc} = 2.9$ au niveau de l'interface. Cependant, malgré la déformation importante appliquée à l'échantillon, aucune texture de mélange n'a été observée. Jusqu'à 1160°C, le basalte est trop résistant et la déformation est préférentiellement absorbée par le magma haplotalitique, moins visqueux. Dans le graphique montrant la viscosité en fonction de la température (Fig. VIII-11), les points correspondant aux expériences qui n'ont pas fourni de données rhéologiques ont été placés sur la courbe modélisant le matériau le moins visqueux. Ainsi, à $T \leq 1160^\circ\text{C}$, les points sont situés sur la courbe de l'haplotalite tandis qu'à $T \geq 1170^\circ\text{C}$, les points ont été placés sur la courbe du basalte. En effet, la fusion du basalte entraîne la chute de sa viscosité, le liquide basaltique étant très peu visqueux. Le modèle d'Einstein-Roscoe s'appliquant aux faibles fractions cristallines ($\Phi_s < 30\%$) permet de relier la courbe de la viscosité du liquide ($\Phi_s = 0$) aux données récoltées lors de cette étude. A une température critique comprise entre 1160 et 1170°C, la viscosité du basalte devient plus faible que celle du magma felsique. A de telles températures, on s'attendrait à concentrer toute la déformation uniquement dans le basalte, selon le schéma observé à plus basse température ($< 1160^\circ\text{C}$). Or, les deux matériaux sont affectés, suggérant un faible contraste de viscosité. Cette distribution homogène entre les 2 matériaux résulte peut-être de leur faible viscosité face à celle de la chemise en fer qui impose alors seule le régime de déformation dans cette gamme de température. D'après les courbes extraites des mesures rhéologiques, à 1170°C, la viscosité des matériaux est inférieure à $10^{4.7}$ Pa.s. A 1200°C, le contraste existant entre les 2 extrêmes compositionnels est d'environ 2.3 unité log. Pourtant, les textures de mélanges sont bien développées, y compris lors de PP151 qui fut stoppée à $\gamma = 1.3$ (les textures de mélanges produites lors de cette série d'expériences ont été détaillées dans le chapitre « Interaction entre des magmas secs »). Les 6 expériences conduites à 1170 et 1200°C ont toutes produit des textures de mélange. La transition entre le domaine où le mélange est possible, et le domaine où seul un des magmas absorbe la déformation est brutale : A 10°C près, la texture de 2 magmas juxtaposés sur lesquels une contrainte est appliquée change radicalement. Cette transition, déjà discutée dans le manuscrit concernant les textures obtenues avec des magmas secs, dépend essentiellement de la charpente cristalline dans l'un des magmas.

Techniquement, les expériences menées à haute température ($T > 1150^\circ\text{C}$) sont difficiles à réaliser du fait de la faible viscosité des magmas silicatés. La série d'expériences réalisées sur ces magmas secs n'a malheureusement pas permis d'obtenir des données rhéologiques sur toute la gamme de température, et en particulier au niveau de la transition rhéologique permettant le mélange entre ces 2 magmas. Les quantités de déformation atteintes sont faibles comparées aux valeurs attendues dans la nature, mais elles sont déjà relativement élevées compte tenu des contraintes techniques liées à l'appareillage utilisé. Pour caractériser la transition entre la possibilité et l'impossibilité de mélanger des magmas, il faudra opérer à des viscosités apparentes plus élevées.

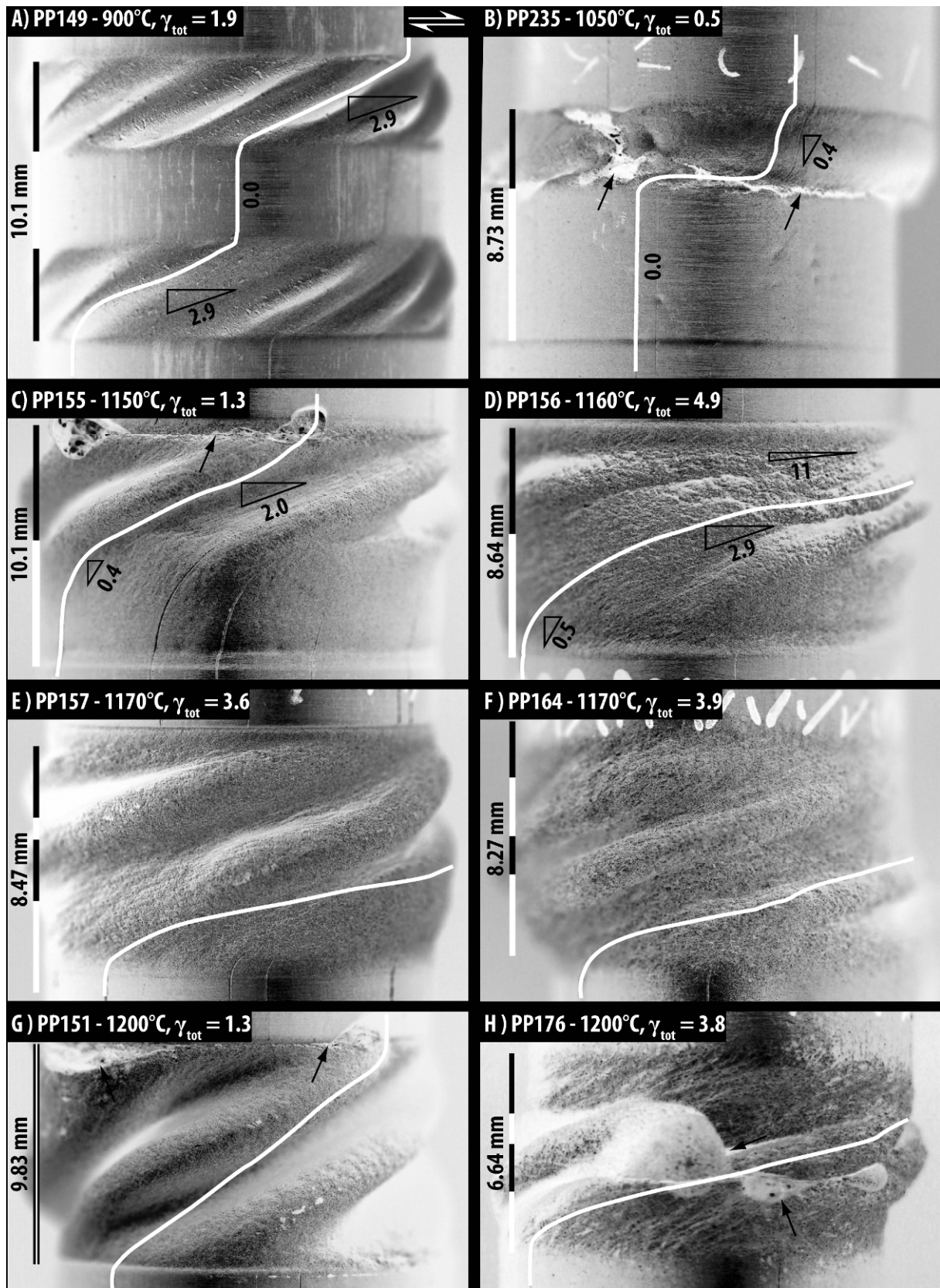


Figure VIII- 10 : état de la chemise enveloppant l'échantillon après quelques expériences sur le couple de magmas secs. Les marqueurs de déformation sont soulignés en noir, et la quantité de déformation locale est montrée par les nombres en blancs accolés aux triangles. Les flèches blanches pointent des déchirures de la chemise par lesquelles du magma est parfois extrudé.

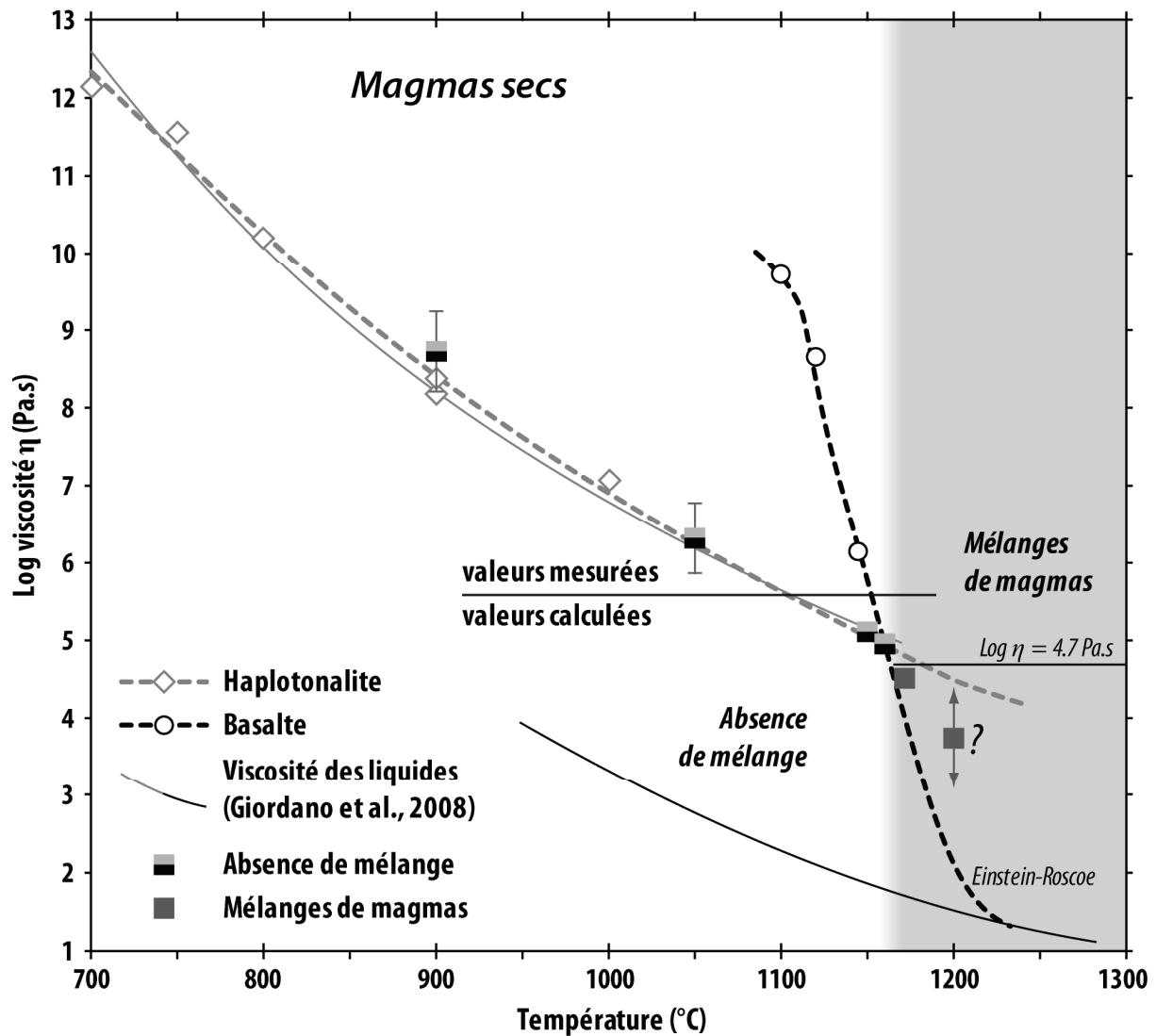


Figure VIII- 11 : viscosité des échantillons mixtes mesurée ($T < 1140^{\circ}\text{C}$) et calculée ($T > 1140^{\circ}\text{C}$) en fonction de la température. La viscosité de chacun des constituants figure également.

2.2. Verres secs

La juxtaposition et codéformation de magmas secs sans cristaux a pour but de tester les possibilités de mélange à basses températures, haute viscosité, tout en vérifiant le rôle de la charpente cristalline sur les processus de mélange. Pour cela, le verre d'haplotalite et la dacite de Santorin refondue ont été utilisés. Ces 2 compositions sont relativement proches, induisant des propriétés physiques similaires, mais diffèrent suffisamment, notamment par leurs concentrations respectives en fer, ce qui permet de les distinguer par imagerie électronique. D'après les expériences menées indépendamment sur chacun des matériaux, leurs viscosités sont les plus proches entre 900 et 950°C avec un contraste inférieur à 0.4 unité log à 900°C . Le modèle de Giordano et al. (2008) prévoit un contraste inférieur à 0.7 unité log dans l'intervalle de température $500 < T < 1200^{\circ}\text{C}$. Ces valeurs sont correctes pour des magmas secs et sans cristaux. Cependant, le mélange ne fut testé qu'à 850 et 900°C car les magmas sont susceptibles de cristalliser à des températures supérieures.

2.2.1. Déroulement des expériences et état de la chemise

La première expérience (PP302), conduite à 850°C , met en jeu un échantillon composé de 4 disques (Tableau VIII-4). Lors de l'expérience, le moment enregistré était très faible, à la limite de la détection de la cellule de mesure, et ce jusqu'à une vitesse $\dot{\gamma} = 6.10^{-4} \text{ s}^{-1}$. La quantité de déformation

théorique appliquée est de $\gamma = 4.2$. Cependant, à la sortie de la colonne, l'échantillon ne semble que très peu déformé (Fig. VIII-12). Par ailleurs, le marqueur de déformation est incliné au niveau des alumines, proche de l'échantillon. Les pistons en alumines étant trop rigides pour être déformés dans ces conditions, c'est la chemise qui a encaissé la torsion autour de l'alumine fixe. Par conséquent, la chemise n'était pas plaquée sur les pistons ni sur l'échantillon pendant la majorité de la déformation. La déformation s'est localisée à l'interface entre 2 pistons, probablement entre le piston de zirconie inférieur et le piston d'entraînement comme il a déjà été constaté lors de précédentes expériences. Les signaux enregistrés concernant la rhéologie ne sont alors que le frottement entre ces 2 pistons et le frottement de la chemise sur le piston mobile. Par conséquent, les données issues de ces expériences ne seront pas prises en compte pour la suite de l'étude.

N°exp. (chemise)	diamètre (mm)	longueur tot. & disques (mm)	durée (h)	T°C	γ total mesuré	γ total théorique	γ palier	$\dot{\gamma}$ (s ⁻¹)	τ max. (Pa)	η palier (Pa.s)	η (Pa.s)	erreur théorique max. sur η	contrib. chemise
PP302 (cuivre)	14.94	8.17	3.5	850	1.4	4.3	0.04	6E-05					
							0.06	1E-04					
							2.76	3E-04					
							1.41	6E-04					
PP303 (cuivre)	14.96	8.20	3.5	900	-	4.6	0.05	4E-05	1.4E+04	8.59		0.54	32%
							0.15	1E-04	2.4E+04	8.36		0.49	28%
							0.95	3E-04	3.6E+04	8.04		0.44	24%
							3.47	5E-04	4.7E+04	7.94		0.44	25%
			2	850		3.8	0.11	3E-04	2.1E+05	8.80		0.52	33%
							3.53	5E-04	3.8E+05	8.84	8.82	0.52	26%

Tableau VIII- 4 : Principales caractéristiques des 2 expériences menées avec des verres secs.

Lors de la seconde expérience, PP303, l'échantillon également composé de 4 disques fut déformé à 900°C, puis à 850°C, entraînant une quantité de déformation finie $\gamma = 8.4$ (Tableau VIII-4). L'expérience fut arrêtée suite à un moment enregistré inhabituel (voir section 2.2.3). Une fois la température, puis la pression diminuée, il ne fut pas possible d'extirper la colonne normalement. Son extraction fut forcée, provoquant la rupture de la colonne au niveau du haut de l'échantillon (Fig. VIII-12). Après démontage complet, il est avéré qu'une écaille de fer provenant de l'engrenage du piston supérieur s'est brisée. Le moment inhabituel provenait de la résistance supplémentaire de l'écaille logée entre le piston et la tête du four. Ce problème imprévu n'a cependant pas de conséquence sur la quantité de déformation subie par l'échantillon, et donc sur les éventuelles textures générées lors de cette expérience. Les implications sur les mesures rhéologiques sont détaillées plus loin.

L'importante déformation appliquée lors de PP303 ($\gamma = 8.4$) a fortement détérioré la chemise, même dans sa partie inférieure préservée de la rupture lors de l'extraction de la colonne. Les marqueurs de déformation ne sont plus reconnaissables, et il est difficile d'estimer la distribution de la déformation (Fig. VIII-12B). Un marqueur correspondant à une déformation $\gamma = 8.4$ a été représentée sur la Figure VIII-12B. L'inclinaison des structures imprimées sur la chemise dans la partie inférieure de l'échantillon correspond relativement bien à celle que provoquerait une déformation finie $\gamma = 8.4$. Malgré les nombreuses déchirures de la chemise (flèches blanches, Fig. VIII-12B) l'extrusion de magma est limitée à de petits bourrelets, visibles dans le bas de l'échantillon. De la partie supérieure de l'échantillon, abîmée lors de l'extraction de la colonne, il ne reste que quelques morceaux de verre. Par transparence, il est facile de distinguer l'haplotalite transparente de la dacite de couleur sombre. Aux endroits découverts, le contact entre les disques supérieurs est rectiligne. Par ailleurs, le contact est situé plus bas que la hauteur initiale, et l'échantillon semble être plus court. L'absence de la partie

supérieure de l'échantillon limite la discussion concernant les dimensions de l'échantillon après expérience.

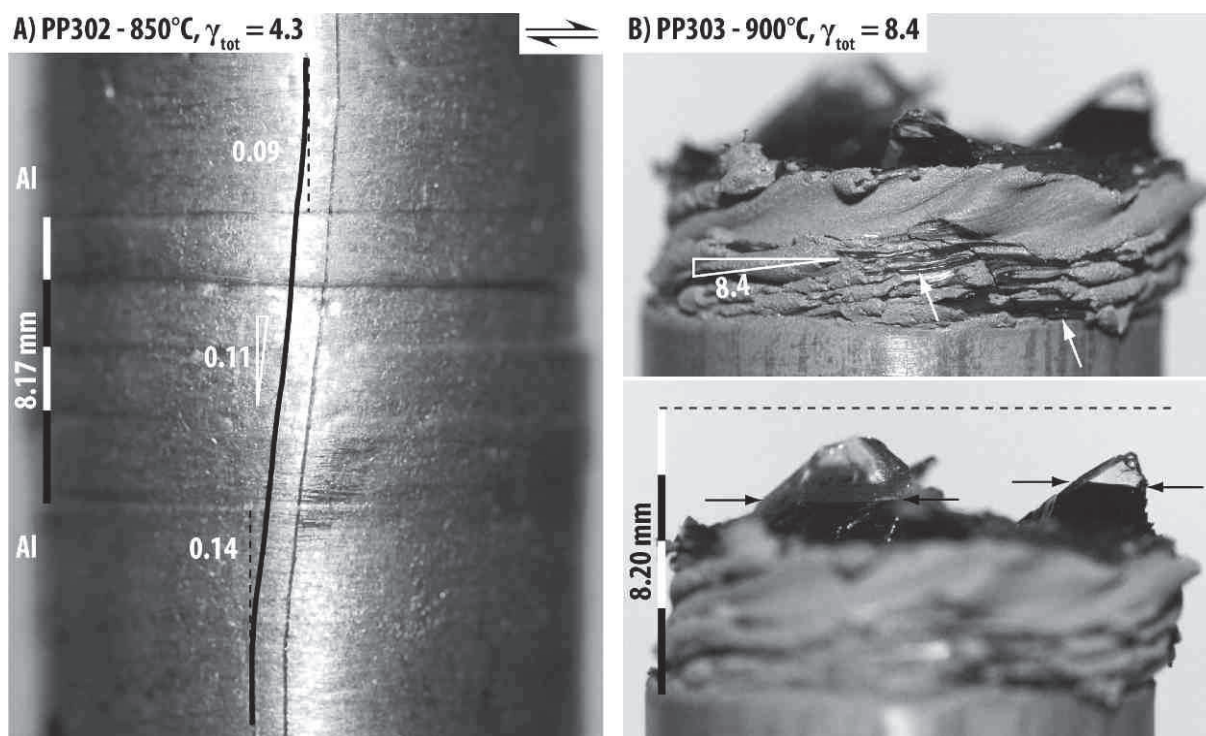


Figure VIII- 12 : état de l'échantillon mixte (verres secs) enveloppé dans sa chemise après expériences PP302 à 850°C (A) et PP303 à 900°C (B). Un marqueur de déformation a été souligné (A) et montre la faible déformation de l'échantillon malgré la torsion théoriquement appliquée. La colonne après PP303 a été fortement endommagée lors de son extraction, et laisse apparaître l'échantillon, notamment un contact entre les verres (flèches noires). Les flèches blanches pointent des extrusions.

2.2.2. Textures et analyses chimiques

La faible torsion imposée lors de PP302 a peu déformé l'échantillon. Sur la section [xz] présentée en Figure VIII-13A, les 4 disques ont conservé forme et position. Le disque d'haplotalite inférieur est fracturé verticalement en plusieurs endroits. Les fractures se terminent en haut et en bas au contact avec la dacite qui, à l'inverse, n'est affectée que par une seule fracture, orientée globalement horizontalement. Le contact entre les 2 verres est net et bien préservé (Fig. VIII-13A). Les disques haplotalitiques sont encore vitreux après expérience. Il en est de même pour les disques dacitiques, à l'exception des contacts entre les 2 verres : à fort grossissement, il est possible de distinguer une fine bande d'épaisseur variable, séparant les 2 verres (Fig. VIII-13B, C & D). Cette bande mesure entre 2 et $\sim 10 \mu\text{m}$, et jusqu'à $25 \mu\text{m}$ près des cracks fracturant l'haplotalite. Elle comporte des zones qui semblent vitreuses et d'autres finement grenues, probablement des microcristaux (Fig. VIII-13C & D).

Le bas de l'échantillon préservé après PP303 a fourni 2 sections [xz] qui montrent, malgré l'intense déformation ($\gamma = 8.4$), une superposition de disques fortement fracturés plus ou moins bien emballés dans la chemise (Fig. VIII-14). Coupée proche de la périphérie, l'une d'elle laisse apparaître les bourrelets de la chemise pénétrant dans l'échantillon. L'effet de coupe peut accentuer ce phénomène. Les 3 disques inférieurs sont parfaitement distinguables, malgré les fractures, ici dues à la décompression et à la rupture de l'échantillon lors de son extraction forcée. Le contact inférieur entre les 2 couches est relativement rectiligne, si ce n'est une courbure à gauche près de la chemise (Fig.

VIII-14A). Sur la seconde section, on constate la même chose, avec en plus, l'ondulation asymétrique du contact inférieur (Fig. VIII-14B). Le contact supérieur, partiellement visible forme également une ondulation. Cependant, l'épaisseur du disque hapltonalitique varie entre 1.2 et 1.9 mm sur cette coupe, soit une variation d'épaisseur de 36 % (0.7 mm). A noter que l'épaisseur du disque est en tout point inférieure à l'épaisseur initiale (1.92). Ceci peut provenir des extrusions de verre constatées (Fig. VIII-12B). Les extrusions étant de faible volume, l'épaisseur devrait avoir augmenté en d'autres côtés de l'échantillon pour conserver le volume de verre hapltonalitique. Les fractures, qui recoupent indifféremment les 2 verres, sont ici des fractures issues de la décompression car elles recoupent indifféremment les couches de verres et la bande micro cristallisée développée à l'interface. L'épaisseur de cette bande finement grenue est beaucoup plus régulière et mesure une vingtaine de micromètres (Fig. VIII-15A). Des analyses chimiques ont été effectuées au niveau du contact asymétrique d'une section de l'échantillon produit lors de PP303 (Fig. VIII-15B et Fig. VIII-14B pour localisation). La cartographie chimique révèle une concentration légèrement plus élevée en calcium au niveau de la bande finement grenue à l'interface (Fig. VIII-15B). Cette particularité suggère la présence de plagioclase ou pyroxène dans la bande cristallisée.

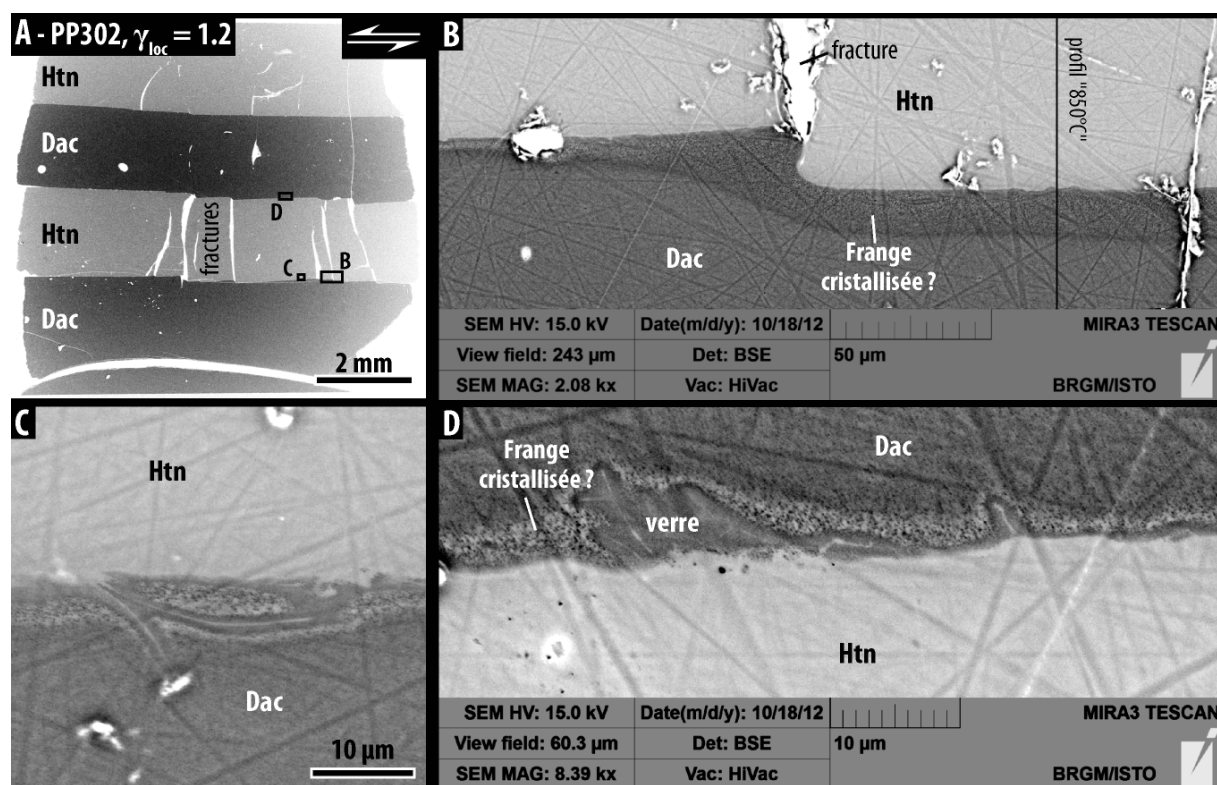


Figure VIII- 13 : image MEB d'une section [xz] montrant la disposition des couches de verre après expérience, et les textures développées à l'interface. De nombreuses rayures sont visibles et proviennent du polissage de mauvaise qualité.

La concentration des éléments Mg, Fe, et Al varie brusquement (gradient élevé) avec le changement de verre analysé (Fig. VIII-15C, D & E). Les profils de concentration en éléments tels que Al_2O_3 , Na_2O et FeO corroborent cette observation : une transition de 40 µm seulement sépare les 2 magmas, correspondant à la fine bande cristallisée (Fig. VIII-16). Le potassium quant à lui, définit un halo autour de la dacite marquant une transition plus douce (jusqu'à 300 µm, Fig. VIII-15F et Fig. VIII-16). Cette différence est probablement un artéfact : le champ électrique provoqué par le faisceau d'électrons (100 nA) provoque la migration des alcalins, expliquant ainsi les différents gradients de concentration en potassium. Par conséquent, les expériences menées sur des magmas secs sans

cristaux n'ont pas produit de mélange, chimique ou mécanique, malgré un faible contraste de viscosité.

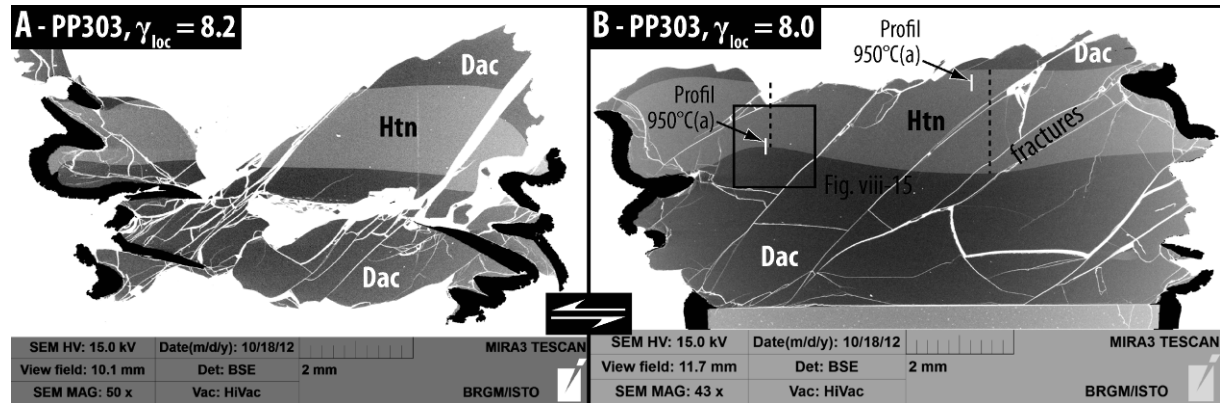


Figure VIII- 14 : images MEB de sections [xz] montrant la disposition des couches après PP303. La couche 1 n'est pas visible, à cause de la rupture de l'échantillon lors de l'extraction de la colonne.

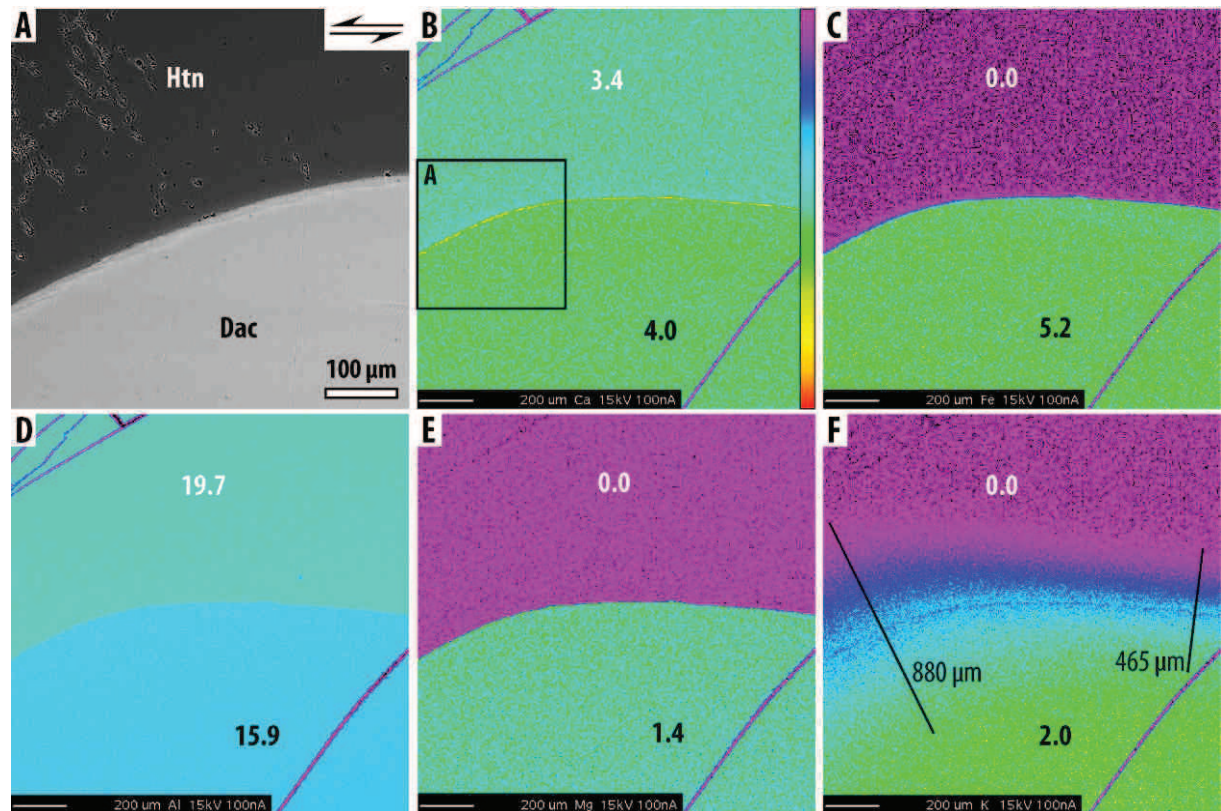


Figure VIII- 15 : image MEB (A) de l'interface entre les couches 3 et 4 (localisation en Fig. VIII-14B) et cartographies chimiques de la zone pour les éléments Ca (B), Fe (C), Al (D), Mg (E) et K (F). Les nombres indiquent la concentration localement. L'échelle de couleur en B est la même pour toutes les cartographies, mais s'étend sur des gammes différentes.

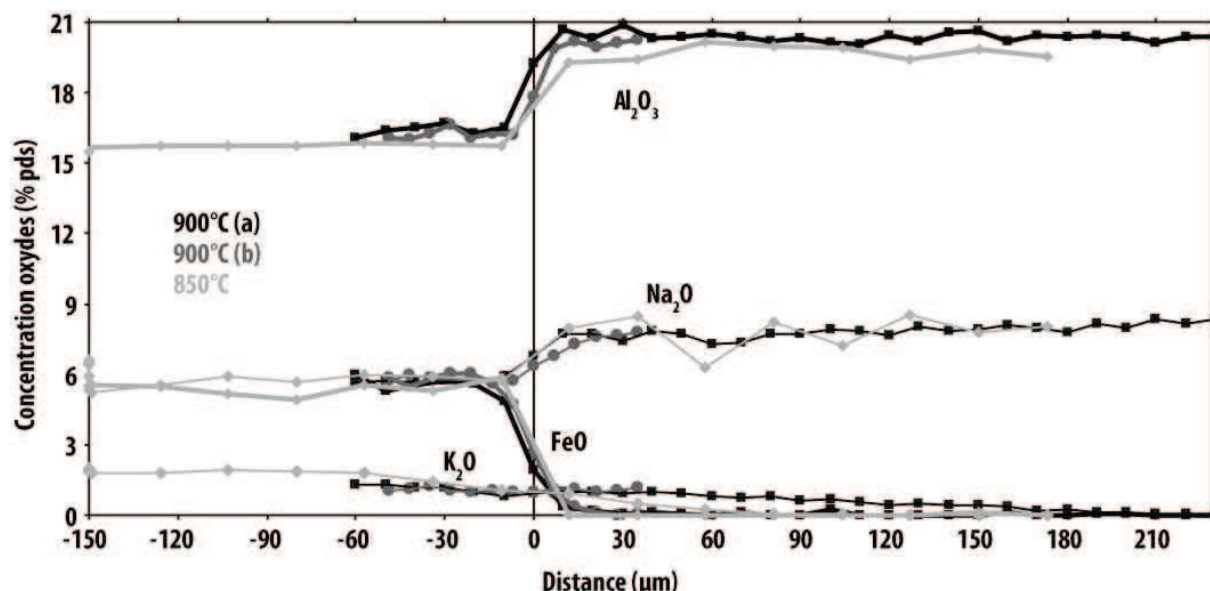


Figure VIII- 16 : profils des concentration en Al_2O_3 , Na_2O , FeO et K_2O , réalisés sur les couches 3 et 4 (localisation en Fig. VIII-13 & 14), l'interface étant le repère 0 μm .

2.2.3. Données rhéologiques à 900°C

Les courbes rhéologiques issues de ces différentes vitesses définissent des plateaux, dont la valeur maximale sera prise en compte pour le calcul de la viscosité. A la dernière vitesse appliquée ($\dot{\gamma} = 5 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, 850°C), la contrainte oscille avec le temps ou la quantité de déformation avec une fréquence $\gamma \approx 1.5$. L'expérience a alors été arrêtée. Cette large fréquence correspond en général au désaxement de la colonne qui, selon sa position, entraîne une variation de la contrainte. Cependant, ici, c'est une écaille d'acier qui a provoqué la hausse de la contrainte mesurée. Le calcul de la viscosité repose non pas sur la valeur maximale de la contrainte, mais sur la valeur du premier plateau qui correspond uniquement à la résistance de l'échantillon ($\tau_1 = 3.8 \cdot 10^5 \text{ Pa}$).

Les viscosités de l'échantillon calculées aux 2 températures imposées lors de l'expérience PP303 sont reportées dans le graphique en Figure VIII-17. Pour les 2 températures, la viscosité est comprise entre les modèles de chaque matériau, et vaut $\text{Log } \eta = 8.8$ (850°C) et 8.2 Pa.s (900°C ; Tableau VIII-4). La viscosité de l'échantillon diffère de 0.4 et 0.2 unité log par rapport au modèle concernant l'haplotalite et de 0.3 et 0.2 unité log avec le modèle concernant la dacite, à 850 et 900°C respectivement (Fig. VIII-18). Malgré les faibles contrastes de viscosité entre les 2 magmas (en particulier à 900°C), ainsi que l'absence de cristaux et la quantité de déformation appliquée à l'échantillon, aucune texture de mélange mécanique, ni chimique est observée. Dans nos conditions expérimentales, le mélange semble donc impossible entre 2 magmas ayant une viscosité $\eta \geq 10^8 \text{ Pa.s}$.

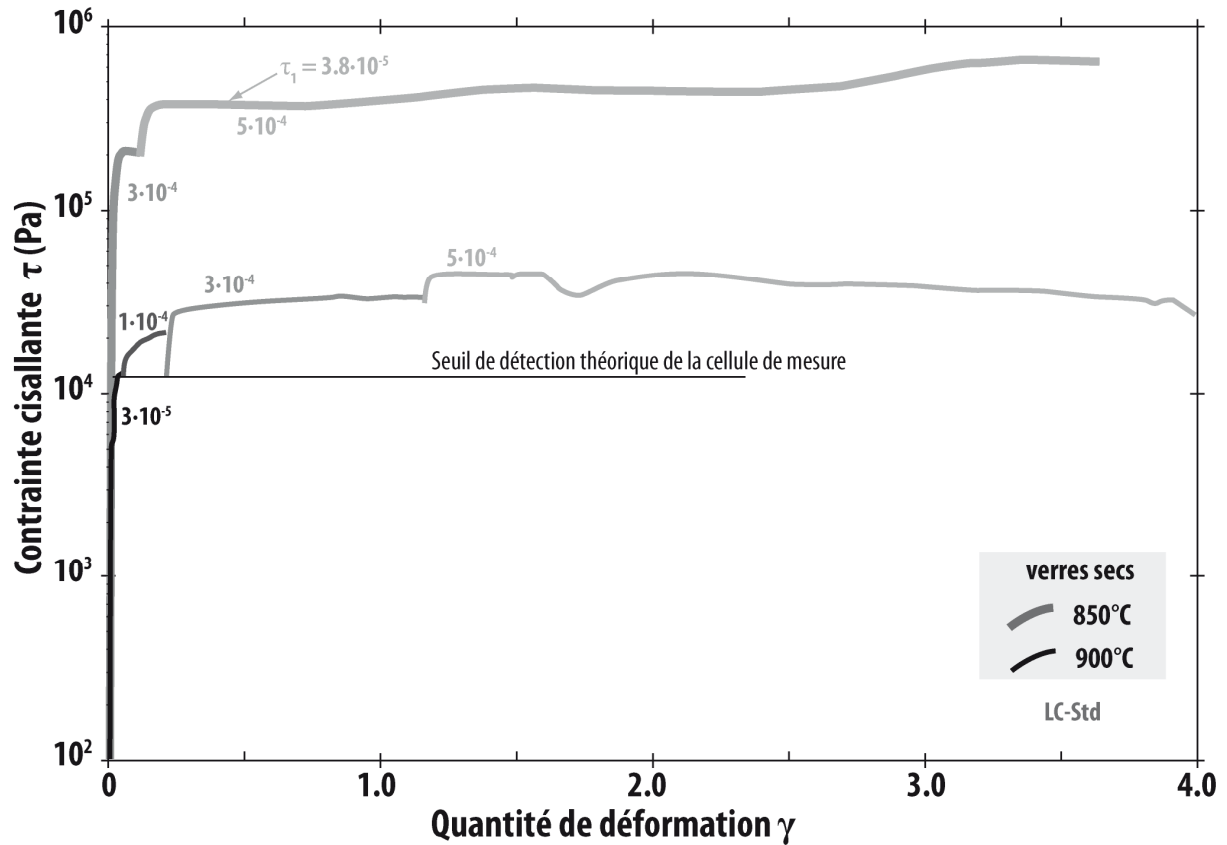


Figure VIII- 17 : courbes rhéologiques des échantillons mixtes composés de verres secs (dacite et haplotalite) déformé en torsion lors des expériences PP302 (850°C) et PP303 (900°C).

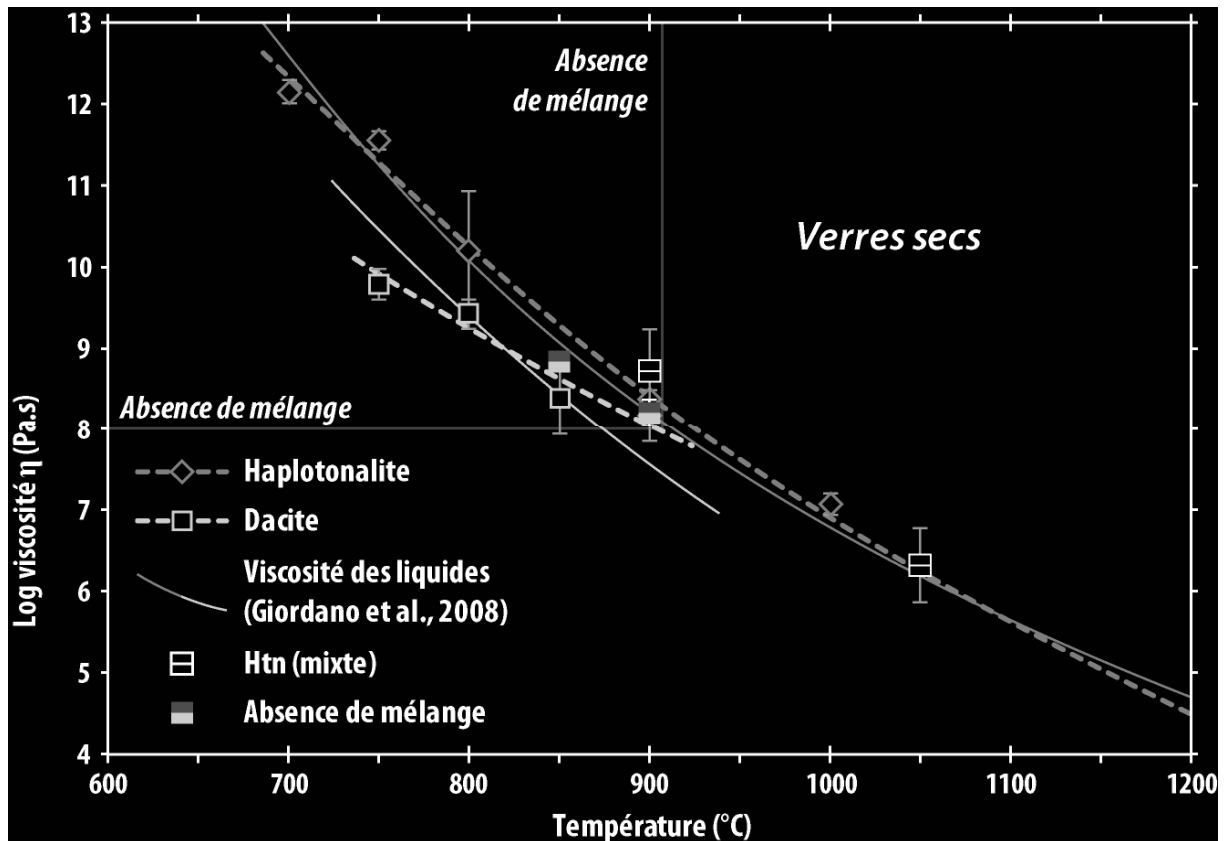


Figure VIII- 18 : viscosité des échantillons mixtes composés de verres secs (dacite et haplotalite) en fonction de la température. Aucune figure de mélange ne fut observée.

2.3. Déformation d'enclaves

Parmi les 3 expériences portant sur la déformation d'enclaves, PP316 a été conduite avec la cellule de mesure standard, tandis que les 2 autres ont été réalisées avec la cellule de mesure haute sensibilité (Tableau VIII-5). Cependant, la résistance de l'échantillon lors de PP179 était trop faible, produisant un moment constant. Les courbes rhéologiques issues des 2 autres expériences (PP178 et PP316) débutent par l'augmentation de la contrainte (réponse élastique de l'échantillon), avant de se stabiliser en définissant un plateau (Fig. VIII-19). Les contraintes des échantillons sont calculées avec un exposant de contrainte $n = 1$, ignorant le rôle des billes d'or face au large volume du magma haplotalitique (~0.2 % en volume). Les expériences ont été stoppées lorsque la contrainte a chuté, synonyme de déchirure de la chemise. Les viscosités des 2 échantillons ont été déterminées à partir de la contrainte maximale et sont placées en fonction de la température en Figure VIII-20. A 1000°C, la viscosité de l'échantillon constitué du verre d'haplotalite englobant les billes d'or est proche du modèle expérimental établi à partir des mesures rhéologiques du verre d'haplotalite seul. La différence est inférieure à 0.2 unité log, et peut correspondre à l'effet des billes, ou simplement à l'erreur sur la mesure. En revanche, la viscosité de l'échantillon d'haplotalite contenant des billes de basalte est inférieure de 0.6 unité log par rapport au modèle expérimental. Cette différence excède légèrement l'erreur sur la mesure maximale estimée, la viscosité de l'échantillon étant différente du verre d'haplotalite seul. Les billes de basalte sont encore relativement sphériques, et ont agi comme des objets solides. Si les billes avaient eu un effet sur la réponse de l'échantillon, elles en auraient augmenté la viscosité. Par conséquent, soit elles n'ont pas d'effet, soit leur participation est contrée par un autre phénomène qui abaisse la viscosité apparente de l'échantillon. La porosité du verre, ~12 % en volume, est une cause possible de la viscosité plus faible que l'haplotalite à porosité nulle.

N°exp. (chemise)	rayon longueur (mm)	γ total	γ palier	T°C	$\dot{\gamma}$ (s ⁻¹)	τ max. (Pa)	η palier (Pa.s)	η (Pa.s)	erreur théorique max. sur η	contrib. chemise
PP178 fer	7.47 10.23	0.9	0.0	1000	6.6E-05	3.5E+03	7.7	7.23	0.46	49%
			0.1		3.4E-04	5.9E+03	7.2		0.47	49%
			0.2		7.1E-04	7.8E+03	7.0		0.48	51%
			0.6		1.1E-03	8.7E+03	6.9		0.49	48%
PP179 fer	7.33 5.86	1.8	1.8	1100	5.1E-04	bd				
PP316 cuivre	7.48 5.43	4.1	4.0	800	3.4E-04	1.3E+06	9.59	9.59	0.63	25%

Tableau VIII- 5 : principales caractéristiques des expériences menées avec des enclaves dans un encaissant haplotalitique. Abréviation : inférieur à la détection de la cellule de mesure (bd).

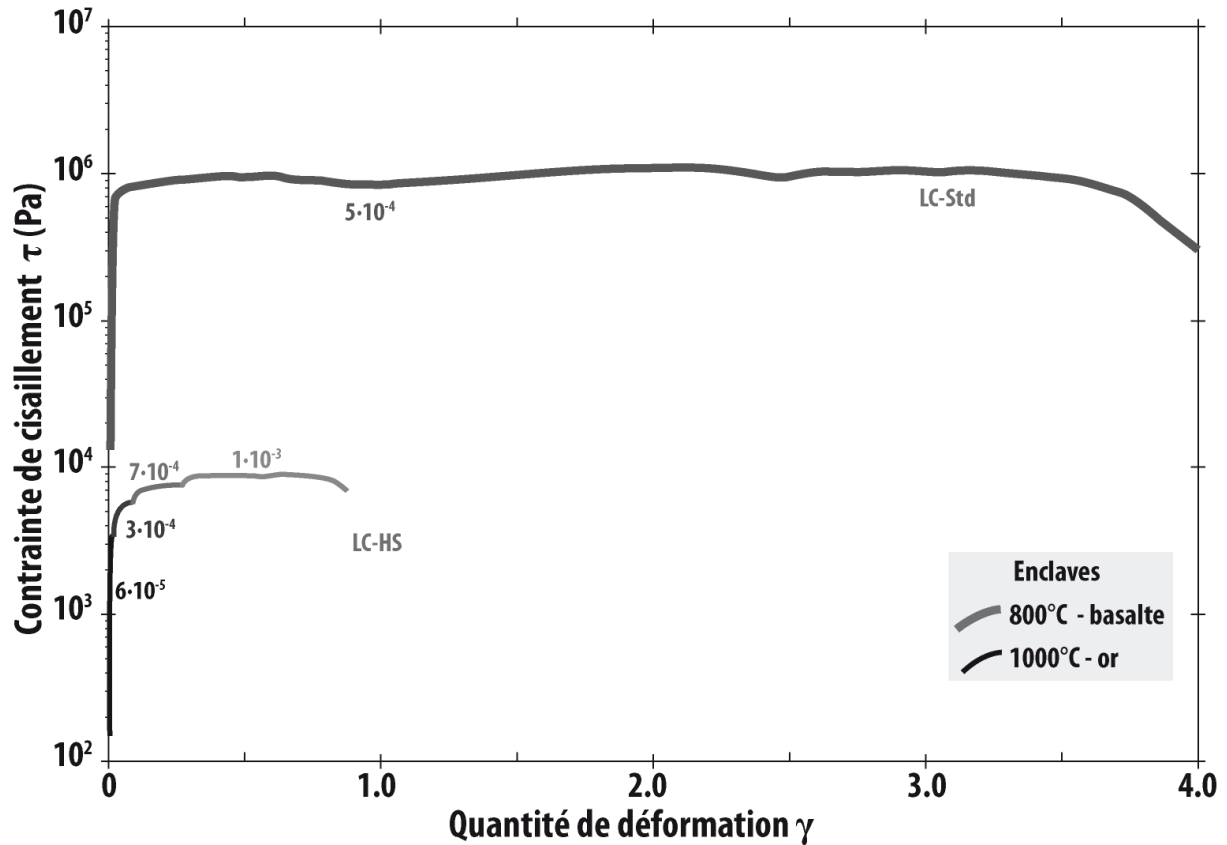


Figure VIII- 19 : courbes rhéologiques des échantillons incluant des enclaves lors des expériences PP178 et PP316.

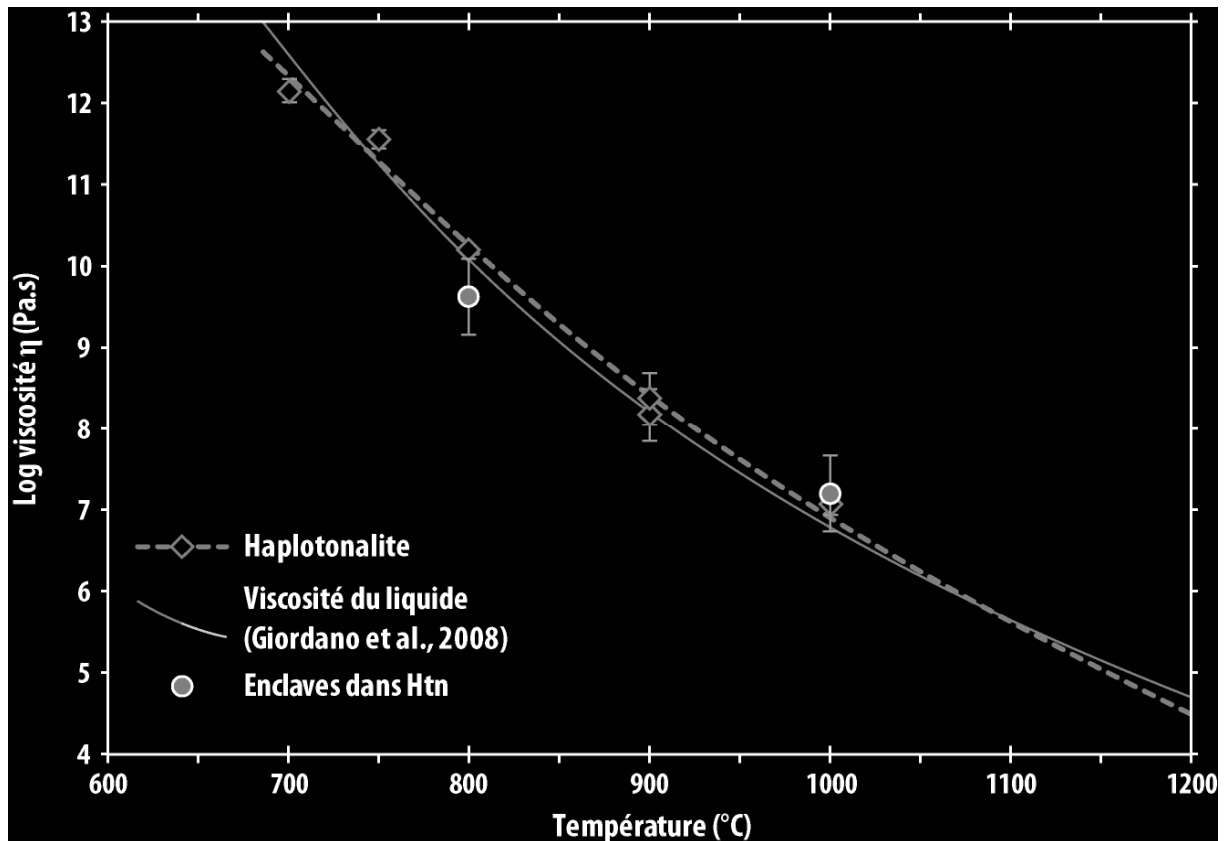


Figure VIII- 20 : viscosité des échantillons contenant des enclaves dans un verre hapltonalitique déformés lors des expériences PP178 (1000°C) et 316 (800°C). Les viscosités des échantillons peuvent être comparées avec le modèle de viscosité du verre hapltonalitique, dégageant ainsi l'effet liée à la présence d'enclaves.

2.4. Magmas hydratés

Une troisième série d'expériences a consisté en la déformation d'un couple de magmas hydratés (Tableau VIII-6). Les synthèses, les textures de mélanges et l'aspect des échantillons dans ces expériences sont détaillés dans le chapitre « Matériaux de départ et techniques analytiques ».

N°exp. (chemise)	rayon longueur (mm)	T°C	γ total	γ palier	$\dot{\gamma}$ (s ⁻¹)	τ max. (Pa)	η palier (Pa.s)	η (Pa.s)	erreur théorique max. sur η	contrib. chemise
PP265	7.48 5.33	600	0.7	0.2	4.3E-05	1.9E+07	11.64	11.42	1.00	4%
				0.2	8.5E-05	1.8E+07	11.32		0.93	4%
				0.3	2.3E-04	4.6E+07	11.31		0.91	4%
PP258	7.46 10.93	715	1.7	0.0	4.2E-05	3.0E+06	10.85	10.77	0.82	13%
				0.1	8.8E-05	4.3E+06	10.69		0.78	5%
				0.9	4.8E-04	3.3E+07	10.84		0.77	4%
				0.7	8.1E-04	4.0E+07	10.69		0.73	4%
PP285	7.41 7.39	950	2.4	0.0	4.3E-05	2.1E+04	8.69	8.57	0.50	33%
				0.3	2.9E-04	8.1E+04	8.44		0.43	34%
				2.0	5.9E-04	9.8E+04	8.22		0.38	36%
PP295	7.35 7.37	975	2.0	0.7	9.6E-05	1.7E+04	8.26	8.14	0.43	41%
				1.3	2.0E-04	2.1E+04	8.03		0.40	42%
PP296	6.89 8.21	985	5.1	0.5	1.0E-04	4.4E+03	7.64	7.65	0.46	65%
				0.4	3.1E-04	1.6E+04	7.71		0.43	63%
				4.2	8.0E-04	3.1E+04	7.58		0.42	61%
PP261*	7.46 8.31	1000	1.3	0.0	4.3E-05	1.3E+03	7.4	7.1	0.99	nc
				0.1	9.0E-05	1.3E+03	7.1		1.03	nc
				1.1	2.8E-04	2.0E+03	6.8		1.05	nc
PP293*	6.90 8.71	1020	0.7	0.1	9.6E-05			<7		
				0.2	2.1E-04					
				0.2	3.2E-04					
				0.2	8.7E-04					

Tableau VIII- 6 : principales caractéristiques des expériences menées sur les échantillons mixtes hydratés (basalte et hapltonalite) et partiellement cristallisés. A noter que la contrainte cisailante mesurée est inférieure au seuil théorique de détection de la cellule de mesure lors des expériences PP261 et PP293 (voir Fig. VIII-21). La contribution de la chemise lors de PP261 n'a pas pu être calculée (nc).

Comme précédemment, les courbes rhéologiques démarrent généralement par la réponse élastique de l'échantillon avec l'augmentation de la contrainte, rapidement suivie par un plateau (Fig. VIII-21). Lors de l'expérience PP265 menée à 600°C, la réponse élastique de l'échantillon a duré plus longtemps que d'habitude ; le plateau n'est survenu qu'au bout de $\gamma = 0.2$. Le palier suivant, avec une vitesse de cisaillement supérieure ($\dot{\gamma} = 8.5 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$), n'a pas provoqué une contrainte supérieure tel qu'attendu. Le troisième et dernier palier de l'expérience montre une hausse de la contrainte avec l'augmentation de la vitesse, atteignant une contrainte de cisaillement $\tau = 46 \text{ MPa}$. (Tableau VIII-6). Lors de PP258, les 2 dernières vitesses de cisaillement, pourtant différentes, provoquent sensiblement la même contrainte différentielle ($\sim 40 \text{ MPa}$). La distribution hétérogène de la déformation (Fig. VI*4, article du chapitre « Interaction entre des magmas hydratés »), y compris entre les 2 disques felsiques, est probablement à l'origine de cette observation. Les 3 expériences menées à 950, 975 et 985°C n'ont pas produit de mélange dans les conditions expérimentales régulières (e.g. sauf dans les extrusions de PP295), malgré les taux de déformation importants atteints. Elles ont cependant fourni des données rhéologiques sauf lors du premier palier de PP296 (985°C), pendant lequel les valeurs déduites sont en

dessous de la limite de détection théorique de la cellule de mesure (c'est pourquoi les vitesses suivantes sont élevées, jusqu'à $\dot{\gamma} = 8 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$). Par ailleurs, la contribution de la chemise est très importante, correspondant à plus de 60 % de la réponse totale. Les 2 dernières expériences (PP261 et PP293) ont fourni des données rhéologiques limitées, car, d'une part, la réponse enregistrée par la cellule de mesure est inférieure à sa capacité théorique, et, d'autre part, la contribution de la chemise est très importante. En conséquence, les calculs suivants, et notamment ceux de la viscosité, sont des valeurs maximales, basées sur la réponse de l'échantillon et de la chemise.

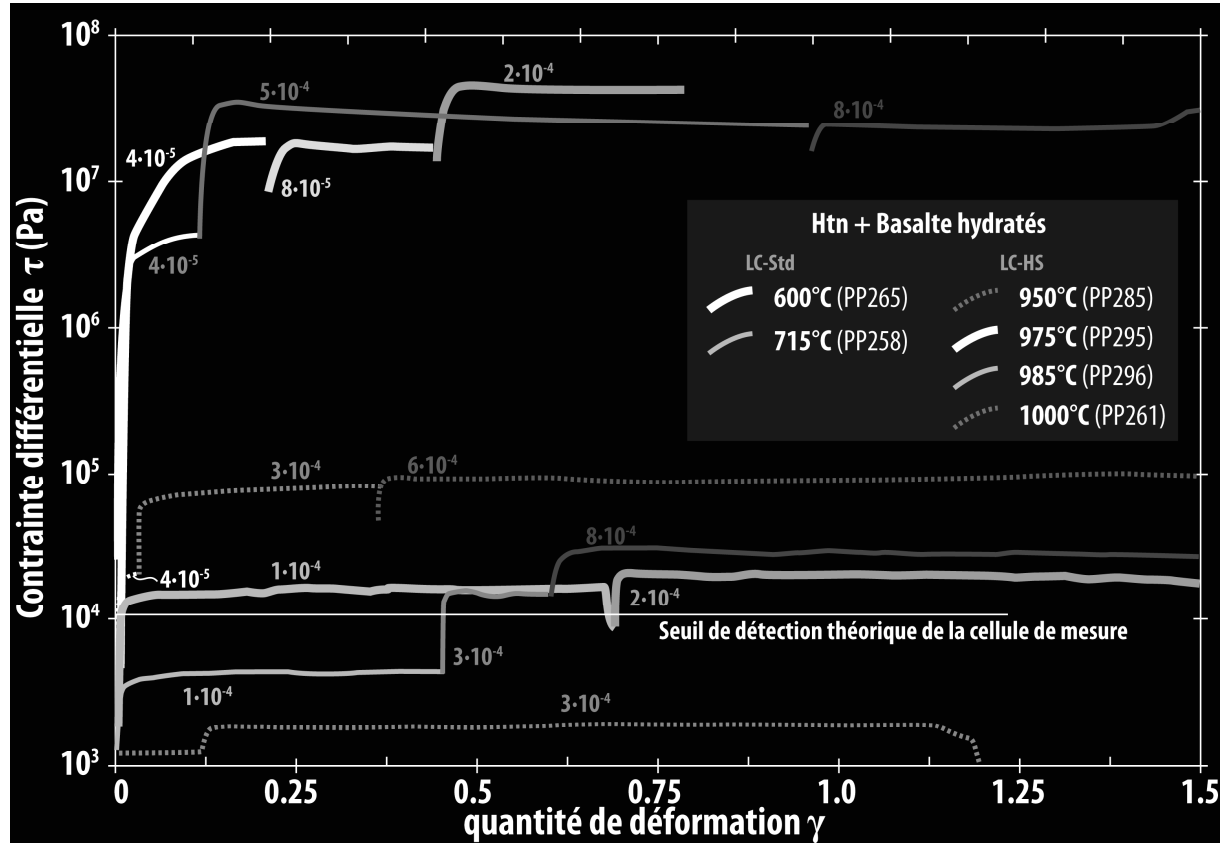


Figure VIII- 21 : courbes rhéologiques obtenues lors des expériences menées sur des échantillons mixtes hydratés et partiellement cristallisés (basalte et hapltonalite). Le moment enregistré lors de PP261 est inférieur au seuil de détection de la cellule de mesure. Cependant, les données rhéologiques sont tout de même exploitées, au vu de leur cohérence.

Les viscosités des échantillons mixtes déformés lors de cette série d'expériences sont présentées en fonction de la température (Fig. VIII-22). Globalement, la viscosité diminue avec la température. Entre 600 et 950°C, cette diminution est conforme à la diminution constatée sur le liquide hapltonalitique hydraté : le modèle de Giordano et al. (2008) a été utilisé pour modéliser la variation de la viscosité des liquides des 2 magmas. L'épaisseur du trait recouvre les variations liées aux différentes compositions (synthèses à 950, 1000°C et synthèse réchauffée dans le cas de la synthèse basique). Les 3 expériences conduites à 600, 715 et 950°C utilisent des échantillons de basalte provenant tous de la même synthèse réalisée à 950°C. Les textures des expériences menées à 600 et 715°C montrent la même fraction cristalline que pour la synthèse initiale, la température étant trop basse pour permettre la cristallisation du magma. Puisque la fraction cristalline est la même, la viscosité relative ne varie pas, et seule la température affecte la viscosité apparente. C'est pourquoi ces 3 expériences (600, 715 et 950°C) suivent la tendance théorique $\eta(\text{apparente}) = \eta(\text{liquide}) + \eta(38\% \text{ de cristaux})$ (pointillés gris, Fig. VIII-22). Par ailleurs, la distribution de la déformation est concentrée

dans les disques de magma felsique, dont la viscosité est plus faible que celle du magma basique (Fig. VI*4, article du chapitre « Interaction entre des magmas hydratés »).

Au-delà de 950°C, la viscosité diminue fortement, s'écartant de la tendance théorique η ($H_{tn} + \Phi_s = 0.38$). La diminution de la fraction cristalline diminue la viscosité liée à la présence de cristaux, et par conséquent la viscosité apparente. L'augmentation de viscosité liée à la présence de 38 % de cristaux dans l'haplotonalite est d'environ 5.5 unités log, tandis que celle liée à 31 % de cristaux est de 4.5 unités log. De la même manière, l'influence de 45 % de cristaux dans le magma basique devrait induire une viscosité relative supérieure à 5.5 unités log. La viscosité mesurée à 1000°C ($\text{Log } \eta < 7.4$ Pa.s) correspond donc davantage à la viscosité apparente du magma haplotonalitique qu'à celle du magma basique. Enfin, les mélanges de magmas sont observés dans les expériences dont les viscosités sont inférieures à $\text{Log } \eta < 7.4$ Pa.s (Cf. article du chapitre « Interaction entre des magmas hydratés »).

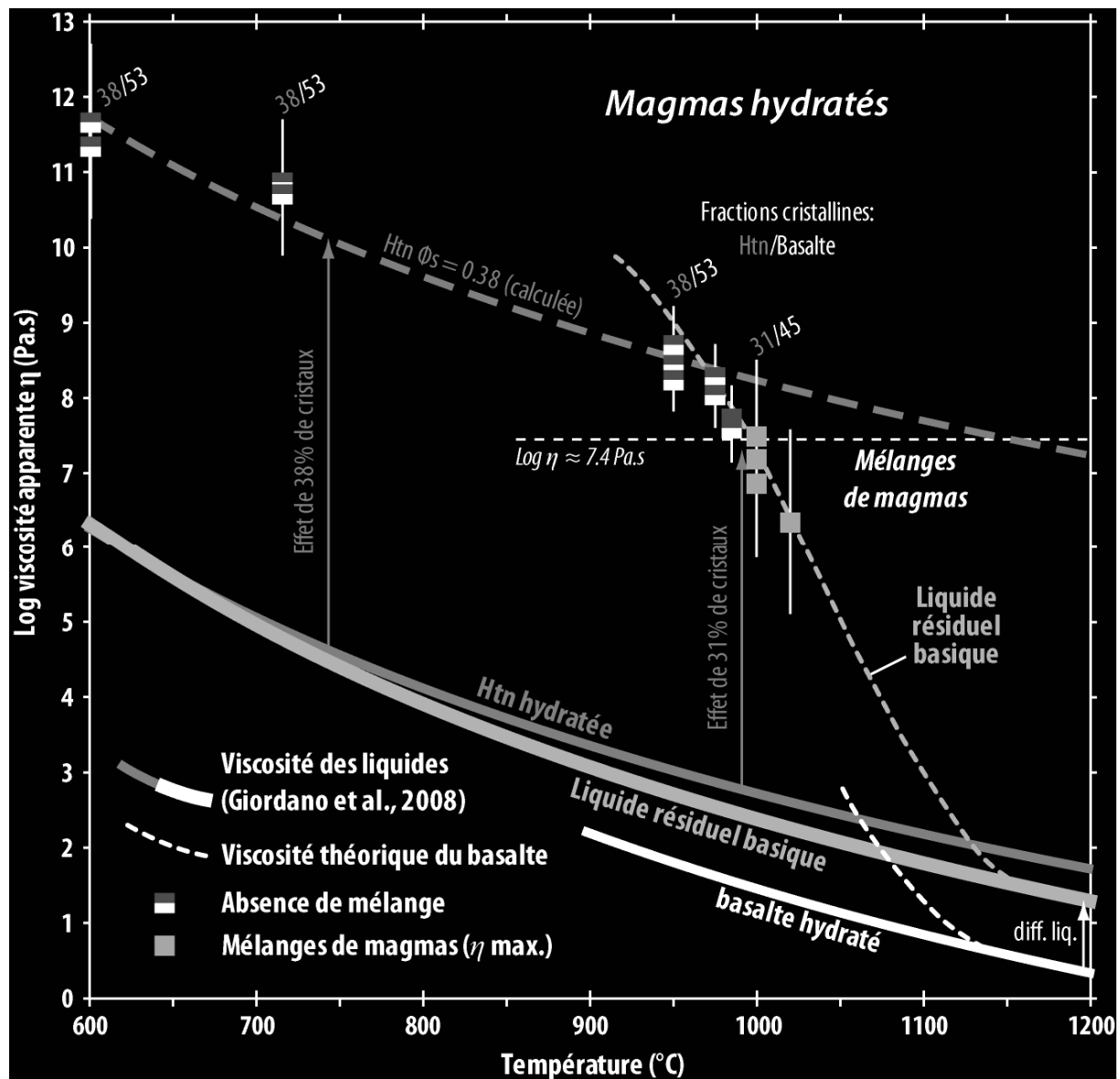


Figure VIII- 22 : viscosité des échantillons mixtes hydratés et partiellement cristallisés (basalte et haplotonalite) en fonction de la température. Les valeurs obtenues à 1000 et 1020°C sont des valeurs maximales. La viscosité d'un liquide varie significativement selon la nature de sa composition (diff. liq.).

3. DISCUSSION SUR LES CONTRAINTES CONDITIONNANT LE MELANGE DE MAGMAS

3.1. Cadre de l'étude

3.1.1. Mise à l'échelle

Le mélange de magmas est un processus naturel existant sur des échelles de temps et d'espaces très variées. Lors de la recharge typique d'un réservoir, le magma basique entre en contact avec le magma hôte différencié. Les éruptions conséquentes arrivent parfois quelques jours seulement après la recharge (Burgisser & Bergantz, 2011). Ces quelques jours, correspondant au temps de résidence du magma, sont une durée minimum pendant laquelle les 2 extrêmes compositionnels ont la possibilité d'interagir. La durée maximum correspond, quant à elle, à la durée de construction de plutons, jusqu'à plusieurs millions d'années, (Matzel et al., 2006). La gamme de durées des expériences est largement inférieure aux durées naturelles supposées. Par conséquent, le mélange produit expérimentalement marque les premiers stades du processus, et n'a pas la prétention de reproduire un magma hybride, qualifié de mélange abouti en début de mémoire. Par ailleurs, les volumes de magmas considérés lors de cette étude sont minimales (à peine 2 cm^3) en comparaison avec le volume d'un réservoir magmatique et celui d'une injection (plusieurs km^3 , par exemple Lipman, 1997). A quel point est-il possible de comparer les résultats expérimentaux avec un processus naturel ? Wada (1995) a étudié les produits de mélanges entre des andésites basaltiques et des dacites, dont il interprète les structures comme résultant de la remontée commune dans le conduit volcanique de Me-Akan (Japon). Ces mélanges produisent des textures semi fractales, c'est-à-dire qu'elles se reproduisent quelque soit l'échelle d'observation. Perugini et al. (2003), Perugini & Poli (2012), Morgavi et al. (2012) définissent également les structures générées par mélange, chaotique cette fois, comme semi fractales. Ceci a été observé essentiellement pour les structures liées au comportement de fluides. Dans notre cas, la présence de cristaux influe fortement sur les textures et capacités de mélange. Leur volume varie entre 10^{-4} et 1 mm^3 , soit 3 ordres de grandeur de moins que le volume de l'échantillon, et typiquement 5 ordres de grandeur pour les plagioclases formant la majorité des cristaux dans la plupart des magmas étudiés. Ce rapport est suffisamment grand pour écarter une éventuelle dépendance des structures produites aux dimensions de l'échantillon. Les expériences réalisées au cours de cette étude servent à établir des lois physiques qui sont indépendantes de l'échelle d'observation. Les expériences et les échelles considérées sont donc pertinentes quant à l'étude du processus de mélange entre différents magmas.

3.1.2. Magmas considérés et conditions expérimentales

Cette étude a considéré 3 compositions chimiques différentes (hapltonalite, dacite et basalte), dont 2 ont été utilisées soit sèches, soit hydratées. C'est un petit nombre face à la diversité de roches magmatiques qualifiées de mélange, ou ayant produit des mélanges. Les conditions explorées, bien qu'adaptées et recouvrant des larges champs de conditions naturelles, sont également limitées. Cependant, ce travail discute d'un processus et non d'un cas particulier. Ces magmas utilisés ont été choisis parce qu'ils sont représentatifs de nombreux cas, en particulier le couple de produits basique/felsique (basalte et hapltonalite). Les magmas et les conditions expérimentales utilisés ici ont permis de mettre en évidence des contraintes liées au processus de mélange, qui sont applicables en dehors des lithologies testées.

Les conditions de mélange entre des magmas naturels ont été définies au début de ce mémoire. Les capacités et les produits résultants de mélange ont été testés en variant des paramètres tels que la température, la pression (indirectement par la présence d'eau). Ces paramètres ont une grande influence sur l'état des magmas, et donc sur leurs propriétés physico-chimiques dont dépendent leurs capacités de mélange. Il est donc indispensable de traiter ce sujet dans des conditions proches des conditions naturelles pour comprendre pleinement le processus. Ce travail a exploré une gamme de conditions de pression, température, composition chimique, teneur en eau, fugacité en oxygène, mode et vitesse de déformation qui a abouti à la production de mélanges semblables aux mélanges naturels. Cette étude est la première à déformer des magmas hydratés dans le but de les mélanger. Seule la quantité de déformation fut limitée. Ceci donne l'avantage de pouvoir comprendre les mécanismes qui initient des textures de mélange. De futures expériences menées jusqu'à une très grande quantité de déformation ($\gamma > 20$) pourront sans doute permettre de créer des figures de mélange plus abouties (hybride), en particulier dans les conditions favorables au mélange.

3.2. Seuil de transition rhéologique et contraste de viscosité

3.2.1. Seuil de transition rhéologique du basalte de Santorin

La co-déformation du basalte de Santorin initialement cristallisé et de l'haplotonalite vitreuse a permis de comprendre, entre autres, le rôle de la charpente cristalline sur les possibilités de mélange. Pour rappel, la viscosité apparente du magma η_{app} peut être décomposée en la somme des effets du liquide (viscosité du liquide, η_{liq}) et des cristaux (viscosité relative η_{rel}). Il existe un « seuil de transition rhéologique » à des fractions cristallines comprises entre 0.35 et 0.80, lorsque les cristaux s'entrechoquent, responsable de la forte variation de la viscosité apparente (Arzi, 1978 ; Van der Molen & Paterson, 1979 ; Lejeune & Richet, 1995 ; Rutter et Neumann, 1995 ; Rushmer, 1995 ; Scott & Kohlstedt, 2006 ; Champallier et al., 2008, Caricchi et al., 2008 ; Picard, 2009 ; Picard et al., 2011). Il dépend du chemin suivi, fusion ou cristallisation (Vignerresse et al., 1996), mais aussi de la forme des particules interagissant (par exemple Picard et al., 2011). Le seuil de transition rhéologique a été déterminé à une fraction cristalline $\Phi_s = 0.38$ pour une suspension composée de cristaux de rapport de forme $r \approx 5$ (Picard, 2009). Dans le cas du basalte de Santorin, la fusion s'échelonne sur un intervalle de 150°C environ. La température et la diminution de la fraction cristalline sont responsables de la baisse de la viscosité apparente de $\eta_{app} \approx 10^{10}$ à $\eta_{app} \approx 10^{1.5}$ Pa.s. Le seuil de transition rhéologique a lieu avec la rupture de la charpente cristalline autour d'une fraction de cristaux de ~46 % en volume. La charpente est essentiellement composée de plagioclases ayant un rapport de forme de ~3.7, ce qui explique sa rupture à une cristallinité plus élevée que celle des travaux de Picard et al. (2011).

3.2.2. Contraste maximal de viscosité entre 2 magmas

Le mélange entre le basalte de Santorin et l'haplotonalite a été observé uniquement lorsque les 2 magmas sont déformés. Il est possible de déformer conjointement les 2 magmas quand ils ont une viscosité similaire. En effet, les expériences menées sur les magmas secs montrent qu'à une température inférieure ou égale à 1160°C, le basalte est relativement bien cristallisé, et une charpente cristalline le structure. Dès lors, il ne subit que peu de déformation. En revanche, entre 1160 et 1170°C, la proportion de cristaux dans le basalte diminue de 64 à 46 % en volume n'étant plus suffisante pour maintenir une charpente (transition rhéologique). La viscosité du liquide basaltique étant inférieure à celle de l'haplotonalite, leurs courbes de viscosité se croisent. Le contraste de

viscosité entre ces matériaux est nul à la température calculée de 1164°C ($\eta_{app} \approx 10^5$ Pa.s). Au-delà de 1170°C, la différence de viscosité entre les 2 magmas est suffisamment faible pour que la déformation les affecte tous les 2, permettant également de les mélanger. Par conséquent, dans le cas où la déformation est appliquée sur les 2 magmas, le mélange ne peut se produire que s'ils ont un faible contraste de viscosité. A partir des expériences, il est proposé que le contraste maximal de viscosité entre les matériaux est inférieur à 0.5 unité log. Cette conclusion contraste avec plusieurs travaux analogiques et expérimentaux suggérant la possibilité de mélange malgré de forts (jusqu'à 4 ordres de grandeurs) contrastes de viscosité (Freundt & Tait, 1986 ; Koyaguchi et Blake, 1989 ; Jellinek et al., 1999 ; De Campos et al, 2011 ; Perugini et al., 2012 ; Morgavi et al., sous presse). Cependant, les travaux cités sont difficilement applicables aux magmas dans le réservoir ; les températures, quantités et vitesses de déformation sont largement supérieures aux conditions attendues en profondeur dans les réservoirs (Albertz et al., 2005). D'autres travaux prônent l'impossibilité de mélange entre 2 magmas lorsque le contraste de viscosité est trop important, sans pour autant donner de valeur (Sparks & Marshall, 1986 ; Carroll & Wyllie, 1989).

Le contraste de viscosité calculé à 1200°C est d'environ 2 unités log, mais pourtant, des textures de mélange ont été produites (chapitre « Interactions entre des magmas secs »). Ainsi, le contraste de viscosité maximum permettant le mélange n'est pas symétrique, comme suggéré par Jellinek et al. (1999). Une autre hypothèse consiste en la déformation de la chemise qui impose la déformation des 2 magmas, et produit leur mélange. L'homogénéisation complète d'un échantillon constitué initialement de 2 magmas n'a pas pu être testée, mais apparaît plus probable entre des magmas faiblement cristallisés, dont la capacité de mélange est plus élevée (Sparks & Marshall, 1986). De plus, à partir des expériences sur les magmas secs, l'hybridation semble favorisée par une grande quantité de déformation.

Les conditions hydratées suggèrent également l'existence d'un contraste de viscosité maximal. La différence de viscosité entre les 2 magmas a été calculée, en prenant en compte la fraction cristalline et en supposant les 2 magmas saturés en eau (attesté par la présence de bulles). Les calculs de la viscosité des magmas à 975, 985 et 1020°C considèrent le liquide synthétisé à 1000°C. La fraction cristalline n'a pas été vérifiée et est extrapolée à partir des synthèses à 950 et 1000°C. La Figure IX-1 montre l'évolution du contraste ($\text{Log } \eta_{\text{basique}} - \text{Log } \eta_{\text{différencié}}$) pour les viscosités du liquide, relative et apparente, en fonction de la température. Des mélanges apparaissent dans les expériences conduites à 1000 et 1020°C, alors que le contraste de viscosité apparente $\text{Log } \Delta \eta_{app} < 0.3$ Pa.s. Dans les autres expériences, la déformation est préférentiellement accommodée par l'hapltonalite, moins visqueuse d'au moins 0.3 unité log. Lors des expériences conduites à 600 et 715 °C sur les magmas hydratés, le contraste de viscosité entre les liquides est faible ($\text{Log } \Delta \eta < 0.1$ Pa.s, Fig. VIII-23), mais aucune texture de mélange n'est observée. Le contraste de viscosité qui détermine la faisabilité du mélange entre les magmas hydratés est celui concernant la différence de viscosité relative, ce qui démontre l'importance des cristaux.

Si un contraste de viscosité faible est favorable, voire indispensable au mélange de magmas dans nos conditions expérimentales, il n'est pas dit ici qu'il soit impossible de mélanger des magmas à fort contraste de viscosité en d'autres contextes. En effet, les expériences de De Campos et al (2011), et Morgavi et al. (2012, 2013) montrent que 2 liquides silicatés peuvent se mélanger malgré une différence de viscosité de ~3 ordres de grandeurs, en créant des textures de mélange chaotique. Pour

rappel, leur protocole (voir chapitre « Problématiques ») consiste à déformer un échantillon mixte en lui appliquant une contrainte sur l'ensemble du volume depuis l'extérieur et l'intérieur. L'échantillon est composé d'un matériau de composition granitique ($\eta = 1600 \text{ Pa.s}$) contenant le matériau de composition basaltique ($\eta = 1.4 \text{ Pa.s}$). En réalité, le magma basique suit le mouvement du magma différencié qui subit la contrainte, telle une enclave dans son encaissant déformé. Cependant, s'il est possible de mélanger (mécaniquement et chimiquement) 2 magmas malgré un contraste de viscosité de 3 ordres de grandeur environ, à quel contexte peut-on appliquer ce résultat ? Il faut trouver les environnements dans lesquels la déformation est appliquée à l'encaissant plus visqueux. Ces cas se retrouvent dans des contextes particuliers qui nécessitent une grande énergie (convection de grande ampleur dans une chambre magmatique, transfert dans un conduit, par exemple).

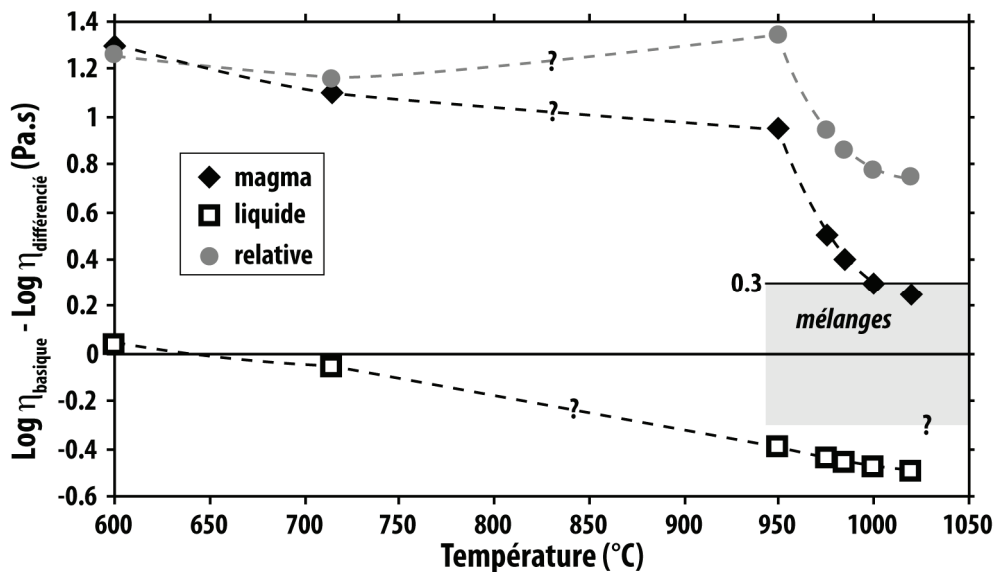


Figure VIII- 23 : contraste des viscosités apparente (magma), du liquide et relative en fonction de la température pour les différentes expériences hydratées.

3.3. Seuil de viscosité maximale

Les 2 expériences menées sur les verres secs de compositions dacitique et haplotoalitique (PP302 & PP303) viennent compléter les données sur les possibilités de mélange. Leur contraste de viscosité a été déduit des mesures de viscosité effectuées sur chacun d'eux et vaut ~ 0.8 et ~ 0.3 unité log respectivement, mais en dépit d'un contraste a priori favorable au mélange à 900°C , aucune texture de mélange chimique ou mécanique ne fut observée. Par ailleurs, les magmas n'étaient pas structurés par une charpente cristalline. Ce résultat suggère qu'il existe un autre facteur limitant le mélange. D'après les expériences, ce facteur semble être la viscosité apparente trop élevée des magmas. Si tel est le cas, ces 2 expériences définissent un seuil de viscosité maximal, $\text{Log } \eta = 8.2 \text{ Pa.s}$, au-delà duquel le mélange n'est plus possible. Les expériences avec des magmas hydratés ont produit des mélanges jusqu'à $\text{Log } \eta = 7.4 \text{ Pa.s}$. Ainsi, si l'impossibilité de mélange constatée sur les suspensions hydratées n'est pas due au contraste de viscosité trop élevé ($\Delta\eta > 0.3 \text{ Pa.s}$), mais au seuil de viscosité apparente maximale, alors, la valeur de ce seuil est comprise entre $10^{7.4}$ et $10^{7.6} \text{ Pa.s}$. Cette valeur est supérieure à celle de Woods et Cowan (2009), qui, sur la base d'arguments théoriques, suggèrent que le mélange est impossible entre des magmas dont la viscosité apparente est supérieure à 10^5 Pa.s . Dans les expériences de Carroll et Wyllie (1989), la viscosité trop élevée de la péridotite cristallisée pourrait également expliquer l'absence de mélange avec le granite. La déformation de l'haplotoalite contenant des enclaves basaltiques confirme le seuil de viscosité maximum (chapitre

« Simulation de déformation d'enclaves »). Les enclaves sont déplacées, mais faiblement déformées, malgré leur viscosité plus faible que celle du magma encaissant ($\Delta \text{Log } \eta \approx 3.3 \text{ Pa.s}$).

3.4. Régime et quantité de déformation

L'importance du contraste de viscosité mis en évidence dans cette étude dépend fortement de la présence de cristaux dans les magmas juxtaposés. Les textures de mélanges apparaissent dès le début de la dilacération du magma le plus visqueux, à savoir le basalte dans les expériences de cette étude, et ce dès une quantité de déformation faible ($\gamma = 0,7$ lors de PP293, chapitre « Interactions entre des magmas hydratés »). Toutefois, les extrusions obtenues lors des expériences PP261 et PP295 avec des magmas hydratés montrent que le mélange est possible malgré l'existence d'une charpente cristalline dans les magmas, à condition de subir une importante quantité et/ou vitesse de déformation, et selon une déformation plus complexe (changement d'orientation, vorticité). Ces conditions sont attendues dans les conduits volcaniques (e.g. Freundt & Tait, 1986 ; Koyaguchi & Blake, 1989 ; Jellinek et al., 1999), par exemple.

Les expériences menées avec des magmas secs montrent que le contraste de viscosité entre les magmas ne contrôle pas le type de mélange produit, chimique ou mécanique, puisque ceux-ci apparaissent dans les mêmes conditions. Ainsi, les conditions de stockage des magmas ne conditionnent pas le type de mélange, tel que proposé par Huppert et al. (1982, 1984) et Davi et al. (2009) qui identifient le contraste de viscosité (dépendant de la température) comme variable contrôlant la transition entre les mélanges chimiques et mécaniques. De même, les mélanges chimiques et mécaniques se sont produits au cours des mêmes expériences, et donc dans des conditions identiques (chapitres « interactions entre des magmas secs » et « interactions entre des magmas hydratés »). Par conséquent, il ne semble pas y avoir de lien entre le type de mélange et la quantité de la déformation, tel que proposé par De Rosa et al. (1996). En revanche, l'intensité de mélange varie fortement localement dans les expériences présentées dans ce mémoire ; des magmas intermédiaires côtoient les extrêmes compositionnels, et les résultats de cette étude appuient la variabilité de l'intensité du mélange entre 2 magmas à petite échelle (Morgavi et al., 2013). Enfin, bien que peu testée dans ce travail, la qualité de mélange doit dépendre de la quantité et du mode de déformation appliqués ; les résultats de Sato & Sato (2009) montrent que le mélange est meilleur si les magmas traversent plusieurs poches (« *magma pockets* »), représentant des réservoirs que traversent le conduit volcanique. Le changement de géométrie imposé par l'existence de poches dans le conduit augmente la quantité de déformation. La plupart des textures de mélange obtenues dans les expériences de ce travail ont été produites en périphérie de l'échantillon, où la quantité de déformation est la plus grande, et où le régime de déformation peut varier à cause de la forme de la chemise.

CHAPITRE IX :

DISCUSSION & PERSPECTIVES

1. FRACTION DE MAGMA INJECTE ET CONDITIONS FAVORABLES AUX MELANGES DANS UN RESERVOIR

1.1. Viscosité de magmas naturels

Afin de déterminer les conditions favorables aux mélanges de magmas en contexte d'arc, la viscosité de plusieurs magmas naturels utilisés dans des expériences d'équilibre de phase a été calculée. Ces magmas sont 5 basaltes, une andésite, une dacite et une rhyolite qui servent de compositions de référence pour la suite de la discussion (Tableau IX-1) :

- Basalte alumineux de Medicine Lake Volcano (Californie ; Sisson & Grove, 1993a)
- Basalte alumineux de Medicine Lake Volcano (Californie ; Sisson & Grove, 1993b)
- Basalte riche en fer, magma parent du massif de Skaergaard (Botcharnikov et al., 2008)
- Basalte/microgabbro tholéiitique du sud ouest de la ride indienne (Feig et al., 2006)
- Basalte de Santorin, (Andújar et al., en préparation)
- Andésite de la Montagne Pelée (Martel et al., 1999)
- Dacite du Pinatubo (Scaillet & Evans, 1999)
- Rhyolite de Usu, Hokkaido (Tomiya et al., 2010)

Code	Roche	Pression	Fugacité	T liquidus (°C)	Cristallinités	T chambre (°C)	Référence		
Bs HAL	basalte	100	NNO	1055	0.01-0.32	-	Sisson & Grove (1993a)		
Bs HAL	basalte	200	NNO	985	0-0.49	-	Sisson & Grove (1993b)		
Bs Sant.	basalte	200	NNO	1060	0.05-0.56	-	Andújar et al. (in prep.)		
Bs 500	basalte	500	QFM+3	1135	0.01-0.47	-	Feig et al. (2006)		
Bs Fe	basalte	200	QFM+4	1145	0.01-0.45	-	Botcharnikov et al. (2008)		
And 200	andésite	200	NNO+1 à +3.2	1041	0-0.55	888	Martel et al. (1999)		
Dac 220	dacite	220	NNO+1 à +2.3	950	0.12-0.47	860	Scaillet & Evans (1999)		
Rhy 220	rhyolite	220	NNO	855	0.01-0.35	780	Tomiya et al. (2010)		
	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO(T)	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O
Bs HAL	51.94	1.27	19.39	8.31	0.18	4.40	8.94	4.48	1.10
Bs Sant.	50.68	0.91	18.01	9.14	0.16	6.72	11.09	2.80	0.49
Bs 500	50.86	0.35	17.33	6.56	0.16	10.21	11.64	2.86	0.04
Bs Fe	48.88	2.89	14.77	13.05	0.00	6.47	10.99	2.63	0.30
And 200	62.32	0.47	17.19	6.50	0.12	2.21	6.45	3.77	0.98
Dac 220	68.05	0.37	16.69	3.34	0.08	1.08	3.96	4.61	1.82
Rhy 220	75.43	0.16	14.54	1.58	0.14	0.32	2.06	4.48	1.29

Tableau IX- 1 : principales caractéristiques des 8 magmas naturels utilisés, et leur composition normalisée à 100 %

Ces magmas ont fait l'objet d'équilibres de phase, révélant leurs conditions pré-éruptives, autrement dit les conditions de stockages dans leurs réservoirs respectifs. Les proportions de phases, la teneur en eau du liquide (concentration à saturation) etc. ont été déterminées en fonction des conditions redox, de la température et de la pression. Leur viscosité avant éruption a été calculée en tenant compte de plusieurs paramètres. Pour rappel, la viscosité apparente η_{app} du magma est la somme de la viscosité du liquide η_{liq} et de la viscosité relative η_{rel} . La viscosité du liquide tient compte

de la composition chimique, de la température, de la teneur en eau, tandis que la viscosité relative considère l'effet des cristaux, à savoir leur proportion Φ_s et leur rapport de forme r (voir aussi Annexe A). Elles sont toutes 2 expliquées ci-après.

1.1.1. Viscosité relative

Les équilibres de phase réalisés sur les magmas naturels permettent de déduire leur fraction cristalline, nécessaire pour connaître la viscosité relative. La fraction cristalline a été déterminée en fonction de l'écart à la température du liquidus pour 5 des 8 magmas naturels, à savoir les basaltes riches en fer, et en aluminium à 200 MPa, l'andésite de la Montagne Pelée, la dacite du Pinatubo et la rhyolite d'Usu (Fig.IX-4, Tableau IX-1). Les équilibres de phases montrent que l'intervalle de cristallisation dépend fortement de la composition du magma. Par exemple, pour cristalliser environ de moitié, le basalte riche en aluminium doit refroidir de 60°C par rapport au liquidus (Sisson & Grove, 1993b), alors qu'il faut plus de 170°C pour le basalte riche en fer (Feig et al., 2006). Jusqu'à ~50 % de cristaux, l'évolution de la cristallinité de la dacite est reproduite par une relation linéaire, tandis que celles des autres magmas sont reproduites par des lois exponentielles ou polynomiales d'ordre 2. Ces relations sont utilisables pour des fractions cristallines inférieures à 0.50 uniquement.

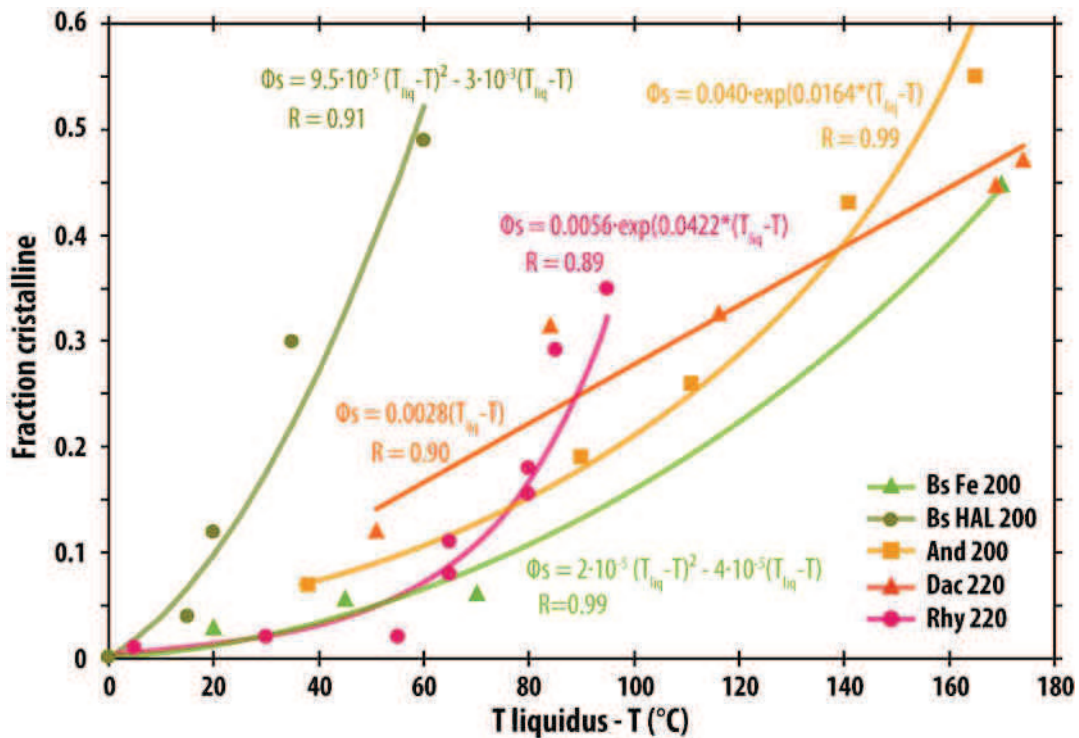


Figure IX- 1 : évolution de la fraction cristalline en fonction de l'écart à la température du liquidus.

Le rapport de forme influence beaucoup la viscosité relative, comme démontré par Saar et al. (2001) et Picard et al. (2011, 2013), ces derniers ayant déformé des suspensions magmatiques comportant des plagioclases de rapport de forme $r \approx 5$. La viscosité relative qu'ils mesurent est largement supérieure à celle de Champallier et al., (2008) avec $r < 1.5$ ($r = 2.32$ en 3D) et Laumonier (2009) avec $r \approx 3.5$. Un modèle empirique a été développé en s'appuyant sur ces données, ainsi que celles de Vona et al. (2011) concernant un basalte dont les cristaux (principalement des plagioclases) ont un rapport de forme $r \approx 4.9$. Ce modèle est valable dans l'intervalle $0 < \Phi_s < 0.60$ et suit l'équation suivante (Fig. IX-2) :

$$\text{Log} \eta_{rel} = \frac{\alpha}{1 + \beta \exp^{\varphi \cdot \Phi_s}} + \frac{\delta}{1 + \varepsilon \exp^{\zeta \cdot \Phi_s}}$$

avec

$$\alpha = 0.373 \cdot r + 4.89$$

$$\beta = 17.241 \cdot \exp^{0.748 \cdot r}$$

$$\varphi = -3.96 \cdot r$$

$$\delta = 0.108 \cdot r - 0.292$$

$$\varepsilon = 2 \cdot 10^{-4} \exp^{3.50 \cdot r}$$

$$\zeta = -24 \cdot r + 52.6$$

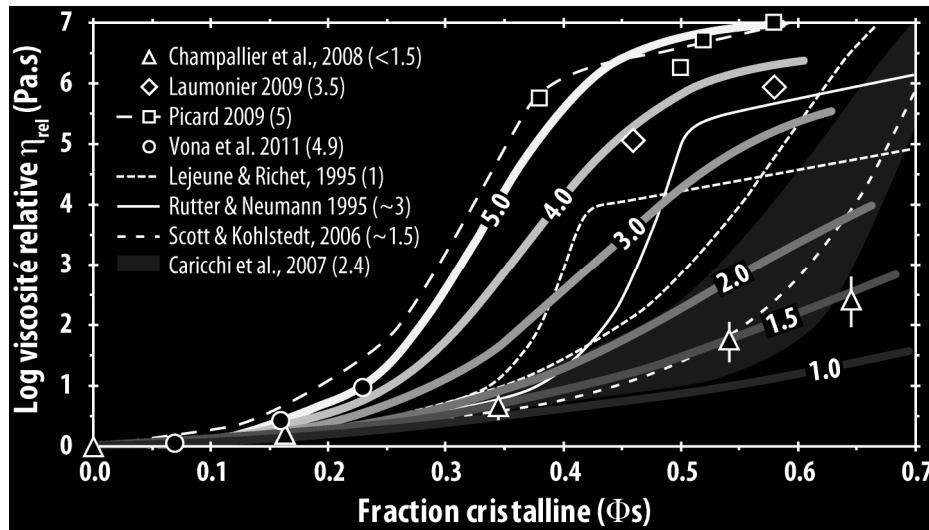


Figure IX- 2 : évolution de la viscosité relative en fonction de la fraction cristalline et du rapport de forme (courbes épaisses) déterminée à partir de la compilation de données (Champallier et al., 2008 ; Laumonier, 2009 ; Picard, 2009 ; Picard et al., 2011 ; 2013) et comparaison avec d'autres mesures dont le rapport de forme moyen des cristaux est donné à titre indicatif, mais varie en fonction de la fraction cristalline.

Le modèle empirique diffère significativement des données obtenues à partir de magmas en fusion partielle et à des fractions cristallines élevées (Lejeune & Richet, 1995 ; Rutter & Neumann, 1995 ; Scott & Kohlstedt, 2006 ; Caricchi et al., 2007 ; Fig. IX-2). Les rapports de forme des cristaux ont été déterminés selon l'assemblage minéralogique. Cependant, cet assemblage dépend fortement de la fraction cristalline et de la température. Ainsi, par exemple, la fusion précoce du quartz du granite de Westerly (Rhode Island, Rutter & Neumann, 1995) entraîne l'augmentation du rapport de forme moyen car le granite n'est plus formé que de minéraux anisométriques (essentiellement plagioclases et feldspaths alcalins).

Les suspensions magmatiques naturelles sont faites de cristaux ayant des rapports de forme variés. De plus, l'évolution de la viscosité n'est pas symétrique si le magma cristallise ou s'il fond (Vigneresse et al., 1996 ; Picard, 2009). Enfin, selon Cimarelli et al. (2011), il n'est pas possible de restreindre plusieurs populations de cristaux de formes et tailles différentes à une population moyenne. Cependant, afin d'estimer au mieux la viscosité relative des magmas naturels (Tableau IX-1), et ce, malgré les conclusions de Cimarelli et al. (2011), l'évolution du rapport de forme moyen des cristaux de 4 des 8 magmas naturels a été déterminée en fonction de leur séquence de cristallisation (proportions et phases cristallines, Fig. IX-3). Aux fractions cristallines inférieures à 0.2, les rapports

de forme des suspensions magmatiques sont variables et différents. Cependant, la viscosité relative est négligeable et donc, le rapport de forme n'a pas de conséquences importantes sur le comportement de la suspension. Dans l'intervalle de cristallinité $0.2 < \Phi_s < 0.6$, le rapport moyen varie peu et diffère de moins de 1 unité entre les différents magmas. Ceci est expliqué par l'importance de la fraction de feldspaths apparaissant relativement tôt. En conséquence, des valeurs moyennes de rapport de forme moyen seront utilisées ci-après. Ces valeurs sont valables pour les magmas considérés et dans l'intervalle de cristallinité défini. Par exemple, une péridotite essentiellement composée d'olivine, ou une rhyolite en fin de cristallisation et riche en quartz auront des rapports de forme moyen significativement moins élevés que le basalte, l'andésite, par exemple, qui comportent des cristaux de plus forte anisométrie (plagioclase, Fig. IX-4).

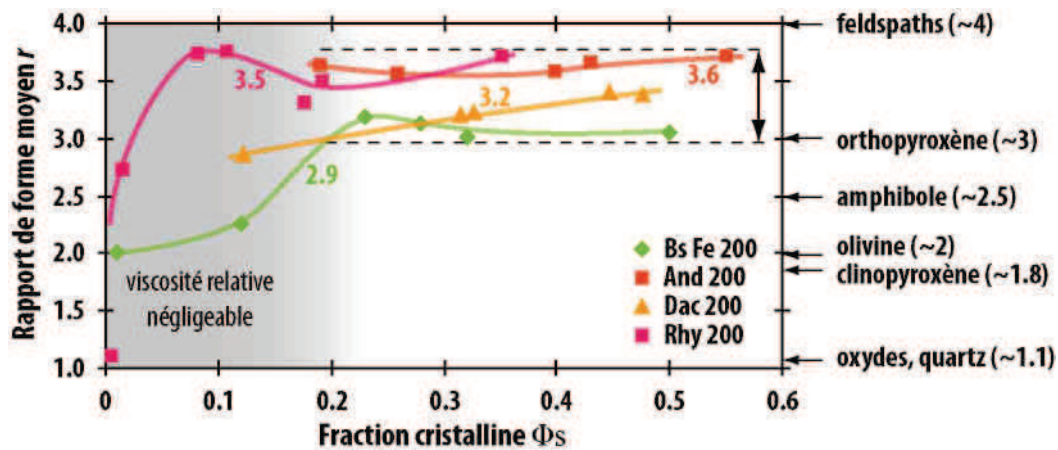


Figure IX- 3 : évolution du rapport de forme de plusieurs magmas naturels en fonction de la fraction cristalline, correspondant à l'ordre d'apparition des différentes phases principales dont le rapport de forme est donné à droite de la figure. Les nombres de couleurs correspondent à la valeur moyenne du magma de même couleur dans l'intervalle $0.1 < \Phi_s < 0.6$.

1.1.2. Viscosité du liquide magmatique

La viscosité du liquide magmatique a été déterminée selon le modèle établi par Giordano et al. (2008). Dans la majeure partie des cas, la teneur en eau a été fixée à la concentration à saturation, dépendant de la chimie du magma et de la pression. La saturation en eau a été recalculée en suivant les modèles de Moore et al. (1998), Papale et al., (2006) et Iacono-Marziano et al. (2012). Elles s'échelonnent entre 8 % pds (basalte à 500 MPa) et 3.8 % pds (basalte à 100 MPa).

1.1.3. Viscosité apparente de magmas d'arc naturels

La viscosité apparente des 8 magmas naturels est présentée en Figure IX-5 et illustre donc les effets de la composition chimique du liquide, de la température, de la teneur en eau via la viscosité du liquide d'une part, ainsi que de la fraction cristalline et de la forme des cristaux, via la viscosité relative d'autre part. L'effet de la pression est visible sur les basaltes alumineux (Bs HAL) pour lesquels des données à 2 pressions sont disponibles. La pression augmente la saturation en eau du liquide, abaissant son point de fusion. Le basalte à 200 MPa (Bs HAL 200) cristallise à plus basse température et l'augmentation de la viscosité relative, et par conséquent de la viscosité apparente, a lieu à plus basse température. Les 5 basaltes présentés sont des candidats pour la réalimentation d'une chambre de composition intermédiaire à felsique. Leur courbe de viscosité augmente fortement avant 950°C (lors du refroidissement, Fig. IX-5). Elles ont donc de faibles chances de croiser celles des magmas plus évolués dans les conditions des réservoirs. En effet, l'intervalle de cristallisation des 2

magmas les plus évolués commence à des températures inférieures à 950°C. Seule la courbe de viscosité apparente de l'andésite de la Montagne Pelée croise quelques unes des courbes des basaltes. En d'autres termes, en considérant les contraintes énoncées dans le chapitre précédent quant aux possibilités de mélange, il semble difficile de pouvoir mélanger un basalte avec un magma plus évolué dans les conditions du réservoir à l'équilibre ; la cristallisation du basalte augmente sa viscosité, et ce à température trop élevée, empêchant le mélange de se produire. Cette conclusion est également valable dans le cas d'un magma andésitique typique du contexte d'arc (andésite de la Montagne Pelée, Martel et al., 1999) qui alimente un réservoir plus évolué. L'une des conclusions de Sparks et Marshall (1986) est donc soutenue par ces résultats : le mélange de 2 magmas est d'autant plus favorable qu'ils ont une composition proche.

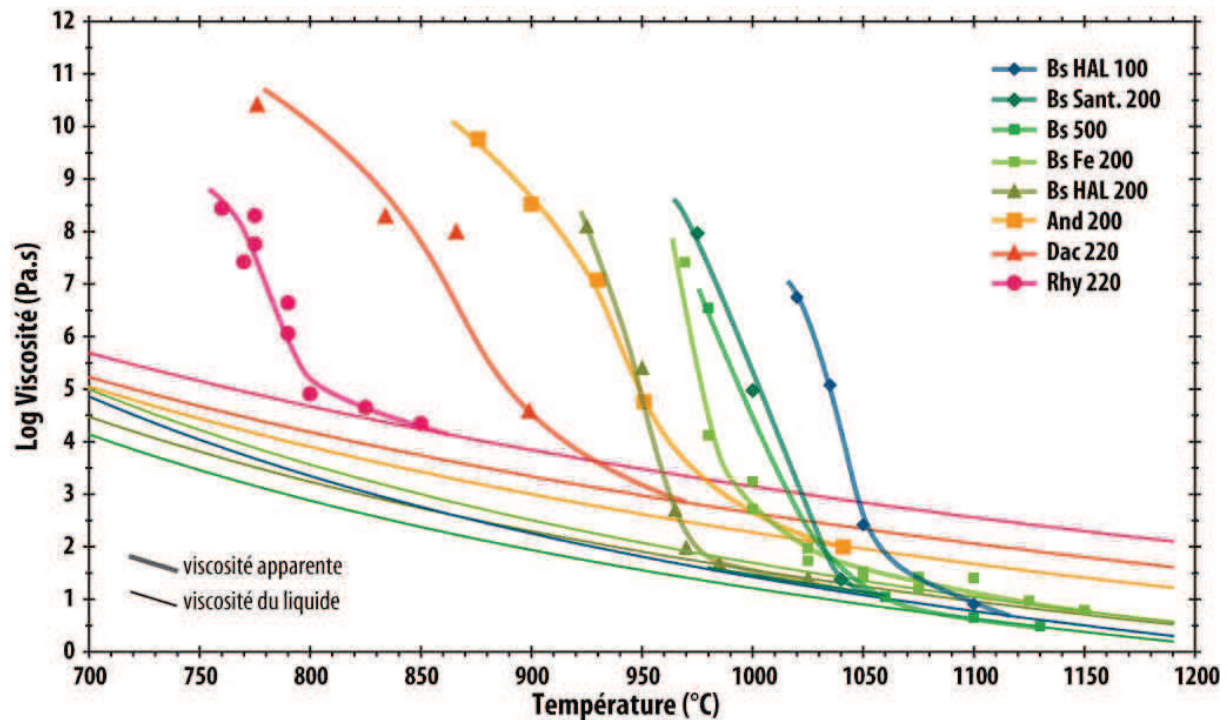


Figure IX- 4 : évolution de la viscosité de 8 magmas naturels en fonction de la température, considérant la composition chimique du liquide résiduel saturé en eau et la fraction cristalline.

1.2. Proportion de magma injecté et possibilités de mélange

L'arrivée de magma dans un réservoir apporte de la matière, mais aussi de la chaleur. Puisque l'équilibre thermique est atteint largement avant l'équilibre chimique (Sparks & Marshall, 1986), il faut considérer l'état rhéologique de chacun des magmas selon la température θ atteinte après l'injection. Cette température dépend de la perte H_i et du gain H_r de chaleur de chacun des magmas (Sparks & Marshall, 1986) :

$$H_i = [C_i \cdot (T_i - \theta) + X_i \cdot L_i] \cdot (V_i / V_r)$$

$$H_r = [C_r \cdot (\theta - T_r) + X_r \cdot L_r] \cdot [1 - (V_i / V_r)]$$

où V_i/V_r est le rapport de volume de magmas mis en jeu, T la température initiale (°C), C la capacité thermique ($\text{cal} \cdot \text{g}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), θ la température d'équilibre (°C) du système, X la fraction massique de cristaux fondus ou cristallisés et L leur chaleur de fusion ou cristallisation (cal/g). Les indices i et r font référence aux magmas de l'intrusion et du réservoir respectivement. En faisant l'hypothèse que

toute l'énergie perdue par l'intrusion est absorbée par le réservoir encaissant, on obtient la température d'équilibre θ selon l'équation :

$$\theta = \frac{[X_r \cdot L_r \cdot (V_r / V_i) + T_r \cdot C_r \cdot (\{V_i / V_r\} - 1) - (V_i / V_r) \cdot (X_i \cdot L_i + C_i \cdot T_i)]}{(C_r \cdot V_i / V_r - C_i \cdot V_i / V_r - C_s)}$$

En fonction de la quantité de magma basique injectée, la température du système varie, provoquant la fusion du magma hôte et la cristallisation du magma qui l'alimente. Dans ce qui suit, l'injection de magma basique dans un réservoir différencié a été simulée en utilisant l'approche de Sparks et Marshall (1986). Deux basaltes (Bs Fe 200 et Bs HAL 200) représentent les intrusions basiques dans des réservoirs composés de magmas plus différenciés (And 200, Dac 200 et Rhy 220). Les températures initiales utilisées sont la température de liquidus pour l'intrusion et la température de la chambre juste avant l'éruption de magmas différenciés, déterminée par équilibre de phases (Martel et al., 1999 ; Scaillet & Evans, 1999 ; Tomiya et al., 2010). Les températures atteintes (et donc les conditions rhéologiques de chacun des magmas) varient en fonction de la proportion de magma basique. Les simulations considèrent des magmas saturés en eau à 200 MPa, à l'exception d'un exemple concernant une rhyolite saturée en eau à 100 MPa qui montre l'effet de la concentration en eau. Les possibilités de mélange sont discutées d'après les contraintes établies en fin de chapitre précédent, parmi lesquelles le rôle primordial du contraste de viscosité qui doit être faible pour que le mélange puisse se réaliser ($\text{Log } \Delta\eta = 0.3 \text{ Pa.s}$).

1.2.1. Effet de la composition chimique

D'une manière générale, la fraction de magma basique requise est supérieure à 0.48. En dessous de ce seuil, la viscosité du magma basique est largement supérieure à celle du magma différencié sauf pour certains cas particuliers discutés plus bas. La fraction relativement élevée de magma basique injecté nécessaire pour obtenir les conditions rhéologiques favorables au mélange est majoritairement dictée par l'intervalle de cristallisation des magmas. La cristallisation des magmas basaltiques intervient à des températures bien plus élevées que celles des magmas plus différenciés. Alors que les termes évolués sont encore proches de leur température de liquidus, les termes basiques ont déjà largement cristallisé ($\Phi_s > 0.45$), tel que démontré par la Figure IX-5. La composition chimique ne peut compenser la différence de viscosité relative liée à la différence entre les fractions cristallines des magmas, et les courbes de viscosité ne se croisent qu'à des fractions de magma basique injecté élevées, lorsque la température permet aux 2 magmas d'être faiblement cristallisés. Plus leur composition est différente, plus la différence de température entre les intervalles de cristallisation est grande, et plus la fraction de magma basique injectée requise est élevée. C'est pourquoi, il faut 0.48 de basalte (Bs Fe 200) pour favoriser le mélange avec une andésite (Fig. IX-5A), 0.57 avec une dacite (Fig. IX-5B) et 0.66 avec une rhyolite (symboles pleins, Fig. IX-5C). La hausse de la viscosité du basalte riche en aluminium (Bs HAL 200) intervient à une température d'environ 90°C plus froide que pour le basalte Bs Fe 200. Cependant, du fait de son taux de cristallisation plus grand et de la plus faible quantité de chaleur apportée au système, il faudrait qu'il soit injecté à hauteur d'une fraction de 0.8 pour obtenir les conditions rhéologiques favorables au mélange avec une rhyolite (symboles creux, Fig. IX-5C). Ce phénomène est d'autant plus marqué que le magma du réservoir est felsique, froid et cristallisé. Les conditions favorables au mélange entre une dacite et une rhyolite sont atteintes pour une fraction minimum de dacite injectée de 0.47 si les 2 magmas sont saturés en eau (Fig. IX-5D). Par ailleurs, moins le magma basique injecté est cristallisé, et plus les chances de mélange sont élevées. Le

mélange est donc plus favorable lorsque les constituants sont faiblement cristallisés et qu'ils ont des compositions similaires, en accord avec les travaux antérieurs (Sparks & Marshall, 1986 ; Frost & Mahood, 1987 ; Bateman, 1995). Les valeurs de fractions déduites de ces simulations, voisines de 0.5, coïncident avec les valeurs estimées par Frost & Mahood (1987), et sont plus élevées que celles obtenues par Sparks & Marshall (1986). En d'autres termes, les conditions de mélange apparaissent encore plus difficiles à atteindre que les précédentes estimations (Sparks & Marshall, 1986), une grande quantité d'injection basique étant requise.

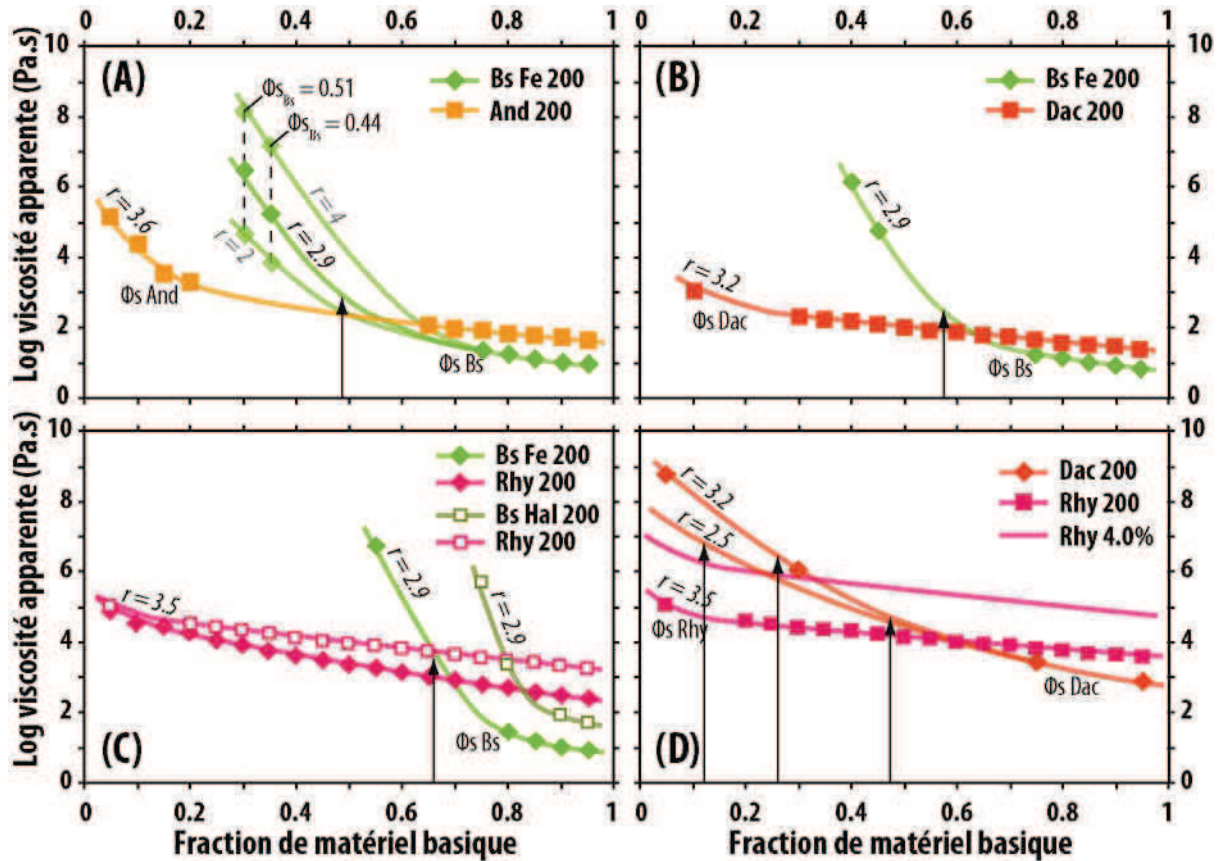


Figure IX- 5 : évolution de la viscosité des magmas (composant le réservoir et injecté) selon la fraction de magma injecté, et après avoir atteint l'équilibration thermique. Dans chacun des cas, le magma injecté est le plus basique. « Φ_s » suivie de l'abréviation d'un magma correspond au début de la cristallisation du magma. Rhy 4.0 % correspond à une rhyolite non saturée en eau dont la teneur est 4.0 % pds (à 200 MPa). Les flèches indiquent la fraction de magma basique injecté minimale permettant d'atteindre les conditions rhéologiques favorables au mélange, en tenant compte de la contrainte liée au contraste de viscosité maximum ($\Delta \log \eta = 0.3$ Pa.s).

1.2.2. Rôle de l'eau

Il est possible de réduire la fraction de magma basique injecté nécessaire pour réunir les conditions favorables au mélange, en diminuant la concentration en eau du magma felsique, ce qui a pour effet d'augmenter sa viscosité. Si l'on considère l'injection de dacite dans un réservoir rhyolitique, la fraction requise passe de 0.47 à 0.26 si la concentration en eau de magma felsique est diminuée d'un tiers (4 au lieu de 6 % pds, Fig. IX-5D). Une plus faible concentration en eau peut provenir de la pression plus faible (réservoir moins profond), mais agira également sur la saturation en eau du magma basique. Le dégazage du réservoir est une autre solution, envisageable, par exemple, après une éruption. De plus, l'éruption diminue la quantité de magma dans le réservoir et la fraction de magma basique nécessaire pour obtenir les conditions de mélange est plus facile à obtenir. Si l'on minimise la viscosité relative du magma injecté en abaissant le rapport de forme moyen des cristaux

du magma injecté à $r \approx 2.5$ (proche de la valeur concernant la dacite faiblement cristallisée, Fig. IX-4), une fraction de 0.12 est suffisante pour obtenir des conditions rhéologiques favorables au mélange.

1.2.3. Effet du taux de cristallisation et du rapport de forme des cristaux

Frost & Mahood (1987) suggèrent que 2 magmas liquides peuvent s'homogénéiser quelque soit le rapport de volume entre les 2 termes, ou quelque soit la fraction de magma basique injecté. Cependant, les expériences sur les magmas secs et vitreux ne confirment pas cette idée. En effet, aucun mélange ne s'est produit entre les 2 verres surfondus (haplotalite et dacite vitreuses, chapitre « Données mécaniques des matériaux de départ et échantillons mixtes »). L'hypothèse de Frost & Mahood (1987) est donc à compléter : 2 magmas liquides sont susceptibles de se mélanger en dessous d'une viscosité maximale, mais leur mélange n'est pas assuré par leur état liquide.

Bien que leur viscosité n'ait pu être mesurée, l'haplotalite vitreuse et le basalte largement fondu ($\Phi_s \approx 0.13$) à 1200°C ont produit des textures de mélange, et ce à une faible quantité de déformation ($\gamma = 1.3$; Fig. VIII-11). En conséquence, une faible fraction cristalline est propice au mélange de magmas. Ceci requiert une température élevée dans le réservoir qui peut être obtenue par une large fraction d'intrusion, ou par le maintien de la température élevée par une réalimentation fréquente (voir plus loin). D'après Sparks & Marshall (1986), le mélange complet ne peut avoir lieu qu'avec des magmas liquides. Cette idée ne peut être discutée davantage à partir des expériences de ce travail au cours duquel des quantités de déformation limitées ont été explorées, dans des conditions où le basalte était encore légèrement cristallisé. En revanche, rien ne vient la contredire.

La composition chimique des magmas joue un second rôle concernant leur possibilité de mélange, en influant la nature des cristaux qui se développent, et leur rapport de forme. En effet, comme expliqué précédemment, le rapport de forme des différents cristaux joue un rôle non négligeable sur la viscosité, et donc sur les capacités de mélange : une fraction d'environ 0.6 est nécessaire pour atteindre les conditions favorables au mélange avec une andésite si le basalte cristallise des minéraux allongés (par exemple, des plagioclases, $r \approx 4$), tandis que 0.4 suffit si le basalte cristallise des minéraux ayant un rapport de forme moins élevé ($r \approx 2$, comme olivine et clinopyroxène, par exemple, Fig. IX-5A).

1.2.4. Rôle des bulles

Enfin, les bulles ont un rôle potentiel qu'il ne faut pas négliger. L'influence des bulles sur la viscosité varie selon la valeur du nombre capillaire Ca (rapport entre la contrainte cisailante et la tension de surface, Annexe A). Les valeurs de Ca faibles caractérisent des bulles sphériques qui augmentent la viscosité en résistant à l'écoulement (Stein & Spera, 1992). A l'inverse, les bulles se déformant facilement (nombre capillaire élevé) abaissent la viscosité en s'alignant dans la direction de l'écoulement (Bagdassarov & Dingwell, 1992). Lejeune et al. (1999) ne constatent pas de changement significatif de viscosité jusqu'à une porosité de 32 %. Cependant, l'expérience PP316 déformant des enclaves basiques dans un verre haplotalitique poreux ($\Phi_g \approx 12$ % en volume) donne une viscosité de 0.6 unité log en dessous du verre à porosité nulle, cette différence pouvant être reliée en première approximation avec la présence de bulles (Fig. VIII-20). Qualitativement, la porosité est supposée augmenter dans le magma basique lors de la cristallisation, et, à l'inverse, diminuer dans le magma différencié. La porosité aurait donc tendance à réduire la fraction de magma basique requise pour le mélange, mais son effet est rapidement masqué par l'effet de la cristallisation dont elle provient. C'est

pourquoi la porosité ne fut pas prise en compte dans les calculs montrés en Figure IX-5. En revanche, Pistone et al. (2013) ont récemment mesuré la viscosité de magmas felsiques partiellement cristallisés, hydratés, et dotés d'une fraction gazeuse, et proposent que la présence de 9 % en volume de bulles diminue la viscosité apparente de 4 ordres de grandeurs. Cependant, la comparaison entre ces résultats et ceux de Caricchi et al. (2007) montre qu'une telle fraction gazeuse n'entraîne pas autant d'effet sur la viscosité relative (Fig. IX-6). De plus, Pistone et al. (2013) utilisent des magmas légèrement moins cristallisés (~5 % en volume) qu'ils déforment à des taux de cisaillement plus élevés, ce qui diminue la viscosité relative (*shear thinning behavior*). En conclusion, l'effet de ~9 % en volume de bulles diminue la viscosité relative de 1 ordre de grandeur tout au plus, et corrobore les observations faites concernant la déformation d'enclaves dans un magma poreux (voir Fig. VIII-20 dans le chapitre « Données mécaniques sur les matériaux de départ et échantillons mixtes »). Toutefois, les textures diktytaxitiques typiques du bord des enclaves basiques rapidement refroidies dans le magma hôte ont des fractions gazeuses relativement importantes, atteignant 33 % en volume (par exemple, Eichelberger, 1980), et sont donc susceptibles de diminuer considérablement (plus d'un ordre de grandeur) leur viscosité. Ceci reste à être testé expérimentalement.

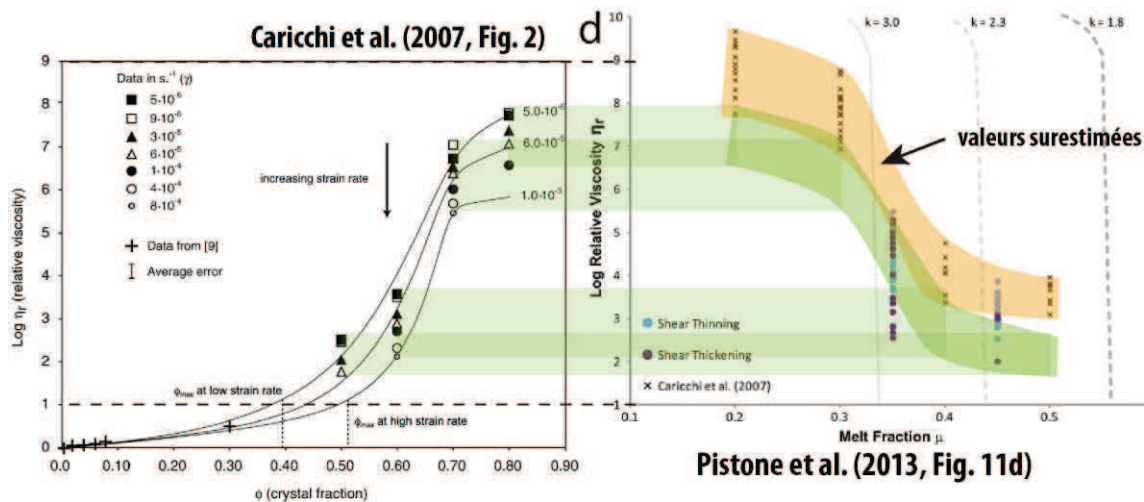


Figure IX- 6 : viscosité relative de magmas dont les porosités sont de ~0 Caricchi et al., 2007) et 0.09 (Pistone et al., 2013).

1.3. Contraintes naturelles sur les taux de recharge

1.3.1. Fraction de magma injecté

Des proportions de magma injecté dans des systèmes naturels ont été estimées à partir de proportions de cristaux, et par équilibre de masses. Par exemple, la recharge précédant l'éruption du Vésuve en 1944 est estimée à 0.05 km³, correspondant à ~60 % du volume du réservoir (Morgan et al., 2004). Elle est donc cohérente avec les textures de mélange observées dans ces produits (Civetta, et al., 1991 ; Cioni et al., 1995). L'éruption minoenne résulte, selon Druitt et al. (2012) de l'injection de 15 à 40 % de dacite dans un réservoir rhyolitique et est proche de la valeur calculée ici dans certaines conditions. Concernant l'éruption de 1929 à Komagatake (Japon), Takeuchi & Nakamura (2001) ont calculé la proportion de magma injecté entre 20 et 40 %. Les produits de ces 2 dernières éruptions sont considérés par les auteurs comme des hybrides, donc des roches largement mélangées. En revanche, d'autres produits volcaniques comportant des figures de mélanges résultent de la recharge de magma en plus faibles proportions. En se basant sur la proportion de xénocristaux d'olivines et d'inclusions basiques, Anderson (1976) estime des fractions de magma basaltique injecté inférieures à 40 %, qui

ont pourtant permis le mélange avec les magmas de réservoirs felsiques (dacite, rhyolite), produisant les 12 andésites étudiées. Les conditions rhéologiques favorables aux mélanges semblent donc être atteintes avec des fractions de magma injecté plus faibles que la plupart des valeurs calculées ici, en particulier dans le cas d'un basalte rechargeant un réservoir relativement différencié. Quelques hypothèses permettent de diminuer la fraction minimale d'injection, autre que le rapport de forme ou la non saturation en eau du magma felsique discutés ci-dessus. Tout d'abord, la fraction calculée considère le volume du réservoir. Or, rien ne prouve que l'injection affecte l'entière du réservoir. Il faudrait donc prendre en compte les géométries de l'intrusion et du réservoir, ainsi que les échelles de temps du refroidissement de l'injection. Le cas d'une intrusion excentrée dans le réservoir (intrusion en périphérie de réservoir) n'est pas favorable aux conditions de mélange. En effet, l'encaissant étant plus froid que le réservoir, l'intrusion serait encore plus rapidement refroidie. En revanche, si la masse du réservoir tamponne en partie la température d'équilibre, le refroidissement de l'injection n'est pas forcément immédiat. En d'autres termes, la vitesse de refroidissement de l'injection semble importante : lors de la recharge, de forts gradients de température sont provoqués dans le magma hôte et la température locale varie entre celle de l'intrusion et celle du réservoir. Pendant une certaine durée (entre l'injection et le moment où la température d'équilibre est atteinte), les conditions favorables au mélange de magmas sont réunies, atteignant localement une fraction élevée (> 0.5) de magma injecté. Cette durée est peut-être un paramètre critique permettant le mélange de magmas et/ou l'éruption volcanique, et dépend du taux d'injection de magma dans le réservoir. En effet, les calculs de température d'équilibre développés ici sont basés sur les principes de Sparks & Marshall (1986) et considèrent une injection non dimensionnée dans le temps.

1.3.2. Vitesse d'injection

Les taux d'injection de magma calculés à partir des produits émis varient largement. Par exemple, le taux de recharge de dacite ayant précédé l'éruption minoenne est estimé entre $\sim 1 \cdot 10^{-2}$ et $\sim 5 \cdot 10^{-2} \text{ km}^3/\text{a}$ (Cottrell et al., 1999 ; Druitt et al., 2012). Ce taux est basé sur un volume de réservoir d'environ 30 km^3 et sur la durée de rééquilibration des bordures de minéraux dans les nouvelles conditions imposées par la recharge de $\sim 20 \%$ de dacite. Le taux d'injection précédant l'éruption du Vésuve en 1944 est estimée à $\sim 9 \cdot 10^{-4} \text{ km}^3/\text{a}$ (Morgan et al. 2004), proche de celui de la montagne Pelée, concernant l'éruption de 65 ka avoisinant $5 \cdot 10^{-4} \text{ km}^3/\text{a}$ (Annen et al., 2008). Pappalardo et al. (2008) estiment le taux d'injection précédant l'éruption d'ignimbrites campaniennes (39 ka) entre 10^{-3} et $10^{-2} \text{ km}^3/\text{a}$. Ces éruptions sont comparables aux grandes éruptions du Ceboruco (Mexique) et de Long Valley Caldera (Californie) dont les taux d'injections respectifs sont calculés à 6 et $3 \text{ km}^3/\text{a}$ (Chertkoff & Gardner, 2004 ; Wark et al., 2007). Les exemples cités concernent des produits d'éruptions comportant tous des figures de mélange, et définissent une large gamme de taux d'injection qui ne se distingue cependant pas des éruptions sans produits de mélange (par exemple Huckleberry Tuff – 2 Ma, Yellowstone, $\sim 2 \cdot 10^{-2} \text{ km}^3/\text{a}$, Bindman & Valley, 2001). Toutefois, des magmas parfaitement mélangés ne laissent aucun témoin de mélange, et il peut s'avérer difficile de détecter leur mélange. De Saint Blanquat et al. (2011) reportent les taux d'injection calculés de 35 systèmes volcaniques et plutoniques, la majorité étant issue du contexte d'arc. Les 2 types de systèmes ont des taux d'injection dont les champs se recouvrent, variant entre $\sim 10^{-4}$ et $1 \text{ km}^3/\text{a}$. Par conséquent, il ne semble pas y avoir de corrélation entre le taux d'injection et le type de mise en place (plutonique/volcanique) du magma. En revanche, si le taux d'injection est trop faible, le magma refroidit rapidement et ne peut maintenir le réservoir à une température permettant des processus magmatiques (Sparks & Marshall, 1986 ; Annen & Sparks, 2002). Par conséquent, le style et la

fréquence de recharge déterminent probablement le maintien de la température élevée d'une chambre, et, par suite, les conditions propices au mélange ou à l'éruption.

1.4. Occurrence des figures de mélanges

Les conditions pré-éruptives de 78 produits volcaniques (sur 104) montrant des textures de mélange sont comparées avec celles des expériences présentées dans ce travail (Fig. IX-7A). Le champ de conditions favorables au mélange est en accord avec le seuil de viscosité maximal déterminé expérimentalement ($\text{Log } \eta \approx 7.4 \text{ Pa.s}$). En revanche, des mélanges ont été produits à des températures plus basses, jusqu'à 700°C dans la nature contre 950°C lors de nos expériences. La Figure IX-7A montre clairement que la composition chimique des magmas se mélangeant est corrélée à la température (enveloppes de couleur marron à rouge, Fig. IX-7A). En effet, des mélanges incluant des magmas dont la concentration en SiO_2 est inférieure à 54 % pds n'ont pas eu lieu à des températures inférieures à 1000°C. Les magmas les plus basiques peuvent se mélanger à haute température uniquement. Des expériences impliquant des magmas plus felsiques aurait vraisemblablement produits des mélanges à des températures plus basses.

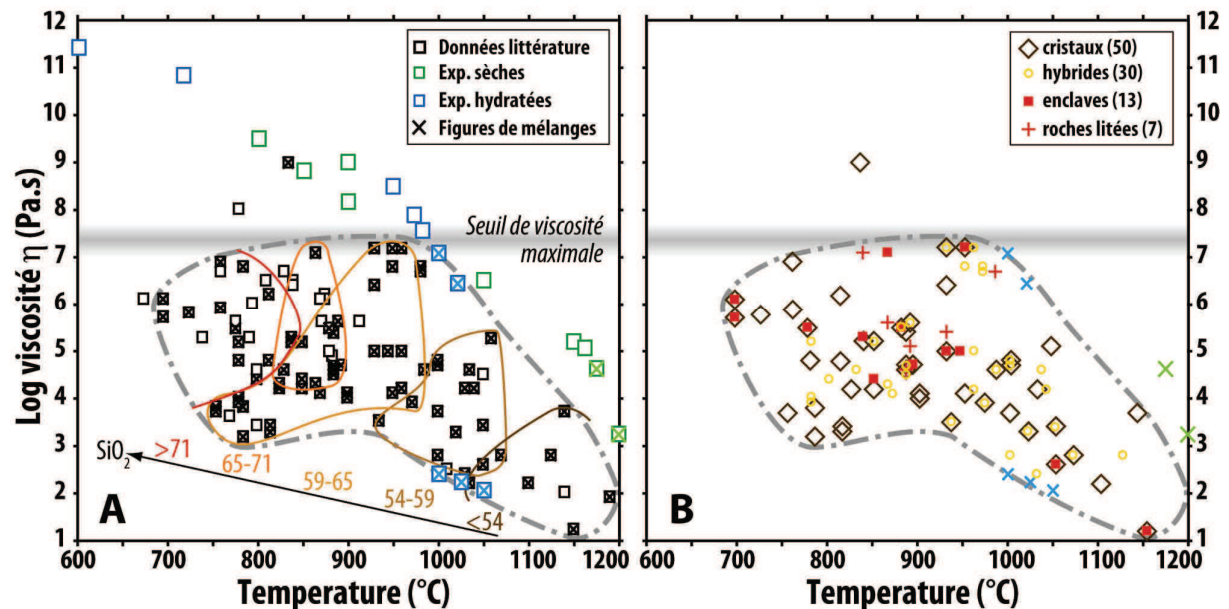


Figure IX- 7 : (A) Viscosité de produits de 104 éruptions volcaniques comparées aux expériences de cette étude, parmi lesquelles des figures de mélange sont observées. Les données proviennent de Scaillet et al., 1998 ; Takeuchi, 2011 et Andujar & Scaillet, 2012. Les nombres indiquent la concentration en SiO_2 (% pds). (B) Viscosité des produits contenant des figures de mélange classées selon le type de mélange.

Les différentes figures de mélange parmi ces produits ont été classées selon 4 types, et sont également présentées dans le même genre de graphique (Fig. IX-7B). Ces 4 types sont des cristaux (en déséquilibre dans leur hôte, ou présentant des textures interprétées comme résultant de mélange, et les inclusions vitreuses qu'ils peuvent comporter), des roches hybrides, des enclaves et des roches litées (*banded pumices*).

1.4.1. Cristaux

Les travaux concernant ces 78 cas citent les cristaux comme témoins les plus fréquents de mélange entre différents magmas (64 % des éruptions étudiées ici). Certains cristaux traduisent le mélange entre des magmas (cristaux en déséquilibre dans leur magma hôte), d'autres accompagnent les figures de mélange par des textures de résorption, surcroissance ou zonation. Par conséquent, ils

documentent précisément les conditions qu'ils ont enregistrées et sont des outils efficaces, ce qui explique leur utilisation fréquente. Cependant, les cristaux, en particulier les cristaux en déséquilibre, synonymes d'interaction de magmas, sont présents dans les roches quelque soit l'intensité du mélange. Ils sont observés dans les roches intermédiaires après mélanges complets, comme dans des roches où le mélange a été interrompu (dilacération d'enclave, remplacement ou évolution du liquide...). Ils ne traduisent donc pas forcément les conditions induites par la fraction de magma injecté. La plupart du temps, les cristaux sont accompagnés d'autres textures de mélange.

1.4.2. Roches hybrides

Les roches hybrides sont des témoins de mélange relativement fréquents (environ 40 % des éruptions étudiées comportant des mélanges). Les cristaux et les roches hybrides forment une population occupant quasiment toute la gamme de température dans lesquelles les mélanges ont été observés (Fig. IX-7B). En revanche, les roches hybrides définissent un champ de température plus restreint. Ceci vient vraisemblablement de leur origine : ce sont des roches intermédiaires qui proviennent de l'interaction entre magmas, réduisant donc les caractères extrêmes (composition, température...).

1.4.3. Roches litées

Les roches litées, à conditions qu'elles soient issues du mélange de magmas, représentent 7 cas parmi les 78 éruptions présentant des figures de mélange. Elles occupent une gamme de viscosité comprise entre 10^5 et 10^7 Pa.s, définissant un champ restreint de conditions par rapport aux autres types de figures de mélange (Fig. IX-7B). Si les roches litées sont produites dans les conditions pré-éruptives déterminées par équilibre de phases, il semble qu'elles ne se forment pas à des viscosités inférieures à 10^5 Pa.s. Elles rappellent les textures observées à des viscosités similaires dans les extrusions de 2 expériences (PP261 et PP295), où des filaments relativement cristallisés alternent les compositions évoluées et basiques (Chapitre « Interaction entre des magmas hydratés »). Ces textures peuvent provenir de mélanges malgré une fraction cristalline élevée (supérieure à la transition rhéologique observée), à des stades tardifs tels que dans le conduit volcanique. Ces textures de mélange sont alors la conséquence d'une éruption et non la cause (Bacon & Druitt, 1988 ; Civetta et al., 1991 ; Cioni et al., 1995 ; Hildreth & Fierstein, 2000 ; Larsen, 2006 ; Sato & Sato, 2009). La formation de roches litées est possible tant que les magmas (basique et évolué) peuvent être dilacérés. Ainsi, l'injection de magma basique, même en faible proportion, est propice à la formation de rubanement magmatique. Dans l'hypothèse de l'injection d'une grande fraction de magma basique, le mélange complet est censé avoir lieu. En conséquence, le litage magmatique peut traduire une faible proportion de magma basique dont le mélange avec le constituant felsique a été interrompu par l'éruption, traduisant un temps de résidence court dans la chambre.

1.4.4. Enclaves

Des enclaves ont été décrites dans 13 des 104 éruptions décrites ci-dessus. Cette proportion paraît faible par rapport à leur fréquence dans les roches magmatiques naturelles, notamment dans les roches plutoniques (par exemple Phillips, 1880 ; Barbarin, 1990 ; Didier & Barbarin 1991). Cependant, les 104 roches de la littérature étudiée dans cette section sont des roches volcaniques uniquement. En conséquence, la base de données de la Figure IX-7 ne représente pas la proportion réelle d'enclaves dans les magmas. Les enclaves traduisent également un mélange inachevé, malgré l'incorporation et la dispersion de magma basique dans son hôte. Elles sont vraisemblablement issues

d'une faible fraction de magma basique injecté. Leur fréquence dans les roches plutoniques suggère alors que la fraction de magma basique rechargeant un réservoir est généralement faible.

2. PERSPECTIVES

La déformation de magmas chimiquement contrastés secs ou hydratés et sous conditions contrôlées a permis de clarifier certains points concernant le mélange de magmas, notamment les conditions rhéologiques favorables aux mélanges et les mécanismes à l'origine de leurs textures. Les expériences menées dans cette étude n'ont pas produit de textures de mélange aux températures les plus froides ($T < 950^{\circ}\text{C}$). La cristallinité basse de magmas plus felsiques que le basalte étudié permettrait sans doute le mélange jusqu'à 700°C , hypothèse qu'il serait intéressant de vérifier expérimentalement.

Les enclaves sont des objets courants dans les roches magmatiques, et fournissent potentiellement beaucoup d'information sur l'écoulement du magma à l'origine des enclaves, le magma hôte, voire les 2. Cependant, la pertinence de l'information potentielle révélée par les enclaves est remise en cause par une partie des travaux présentés dans ce mémoire. En effet, il semble difficile de déformer les enclaves dans un magma relativement visqueux, ce qui suggère que la forme des enclaves provient de leur déformation au début de l'intrusion de magma dans le réservoir. Il devient donc crucial de définir précisément les capacités de déformation des enclaves pour comprendre l'origine de leur déformation et utiliser convenablement les informations qu'elles révèlent.

L'influence de la porosité sur la viscosité des magmas a été testée expérimentalement à plusieurs reprises, mais essentiellement sur des magmas non cristallisés. Une perspective intéressante est le rôle de la porosité sur les capacités de mélange entre des magmas partiellement cristallisés ? Par exemple, la porosité d'une enclave en cours de cristallisation peut-elle diminuer sa viscosité pour être déformée avec le magma hôte ? L'étude des enclaves contenues dans les produits de Montserrat semble supporter cette hypothèse, et renforce l'importance de la caractérisation du comportement de magmas tri-phasés.

Enfin, une des principales implications des capacités de mélange concernant le magmatisme d'arc est l'importante fraction de magma basique injecté nécessaire au mélange complet permettant l'homogénéisation du réservoir. La fréquence de produits andésitiques issus du mélange entre différents magmas montre que le taux de recharge de la plupart des réservoirs, en contexte d'arc, est relativement élevé, ou bien que le mélange est permis dans des conditions qui n'ont pas été prises en compte dans cette étude. Ces conditions peuvent résulter du style (continu, intermittent) et de la fréquence des injections de magma chaud dans le réservoir, permettant de maintenir les magmas de ce dernier à une température élevée et faiblement cristallisés. Il se dégage de cette étude que la caractérisation de la réalimentation des réservoirs magmatiques est un aspect essentiel affectant les capacités de mélanges, et également le potentiel éruptif de magmas.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Albarède, F. (1998). The growth of continental crust. *Tectonophysics* **296**, 1-14.
- Albertz, M., Paterson, S.R., Okaya, D. (2005). Fast strain rates pluton emplacement: Magmatically folded leucocratic dikes in aureoles of the Mount Stuart Batholith, Washington, and the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geological Society of America Bulletin* **117**, 450-465.
- Alibert, C., Delbove, F. (1980). Données préliminaires sur le rôle de l'eau dans la diffusion chimique entre rhyolite et phonolite fondues à 900°C sous une pression d'eau de 4 kbars. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **291**, 789-792.
- Anderson, A.T. (1976). Magma mixing: petrological process and volcanological tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **1**, 3-33, doi:10.1016/0377-0273(76)90016-0.
- Andújar, J., Scaillet, B. (2012). Relationships between pre-eruptive conditions and eruptive styles of phonolites-trachyte magmas. *Lithos*, doi:10.1013/j.lithos.2012.05.009.
- Andújar, J., Scaillet, B., Druitt, T.H., Pichavant, M. (in preparation for *Journal of Petrology*). Differentiation conditions of a basaltic magma from Santorini and its bearing on basaltic-andesite to andesitic magma production.
- Annen, C., Sparks, R. S. J. (2002). Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth and Planetary Science Letters* **203** (3), 937-955.
- Annen, C., Pichavant, M., Bachmann, O., Burgisser, A. (2008). Conditions for the growth of a long-lived shallow crustal magma chamber below Mount Pelee volcano (Martinique, Lesser Antilles Arc). *Journal of Geophysical Research* **113** (B7), B07209.
- Annen, C. (2009). From plutons to magma chambers : Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth and Planetary Science Letters* **284**, 409-416.
- Appel, P.W.U., Polat, A., Frei, R. (2009). Dacitic ocelli in mafic lavas, 3.8-3.7 Ga Isua greenstone belt, West Greenland : geochemical evidence for partial melting of oceanic crust and magma mixing. *Chemical Geology* **258**, 105-124, doi:10.1016/j.chemgeo.2008.09.011.
- Aqra, F., Ayyad, A. (2011). Theoretical temperature-dependence surface tension of pure liquid gold. *Materials Letters* **65** (14) 2124-2126.
- Arbaret, L., Mancktelow, N. S., Burg, J. P. (2001). Effect of shape and orientation on rigid particle rotation and matrix deformation in simple shear flow. *Journal of Structural Geology* **23** (1), 113-125.

- Arbaret, L., Bystricky, M., Champallier, R. (2007). Microstructures and rheology of hydrous synthetic magmatic suspensions deformed in torsion at high pressure. *Journal of Geophysical Research* **112** (B10208), 1-24.
- Armienti, P., Barberi, F., Bizouard, H., Clocchiatti, R., Innocenti, F., Metrich, N., Rosi, M., Sbrana, A. (1983). The phlegraean fields: Magma evolution within a shallow chamber. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **17** (1-4), 289-311, DOI: 10.1016/0377-0273(83)90073-2.
- Arzi, A.A. (1978). Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics* **44**, 173-184.
- Asrat, A., Barbey, P., Ludden, J. N., Reisberg, L., Gleizes, G., Ayalew, D. (2004). Petrology and isotope geochemistry of the Pan-African Negash Pluton, Northern Ethiopia: Mafic-Felsic magma interactions during the construction of shallow-level calc-alkaline plutons. *Journal of Petrology* **45** (6), 1147-1179.

B

- Bachmann, O., Bergantz, G. (2006). Gaz percolation in upper-crustal silicic crystal mushes as a mechanism for upward heat advection and rejuvenation of near-solidus magma bodies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **149**, 85-102.
- Bacon, C. R. (1986). Magmatic Inclusions in Silicic and Intermediate Volcanic Rocks. *Journal of Geophysical Research* **91** (B6), 6091-6112, doi:10.1029/JB091iB06p06091.
- Bacon, C. R., Druitt, T. H. (1988). Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **98** (2), 224-256.
- Bagdassarov, N., Pinkerton, H. (2004). Transient phenomena in vesicular lava flows based on laboratory experiments with analogue materials. *Journal of volcanology and geothermal research* **132** (2), 115-136.
- Bagdassarov, N., Dorfman, A. (1998). Granite rheology: magma flow and melt migration. *Journal of the Geological Society* **155** (5), 863-872.
- Bagdassarov, N. S., Dingwell, D. B. (1992). A rheological investigation of vesicular rhyolite. *Journal of volcanology and geothermal research*, **50** (3), 307-322.
- Bailey, E.B., McCallien, W.J. (1956). Composite minor intrusion and the Slieve Gullion complex, Ireland. *Liverpool Manchester Geological Journal* **6**, 466-501.
- Barbarin, B. (1990). Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. *Journal of Geophysical Research* **95**, 17 747-17 756.

- Barbarin, B., Didier, J. (1992). Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: earth sciences* **83** (1-2), 145-153.
- Barbarin, B. (2005). Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* **80**, 155-177.
- Barbey, P., Nachit, H., Pons, J. (2001). Magma-host interactions during differentiation and emplacement of a shallow-level, zoned granitic pluton (Tarçouate pluton, Morocco): implications for a magma emplacement. *Lithos* **58**, 125-143.
- Barbey, P., Gasquet, D., Pin, C., Bourgeix, A.L. (2008). Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: The Budduso pluton (Sardinia). *Lithos* **104**, 147-163.
- Barbey, P. (2009). Layering and schlierens in granitoids: a record of interactions between magma emplacement, crystallization and deformation in growing plutons. *Geologica Belgica* **12**, 109-133.
- Barclay, J., Rutherford, M. J., Carroll, M. R., Murphy, M. D., Devine, J. D., Gardner, J., Sparks, R. S. J. (1998). Experimental phase equilibria constraints on pre-eruptive storage conditions of the Soufrière Hills magma. *Geophysical Research Letters* **25** (18), 3437-3440.
- Barclay, J., Herd, R. A., Edwards, B. R., Christopher, T., Kiddle, E. J., Plail, M., Donovan, A. (2010). Caught in the act: Implications for the increasing abundance of mafic enclaves during the recent eruptive episodes of the Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Geophysical Research Letters* **37** (19), L00E09.
- Barnhoorn, A., Bystricky, M., Kunze, K., Burlini, L., Burg, J.P. (2005). Strain localization in biminerale rocks: Experimental deformation of synthetic calcite-anhydrite aggregates. *Earth and Planetary Science Letters* **240**, 748-763.
- Batchelor, G.K. (1967). An introduction to Fluid Dynamics. *Cambridge University Press*, pp. 615.
- Bateman, R. (1995). The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers. *Earth-Science Reviews* **39** (1), 91-106.
- Baxter, P. J., Bonadonna, C., Dupree, R., Hards, V. L., Kohn, S. C., Murphy, M. D., Vickers, B. P. (1999). Cristobalite in volcanic ash of the Soufrière Hills volcano, Montserrat, British West Indies. *Science* **283** (5405), 1142-1145.
- Baxter, S., Feely, M. (2002). Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineralogy and Petrology* **76**, 63-74.
- Bébian, J., Gagny, C., Tanani, S. S. (1987). Les associations de magmas acides et basiques: des objets fractals?. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* **305** (4), 277-280.
- Bergantz, G.W. (2000). On the dynamics of magma mixing by reintrusion: implication for pluton assembly processes. *Journal of Structural Geology* **22**, 1297-1309.
- Berndt, J., Koepke, J., Holtz, F. (2005). An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa. *Journal of Petrology* **46**, 135-167.
- Bindeman, I. N., Valley, J. W. (2001). Low- $\delta^{18}\text{O}$ rhyolites from Yellowstone: Magmatic evolution based on analyses of zircons and individual phenocrysts. *Journal of Petrology* **42** (8), 1491-1517.
- Blake, D.H., Elwell, R.W.D., Gibson I.L., Skelhorn, R.R., Walker, G.P.L. (1965). Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Quarterly Journal of Geology Society of London* **121**, 31-43.
- Blake, D.H. (1966). The net-veined complex of the Austurhorn intrusion, southeastern Iceland. *Journal of Geology* **74**, 891-907.
- Blake, S. (1981). Volcanism and the dynamics of open magma chambers. *Nature* **289**, 783-785.
- Blake, S. (1984). Magma mixing and hybridization processes at the alkalic, silicic, Torfajökull central volcano triggered by tholeiitic Veidivotn fissuring, south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **22** (1-2), 1-31, DOI: 10.1016/0377-0273(84)90033-7.
- Blake, S., & Campbell, I. H. (1986). The dynamics of magma-mixing during flow in volcanic conduits. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **94** (1), 72-81.
- Blake, S., Ivey, G.N. (1986). Magma-mixing and the dynamics of withdrawal from stratified reservoirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **27** (1-2), 153-178, DOI: 10.1016/0377-0273(86)90084-3.
- Blundy, J.D., Sparks, R.S.J. (1992). Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy. *Journal of Petrology* **33**, 1039-1104.
- Botcharnikov, R. E., Almeev, R. R., Koepke, J., Holtz, F. (2008). Phase relations and liquid lines of descent in hydrous ferrobasalt—implications for the Skaergaard intrusion and Columbia River flood basalts. *Journal of Petrology* **49** (9), 1687-1727.
- Bottinga, Y., Richet, P. (1995). Silicate melts: The “anomalous” pressure dependence of the viscosity. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59** (13), 2725-2731.
- Bowen, N.L. (1915). The later stages of the evolution of igneous rocks. *Journal of Geology Supplementary* **23**, 1-91.
- Brearely, M., Dickinson, J. E., Scarfe, C. M. (1986). Pressure dependence of melt viscosities on the join diopside-albite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **50** (12), 2563-2570.
- Brower, H.A. (1921). Sur les dômes volcaniques de l'archipel Malais. *Z. Vulkanologie* **6**, 37-46.
- Browne, B.L., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, T.A., Uto, K., Hoshizumi, H. (2006). Magma mingling as indicated by texture and Sr / Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen volcano,

- SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **154** (1-2), 103-116, DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2005.09.022.
- Bunsen, R. (1851). Über die prozesse der vulkanischen Gesteinbildungen Island. *Annals Physics and Chemistry* **83**, 197-272.
- C**
- Cadoux, A., Scaillet, B., Druitt, T.H. (en préparation). Storage conditions of major plinian eruptions of Santorini Volcano.
- Calanchi, N., De Rosa, R., Mazzuoli, R., Rossi, P., Santacroce, R., Ventura, G. (1993). Silicic magma entering a basaltic magma chamber: eruptive dynamics and magma mixing — an example from Salina (Aeolian islands, Southern Tyrrhenian Sea). *Bulletin of Volcanology* **55** (7), 504-522.
- Caricchi, L., Burlini, L., Ulmer, P., Gerya, T., Vassalli, M., Papale, P. (2007). Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. *Earth and Planetary Science Letters* **264**, 402-419.
- Caricchi, L., Annen, C., Rust, A., Blundy, J. (2012). Insights into the mechanisms and timescales of pluton assembly from deformation patterns of mafic enclaves. *Journal of Geophysical Research* **117**, B11.
- Carroll, M., Wyllie, P.J. (1989). Granite melt convecting in an experimental micro-magma chamber at 1050°C, 15 kbar. *European Journal of Mineralogy* **1**, 249-260.
- Castro, A., De La Rosa, J.D., Stephens, W.E. (1990). Magma mixing in the subvolcanic environment: petrology of the Gerena interaction zone near Seville, Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **106**, 9-26, Doi:10.1007/BF00306405.
- Champallier, R., Bystricky, M., Arbaret, L. (2008). Experimental investigation of magma rheology at 300 MPa: From pure hydrous melt to 76 vol.% of crystals. *Earth and Planetary Science Letters* **267** (3-4), 571-583.
- Chertkoff, D., Gardner, J. (2004). Nature and timing of magma interactions before, during, and after the caldera-forming eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. *Contributions to mineralogy and Petrology* **146** (6), 715-735.
- Cimarelli, C., Costa, A., Mueller, S., Mader, H. M. (2011). Rheology of magmas with bimodal crystal size and shape distributions: Insights from analog experiments. *Geochemistry Geophysics Geosystems* **12** (7), Q07024.
- Civetta, L., Galati, R., Santacroce, R. (1991). Magma mixing and convective compositional layering within the Vesuvius magma chamber. *Bulletin of Volcanology* **53** (4), 287-300, DOI: 10.1007/BF00414525.
- Civetta, L., Orsi, G., Pappalardo, L., Fisher, R.V., Heiken, G., Ort, M. (1997). Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes—the Campanian ignimbrite, Campi Flegrei Caldera, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **75**, 183-219, doi:10.1016/S0377-0273(96)00027-3.
- Clarke, D.B., Grujic, D., McCuish, K.L., Sykes, J.C.P., Tweedale, F.M. (sous press). Ring schlierens: description and interpretation of field relations in the Halifax pluton, South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Journal of Structural Geology*.
- Clynne, M.A. (1999). A Complex Magma Mixing Origin for Rocks Erupted in 1915, Lassen Peak, California. *Journal of Petrology* **40** (1), 105-132, doi: 10.1093/ptro/40.1.105.
- Coombs, M.C., Eichelberger, J.C., Rutherford, M.J. (2002). Experimental and textural constraints in mafic enclave formation in volcanic rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **119**, 125-144, doi:10.1016/S0377-0273(02)00309-8.
- Costa, F., Scaillet, B., Pichavant, M. (2004). Petrological and experimental constraints on the pre-eruption conditions of Holocene dacite from Volcán San Pedro (36°S, Chilean Andes) and the importance of sulphur in silicic subduction-related magmas. *Journal of Petrology* **45**, 855-881.
- Costa, F., Coogan, L. A., Chakraborty, S. (2010). The time scales of magma mixing and mingling involving primitive melts and melt–mush interaction at mid-ocean ridges. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **159** (3), 371-387.
- Cottrell, E., Gardner, J. E., Rutherford, M. J. (1999). Petrologic and experimental evidence for the movement and heating of the pre-eruptive Minoan rhyodacite (Santorini, Greece). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **135** (4), 315-331.
- Couch, S., Sparks, R. S. J., Carroll, M. R. (2001). Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature* **411** (6841), 1037-1039.
- Coulon, C., Clocchiatti, R., Maury, R., Westercamp, D. (1984). Petrology of basaltic xenoliths in andesitic to dacitic host lavas from Martinique (Lesser Antilles): evidence for magma mixing. *Bulletin of Volcanology* **47**, 705-734.
- D**
- Davi, M., Berhens, H., Vetere, F., De Rosa, R., (2009). The viscosity of latitic melts from Lipari (Aeolian Islands, Italy): Inference on mixing-mingling processes in magmas. *Chemical Geology* **259**, 89-97.
- Davi, M., De Rosa, R., Holtz, F. (2010). Mafic enclaves in the rhyolitic products of Lipari historical eruptions; relationships with the coeval Vulcano magmas (Aeolian Islands, Italy). *Bulletin of Volcanology* **72** (8), 991-1008, DOI: 10.1007/s00445-010-0376-5.

- De Campos, C. P., Dingwell, D. B., Fehr, K. T. (2004). Decoupled convection cells from mixing experiments with alkaline melts from Phlegrean Fields. *Chemical geology* **213** (1), 227-251.
- De Campos, C.P., Dingwell, D.B., Perugini, D., Civetta, L., Fehr, T.K. (2008). Heterogeneities in magma chambers: Insights from the behavior of major and minor elements during mixing experiments with natural alkaline melts. *Chemical Geology* **256**, 131-145.
- De Campos, C.P., Perugini, D., Ertel-Ingrisch, W., Dingwell, D.B., Poli, G. (2011). Enhancement of magma mixing efficiency by chaotic dynamics :an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **161**, 863-881.
- De Lapparent, J. (1913). Les enclaves du Mont Haya en pays basque. *Bulletins de la Société Minéralogique de France* **36**, 146-172.
- De Rosa, R., Mazzuoli, R., Ventura, G. (1996). Relationships between deformation and mixing processes in lava flows: a case study from Salina (Aeolian Islands, Tyrrhenian Sea). *Bulletin of Volcanology* **58**, 286-297, DOI: 10.1007/s004450050140.
- De Rosa, R., Donato, P., Ventura, G. (2002). Fractal analysis of mingled/mixed magmas: an example from the Upper Pollara eruption (Salina Island, southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Lithos* **65**, 299-311.
- De Rosa, R., Donato, P., Gioncada, A., Masetti, M., Santacroce, R. (2003). The Monte Guardia eruption (Lipari, Aeolian Islands): an example of a reversely zoned magma mixing sequence. *Bulletin of volcanology* **65** (7), 530-543.
- de Saint-Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., Tikoff, B. (2011). Multiscale magmatic cyclicality, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs. *Tectonophysics* **500**, 20-33.
- Deering, C. D., Cole, J. W., Vogel, T. A. (2011). Extraction of crystal-poor rhyolite from a hornblende-bearing intermediate mush: a case study of the caldera-forming Matahina eruption, Okataina volcanic complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **161** (1), 129-151.
- DePaolo, D. J., Perry, F. V., Baldrige, W. S. (1992). Crustal versus mantle sources of granitic magmas: a two-parameter model based on Nd isotopic studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* **83** (1-2), 439-446.
- Di Carlo, I. (2004). Experimental simulation of pre-eruptive conditions of "yellow pumice" – Stromboli –Aeolian arc)- Italy. PhD thesis. *Université de Palerme*, pp. 107.
- Di Carlo, I., Pichavant, M., Rotolo, S.G., Scaillet, B. (2006). Experimental crystallization of a high-K arc basalt: The golden pumice, Stromboli volcano (Italy). *Journal of Petrology* **47**, 1317-1343.
- Didier, J., Lameyre, J. (1969a). Association de granites et de diorites quartziques au Peyron, près de dBurzet (Ardèche, Massif Central français). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* **268**, 368-371.
- Didier, J., Lameyre, J. (1969b). Interprétation du gisement de enclaves des roches granitiques dans le Massif Central français. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* **268**, 1468-1469.
- Didier, J., Barbarin, B. (1991). Enclaves and granite petrology, Developments in Petrology 13, Elsevier, Amsterdam.
- Dingwell, D.B., Romano, C., Hess, K.U. (1996). The effect of water on the viscosity of a haplogranitic melt under P-T-X conditions relevant to silicic volcanism. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **124**, 19-28.
- Dingwell, D. B. (1998). The glass transition in hydrous granitic melts. *Physics of the earth and planetary interiors* **107** (1), 1-8.
- Dokukina, K.A., Konilov, A.N., Kaulina, T.V., Vladimirov, V.G. (2010). Interaction between mafic and felsic magmas in subvolcanic environment (Tastau igneous complex, eastern Kazakhstan). *Russian Geology and Geophysics* **51**(6), 625-643, DOI: 10.1016/j.rgg.2010.05.004.
- Donaldson, C.H., Brown, R.W. (1977). Refractory megacrysts and magnesium-rich melt inclusions within spinel in oceanic tholeiites: Indicators of magma mixing and parental magma composition. *Earth and Planetary Science Letters* **37**, 81-89.
- Druitt, T.H., Edwards, L., Mellors, R.M., Pyle, D.M., Sparks, R.S.J., Lanphere, M., Davies, M., Barriero, B. (1999). Santorini Volcano. *Journal of Geological Society of London*, Memoir 19, pp165.
- Druitt, T.H., Costa, F., Deloule, E., Dungan, M., Scaillet, B. (2012). Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano. *Nature* **482**, 77-80.

Σ

- Eggler, D. H. (1972). Water-saturated and under saturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **34**, 261-271.
- Eichelberger, J. C. (1975). Origin of andesite and dacite: evidence of mixing at Glass Mountain in California and at other circum-Pacific volcanoes. *Geological Society of America Bulletin* **86** (10), 1381-1391.
- Eichelberger, J.C. (1978). Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature* **275**, 21-27.
- Eichelberger, J.C. (1980). Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature* **288**, 446-450.
- Eichelberger, J.C., Izbekov, P. (2000). Eruption of andesite triggered by dike injection: Contrasting cases at Karymsky Volcano, Kamchatka and Mount Katmai, Alaska. *Royal society of London Philosophical transactions, ser. A*, **358**, 1465-1485.

- Eichelberger, J. C., Izbekov, P. E., Browne, B. L. (2006). Bulk chemical trends at arc volcanoes are not liquid lines of descent. *Lithos* **87** (1), 135-154.
- Eichelberger, J.C. (2010). Messy magma mixtures. *Nature Geoscience* **3**, 593-594, doi:10.1038/ngeo951.
- Einstein, A. (1906). Eine neue bestimmung der molekül-dimensionen. *Annales de Physique* **19**, p.289-306.
- Elwell, R.W.D. (1958). Granophyre and hybrid pipes in a doleritic layer of Slieve Gullion. *Journal of Geology* **66**, 57-71.
- Elwell, R.W.D., Skelhorn, R.R., Drysdall, A.R. (1960). Inclined granitic pipes in the diorites of Guernsey. *Geology Magazine* **97**, 89-105.
- Elwell, R.W.D., Skelhorn, R.R., Drysdall, A.R. (1962). Net-veining in the diorite of northeast Guernsey, Channel Islands. *Journal of Geology* **70**, 215-226.
- Eppich, G. R., Cooper, K. M., Kent, A. J., Koleszar, A. (2012). Constraints on crystal storage timescales in mixed magmas: Uranium-series disequilibria in plagioclase from Holocene magmas at Mount Hood, Oregon. *Earth and Planetary Science Letters* **317**, 319-330.
- Erdmann, S., Scaillet, B., Kellet, A. (2012). Textures of peritectic crystals as guides to reactive minerals in magmatic systems: new insights from melting experiments. *Journal of Petrology* **53**, 2231-2258.
- Erdmannsdörffer, O.H. (1912). Die Einschlüsse der Brockengranits. *Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie, Jahrbuch für 1911*, **32** (2), 311-380.
- Freundt, A., Schmincke, H. U. (1992). Mixing of rhyolite, trachyte and basalt magma erupted from a vertically and laterally zoned reservoir, composite flow P1, Gran Canaria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **112** (1), 1-19.
- Freundt, A., Tait, S. R. (1986). The entrainment of high-viscosity magma into low-viscosity magma in eruption conduits. *Bulletin of volcanology* **48** (6), 325-339.
- Frost, T.P., Mahood, G.A. (1987). Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geological society of America Bulletin* **99**, 272-291.
- Frost, H. J., Ashby, M. F. (1982). Deformation mechanism maps: the plasticity and creep of metals and ceramics. Pergamno Press, Oxford Oxfordshire & New York, pp 166.
- Gerbe, M.C., Thouret, J.C. (2004). Role of magma mixing in the petrogenesis of tephra erupted during the 1990–98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. *Bulletin of Volcanology* **66**, 541-561.
- Ghiorso, M. S., Sack, R. O. (1995). Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes. IV. A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated Temperatures and Pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **119**, 197-212.
- Giachetti, T., Druitt, T. H., Burgisser, A., Arbaret, L., Galven, C. (2010). Bubble nucleation, growth and coalescence during the 1997 Vulcanian explosions of Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **193** (3), 215-231.
- Gibson, I.L., Walker, G.P.L. (1963). Some composite rhyolite/basalt lavas and related composite dykes in Eastern Iceland. *Geological Association* **74**, 301-319.
- Giordano, D., Russell, J.K., and Dingwell, D.B. (2008). Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters* **271** (1-4), 123–134, doi: 10.1016/j.epsl.2008.03.038.
- Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Gray, W., Taylor, Z.T. (2004). Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chamber ? *Geological Society of America Today* **14**, 4-11.
- Grasset, O., Albarède, F. (1994). Hybridization of mingling magmas with different densities. *Earth and planetary science letters* **121** (3), 327-332.
- Green, T. H., ingwood, A. E. (1968). Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **18** (2), 105-162.

7

9

- Grove, T. L., & Kinzler, R. J. (1986). Petrogenesis of andesites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **14**, 417-454.
- Gualda, G.A.R. and Rivers, M. (2006). Quantitative 3D petrography using x-ray tomography: application to Bishop Tuff pumice clasts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **154**, 48-62.
- Guan, Q., Zhu, D. C., Zhao, Z. D., Dong, G. C., Zhang, L. L., Li, X. W., Yuan, H. L. (2012). Crustal thickening prior to 38Ma in southern Tibet: Evidence from lower crust-derived adakitic magmatism in the Gangdese Batholith. *Gondwana Research* **21** (1), 88-99.
- Hallot, E., Davy, P., de Bremond d'Ars, J., Auvray, B., Martin, H., Van Damme, H. (1996). Non-Newtonian effects during injection in partially crystallised magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal research* **71**, 31-44.
- Harker, A. (1904). The tertiary igneous rocks of Skye. *Memoirs of Geological Survey U.K.*, pp. 476.
- Hawkesworth, C. J., Kemp, A. I. S. (2006). Evolution of the continental crust. *Nature* **443** (7113), 811-817.
- Hawkesworth, C. J., Dhuime, B., Pietranik, A. B., Cawood, P. A., Kemp, A. I. S., Storey, C. D. (2010). The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society* **167** (2), 229-248.
- Hess, K.-U., Dingwell, D.B., Rossler, E. (1996). Parametrization of viscosity-temperature relations of aluminosilicate melts. *Chemical Geology* **128** (1-4), 155-163.
- Hibbard, M. J., Watters, R. J. (1985). Fracturing and diking in incompletely crystallized granitic plutons. *Lithos* **18**, 1-12.
- Hibbard, M.J. (1991). Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In Didier J. & Barbarin B. (eds) *Encalves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam, 431-444 (Dev Petrol 13).
- Hildreth, W., Fierstein, J. (2000). Katmai volcanic cluster and the great eruption of 1912. *Geological Society of America Bulletin* **112** (10), 1594-1620.
- Hodge, K. F., Carazzo, G., Jellinek, A. M. (2012). Experimental constraints on the deformation and breakup of injected magma. *Earth and Planetary Science Letters* **325**, 52-62.
- Holloway, J.R., Dixon, J.E., Pawley, A.R. (1992). An internally heated, rapid quench, high pressure vessel. *American Mineralogist* **77**, 643-646.
- Holtz, F., Berhens, H., Dingwell, D.B., Johannes, W. (1995). Water solubility in haplogranitic melts. Compositionnal, pressure and temperature dependence. *American Mineralogy* **80**, 94-108.
- 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 preeruptive conditions. *Journal of Petrology* **46**, 319-337, doi: 10.1093/petrology/egh077.
- Huber, C., Bachmann, O., Dufek, J. (2010). The limitations of melting on the reactivation of silicic mushes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **195** (2), 97-105.
- Humphreys, M. C., Christopher, T., Hards, V. (2009). Microlite transfer by disaggregation of mafic inclusions following magma mixing at Soufrière Hills volcano, Montserrat. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **157** (5), 609-624.
- Humphreys, M. C., Edmonds, M., Plail, M., Barclay, J., Parkes, D., Christopher, T. (2013) A new method to quantify the real supply of mafic components to a hybrid andesite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **165**, 191-215.
- Huppert, H. E., Turner, J. S., Stephen, R., Sparks, J. (1982). Replenished magma chambers: effects of compositional zonation and input rates. *Earth and Planetary Science Letters* **57** (2), 345-357.
- Huppert, H.E., Stephen, R., Sparks, R.S.J., Turner, J.S. (1984). Some effects of viscosity on the dynamics of replenished magma chambers. *Journal of Geophysical Letter* **89** (B8), 6857-6877, doi:10.1029/JB089iB08p06857.
- Huppert, H. E., Sparks, R. S. J. (1988). The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology* **29** (3), 599-624.
- Iacono-Marziano, G., Morizet, Y., Trong, E. L., & Gaillard, F. (2012). New experimental data and semi-empirical parameterization of H₂O-CO₂ solubility in mafic melts. *Geochimica & Cosmochimica Acta*.
- Irvine, T. N. and Smith, C. H. (1967). The ultramafic rocks of the Muskox intrusion, Northwest Territories, Canada, in *Ultramafic and Related Rocks*, edited by P. J. Wyllie, 38-49, *John Wiley & Sons, Inc., New York*.
- Jaupart, C., Allègre, C. (1991). Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters* **102**, 413-429.
- Jellinek, M., Kerr, R.C. (1999). Mixing and compositional stratification produced by natural convection, 2. Applications to the differentiation of basaltic and silicic magma chambers and komatiites lava flows. *Journal of Geophysical Research* **104**, 7203-7218.
- John, B., Blundy, J. (1993). Emplacement-related deformation of granitoid magmas, southern Adamello Massif, Italy. *Geological Society of America Bulletin* **105**, 1507-1514.

Johnston, A.D., Wyllie, P.J. (1988). Interaction of granitic and basic magmas: experimental observations on contamination processes at 10 kbar with H₂O. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **98**, 352-362.

Σ

Kemp, A. I. S., Hawkesworth, C. J., Paterson, B. A., Kinny, P. D. (2006). Episodic growth of the Gondwana supercontinent from hafnium and oxygen isotopes in zircon. *Nature* **439** (7076), 580-583.

Kent, A.J.R., Darr, C., Koleszar, A.M., Salisbury, M.J., Cooper, K.M. (2010). Preferential eruption of andesitic magmas through recharge filtering. *Nature Geoscience* **3**, 631-636.

Ketcham, R.A., Carlson, W.D. (2001). Acquisition, optimization and interpretation of X-ray computed tomographic imagery: application to the geosciences. *Computers and Geosciences* **27**, 381-400.

Ketcham, R.A. (2005). Three-dimensional grain shape fabric measurements using high-resolution X-ray computed tomography. *Journal of Structural Geology* **27**, 1217-1228.

King, B.C. (1964). The nature of basic igneous rocks and their relations with associated acid rocks, IV. *Sci. Prog.* **52**, 282-292.

King, B.C. (1965a). The nature of basic igneous rocks and their relations with associated acid rocks, V. *Sci. Prog.* **53**, 117-125.

King, B.C. (1965b). The nature of basic igneous rocks and their relations with associated acid rocks, V. *Sci. Prog.* **53**, 437-446.

Kouchi, A., Sunagawa, I. (1982). Experimental study of mixing of basaltic and dacitic magmas. *Science Reports of the Tohoku University*, ser. 3, vol. **15**, 163-175.

Kouchi, A., Sunagawa, I. (1983). Mixing basaltic and dacitic magmas by forced convection. *Nature* **304** (5926), 527-528.

Kouchi, A., Sunagawa, I. (1985). A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **89**, 17-23, DOI: 10.1007/BF01177586.

Koyaguchi, T., Blake, S. (1989). The dynamics of magma mixing in a rising magma batch. *Bulletin of Volcanology* **52**, 127-137, DOI: 10.1007/BF00301552.

Kranck, E.H. (1969). Anorthosite and Rapakivi magmas from the lower crust, in Isachsen, Y.W. ed. Origin of anorthosite and related rocks. *Memoirs of New York State Museum and Science Service* **18**, 93-97.

Kuscu, G.G., Floyd, P.A. (2001). Mineral compositional and textural evidence for magma

mingling in the saraykent volcanics. *Lithos* **56**, 207-230, doi:10.1016/S0024-4937(00)00051-7.

Λ

La Felice, S., Landi, P. (2011). The 2009 paroxysmal explosions at Strombolie (Italy): magma mixing and eruption dynamics. *Bulletin of Volcanology* **73**, 1147-1154.

Lange, R.A., Carmichael, I.S.E. (1990). Thermodynamics properties of silicate liquids with emphasis on density, thermal expansion and compressibility, in Modern Methods in igneous petrology: understanding magmatic processes, *Reviews of Mineralogy* **24**, edited by J. Nicholls and J.K. Russell, 25-64. *Mineral Society of America*, Washington D.C.

Larsen, J. F. (2006). Rhyodacite magma storage conditions prior to the 3430 yBP caldera-forming eruption of Aniakchak volcano, Alaska. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **152** (4), 523-540.

Laumonier, M., (2009). Interrelations entre propriétés physiques et le développement de microstructures de suspensions magmatiques. Mémoire de master, Univ. Orléans. pp 40.

Laumonier, M., Arbaret, L., Burgisser, A., Champallier, R. (2011). Porosity redistribution enhanced by strain localization in crystal-rich magmas. *Geology* **39** (8), 715-718.

Laumonier, M., Scaillet, B., Arbaret, L., Champallier, R. (submitted to Journal of Petrology). Experimental simulation of magma mixing at high pressure.

Laumonier, M., Scaillet, B., Arbaret, L., Andújar, J., Champallier, R. (submitted to Journal of Petrology). Experimental mixing of hydrous mafic-felsic crystal-bearing magmas.

Launeau, P., Robin, P. Y. (1996). Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics* **267** (1), 91-119.

Launeau, P. (2004). Mise en évidence des écoulements magmatiques par analyse d'image 2-D des distributions 3-D d'orientations Préférentielles de Forme. *Bulletin de la Société Géologique de France* **175**, 331-350. (« Magmatic flows brought to light by 2-D image analysis of the distribution of 3-D Shape Preferred Orientation »).

Le bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. & IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1986). A chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology* **27**, 745-750.

Lejeune, A.M., Bottinga, Y., Trull, T.W., Richet, P. (1999). Rheology of bubble-bearing magmas, *Earth and Planetary Science Letters* **166**, 71-84.

Levesque, S. (1999). Rhéologie de silicates fondus et de laves partiellement cristallisés. Physique des

- géomatériaux, Institut de Physique du Globe de Paris, Marne-la-Vallée, p.157.
- Lipman, P. W. (1997). Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology* **59** (3), 198-218.
- Lofgren, G. (1971). Devitrified glass fragments from Apollo 11 and Apollo 12 lunar samples. In *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings* (Vol. 2, p. 949).
- Lossen, K.A., 1889, Über die geologischen Kartenaufnahmen im Harzburger Revier. *Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademic, Jahrbuch für 1888*, p. xxv-xxxiii.
- M. N**
-
- Mandeville, C.W., Carey, S., Sigurdsson, H. (1996). Magma mixing, fractional crystallization and volatile degassing during the 1883 eruption of Krakatau volcano, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **74** (3-4), 243-274, DOI: 10.1016/S0377-0273(96)00060-1.
- Manga, M., Castro, J., Cashman, K. V., Loewenberg, M. (1998). Rheology of bubble-bearing magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **87** (1), 15-28.
- Manley, C. R., Glazner, A. F., Farmer, G. L. (2000). Timing of volcanism in the Sierra Nevada of California: Evidence for Pliocene delamination of the batholithic root?. *Geology* **28** (9), 811-814.
- Marre, J. (1973). Le complexe éruptif de Quérigut : pétrologie, structurologie, cinématique de mise en place, thèse de doctorat, Université de Toulouse, pp 140 (Tome I).
- Martel, C., Pichavant, M., Bourdier, J.L., Traineau, H., Holtz, F., Scaillet, B. (1998). Magma storage conditions and control of eruption regime in silicic volcanoes: experimental evidence from Mt. Pelee. *Earth and Planetary Science Letters* **156**, 89-99.
- Martel, C., Pichavant, M., Holtz, F., Scaillet, B., Bourdier, J. L., Traineau, H. (1999). Effects of f O₂ and H₂O on andesite phase relations between 2 and 4 kbar. *Journal of Geophysical Research* **104** (B12), 29453-29.
- Martel, C., Poussineau, S. (2007). Diversity of eruptive styles inferred from the microlites of Mt Pelée andesite (Martinique, Lesser Antilles). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **166**, 233-254.
- Martin, V.M., Holness, M.B., Pyle, D.M. (2006a). The role of crystal frameworks in the preservation of enclaves during magma mixing. *Earth and Planetary Science Letters* **248**, 787-799.
- Martin, V.M., Holness, M.B., Pyle, D.M. (2006b). Textural analysis of magmatic enclaves from the Kameni Islands, Santorini, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **154** (1-2), 89-102, DOI:10.1016/j.jvolgeores.2005.09.021.
- Matzel, J.E.P., Bowring, S.A., Miller, R.B. (2006). Times scale of pluton construction at different crustal levels: examples of the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, North Cascades, Washington. *Geological Society of America Bulletin* **118**, 1412-1430.
- McBirney, A. R. and Noyes, R. M. (1979). Crystallization and layering in the Skaergaard intrusion. *Journal of Petrology* **20**, 487-554.
- McBirney, A. R. (1980). Mixing and unmixing of magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **7** (3), 357-371.
- McKenzie, D. (1984). The generation and compaction of partially molten rock. *Journal of Petrology* **25**, 713-764.
- Michael, P.J. (1991). Intrusion of basaltic magma into a crystallizing granitic magma chamber: the cordillera del Paine pluton in southern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **108**, 396-418.
- Miller, T.P., Chertkoff, D.G., Eichelberger, J.C., Coombs, M.L. (1999). Mount Dutton Volcano, Alaska: Aleutian Arc analog to Unzen volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **89**, 275-302.
- Montserrat Volcano Observatory, www.mvo.ms
- Moore, G., Vennemann, T., Carmichael, I. S. E. (1998). An empirical model for the solubility of H₂O in magmas to 3 kilobars. *American Mineralogist* **83** (1-2), 36-42.
- Morgan, D. J., Blake, S., Rogers, N. W., DeVivo, B., Rolandi, G., Macdonald, R., Hawkesworth, C. J. (2004). Time scales of crystal residence and magma chamber volume from modelling of diffusion profiles in phenocrysts: Vesuvius 1944. *Earth and Planetary Science Letters* **222** (3), 933-946.
- Morgan, D. J., Jerram, D. A. (2006). On estimating crystal shape for crystal size distribution analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **154** (1), 1-7.
- Morgavi, D., Perugini, D., De Campos, C.P., Ertl-Ingrish, W., Lavallée, Y., Morgan, L., Dingwell, D.B. (in press). Interactions between rhyolitic and basaltic melts unraveled by chaotic mixing experiments. *Chemical Geology*.
- Morgavi, D., Perugini, D., De Campos, C.P., Ertl-Ingrish, W., Dingwell, D.B. (2013). Morphochemistry of patterns produced by mixing of rhyolitic and basaltic melts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **253**, 87-96.
- Murphy, M. D., Sparks, R. S. J., Barclay, J., Carroll, M. R., Brewer, T. S. (2000). Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *Journal of Petrology* **41** (1), 21-42.
- Nagel, T. J., Hoffmann, J. E., Munker, C. (2012). Generation of Eoarchean tonalite-trondhjemitic-granodiorite series from thickened mafic arc crust. *Geology* **40** (4), 375-378.
- Nakamura, M. (1995). Continuous mixing of crystal mush and replenished magma in the ongoing

- Unzen eruption. *Geology* **23**, 807–810, doi: 10.1130/0091-7613.
 - Nettleton, L.L. (1934). Fluid mechanics of salt domes. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **18**, 1175-1204.
 - Nicholls, I. A. (1971). Petrology of Santorini Volcano, Cyclades, Greece. *Journal of Petrology* **12** (1), 67-119.
 - Nicolas, A., Ildefonse, B. (1996). Flow mechanism and viscosity in basaltic magma chambers. *Geophysical Research Letters* **23** (16), 2013-2016.
 - Nixon, G.T. (1988). Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccihuatl volcano, Mexico: II. Chemical composition of basaltic magma influx. *Journal of Petrology* **29**, 265-303.
- O, P**
-
- Ofte, D. (1967). The viscosities fo liquid uranium, gold and lead. *Journal of Nuclear Materials* **22**, 28-32.
 - Ottino, J. M., Leong, C. W., Rising, H., Swanson, P. D. (1988). Morphological structures produced by mixing in chaotic flows. *Nature* **333**, 419-425.
 - Ottino, J.M., 1989. The Kinematics of mixing: stretching, chaos and transport. Cambridge University Press. pp 364.
 - Pal, T., Mitra, S.K., Sengupta, S., Katari, A., Bandopadhyay, P.C., Bhattacharya, A.K. (2007). Dacite-andesite of Narcondam volcano in the Andaman sea – An imprint of magma mixing in the inner arc of the Andaman-Java subduction system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **168**, 93-113, doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.08.005.
 - Pallister, J.S., Hoblitt, R.P., Meeker, G.P., Knight, R.J., and Siems, D.F. (1996). Magma mixing at Mount Pinatubo: Petrographic and chemical evidence from 1991 deposits, in Newhall, C., and Punongbayan, R., eds., Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo: Quezon City, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, and Seattle, *University of Washington Press*, 687-732.
 - Papale, P., Moretti, R., Barbato, D. (2006). The compositional dependence of the saturation surface of H₂O+ CO₂ fluids in silicate melts. *Chemical Geology* **229** (1), 78-95.
 - Pappalardo, L., Ottolini, L., Mastrolorenzo, G. (2008). The Campanian Ignimbrite (southern Italy) geochemical zoning: insight on the generation of a super-eruption from catastrophic differentiation and fast withdrawal. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **156** (1), 1-26.
 - Passchier, C. W., Trouw, R. A. (2005). *Microtectonics*. Springer. pp 366.
 - Paterson, M., Olgaard, D. (2000). Rock deformation tests to large shear stress in torsion. *Journal of Structural Geology* **22**, 1341-1358, doi:10.1016/S0191-8141(00)00042-0.
 - Paterson, S.R., Pignotta, G.S., Vernon, R.H. (2004). The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations. *Journal of Structural Geology* **26**, 1465-1481.
 - Pearson, D. G., Parman, S. W., Nowell, G. M. (2007). A link between large mantle melting events and continent growth seen in osmium isotopes. *Nature* **449** (7159), 202-205.
 - Perugini, D., Poli, G., Gatta, G. D. (2002). Analysis and simulation of magma mixing processes in 3D. *Lithos* **65** (3), 313-330.
 - Perugini, D., Busa, T., Poli, G., Nazzareni, S. (2003). The role of chaotic dynamics and flow fields in the development of disequilibrium textures in volcanic rocks. *Journal of Petrology* **44**, 733-756.
 - Perugini, D., Ventura, G., Petrelli, M., Poli, G. (2004). Kinematic significance of morphological structures generated by mixing of magmas: a case study from Salina Island (Southern Italy). *Earth and Planetary Science Letters* **222**, 1051-1066, doi:10.1016/j.epsl.2004.03.038.
 - Perugini, D., Poli, G. (2005). Visouc fingering during replenishment of felsic magma chambers by continuous inputs of mafic magmas: Field evidence and flui-mechanics experiments. *Geology* **33**, 5-8.
 - Perugini, D., De Campos, C. P., Dingwell, D. B., Petrelli, M., Poli, G. (2008). Trace element mobility during magma mixing: Preliminary experimental results. *Chemical Geology* **256** (3), 146-157.
 - Perugini, D., De Campos, C. P., Ertel-Ingrisch, W., & Dingwell, D. B. (2012). The space and time complexity of chaotic mixing of silicate melts: Implications for igneous petrology. *Lithos*.
 - Perugini, D., Poli, G. (2012). The mixing of magmas in plutonic and volcanic environment:Anologies and differences. *Lithos*, DOI:10.1016/j.lithos.2012.02.002.
 - Petford, N., Kerr, R.C., Lister, J.R. (1993). Dike transport of granitoid magmas. *Geology* **21**, 845-848.
 - Petford, N. (1996). Dykes or diapers? Royal Society of Edinburgh Transactions. *Earth Sciences* **87**, 105-114.
 - Phillips, J. C., Woods, A. W. (2002). Suppression of large-scale magma mixing by melt–volatile separation. *Earth and Planetary Science Letters* **204** (1), 47-60.
 - Phillips, J.A., (1880). On concretionary patches and fragments of other rocks contained in granite. *Quaterly Journal of Geological Society of London* **36**, 1-22.
 - Philpotts, A.R., Shi, J., Brustman, C. (1998). Role of plagioclase crytal chains in the differentiation of partly crystallized basaltic magma. *Nature* **395**, 343-346.
 - Picard, D. (2009). HP-HT deformation of silicic magmas: experimental constrains on the structural evolution and the rheological threshold at middle and high crystallinities. PhD thesis, *University of Orleans*, pp.334.
 - Picard, D., Arbaret, L., Picahvant, M., Champallier, R., Launeau, P. (2011). Rheology and

- p>microstructures of experimentally plagioclase suspensions.
- Geology*
- 39**
- , 747-750.
- Picard, D., Arbaret, L., Picahvant, M., Champallier, R., Launeau, P. (2013). The rheological transition in plagioclase-bearing magmas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
- Pietranik, A., Koepke, J. (2009). Interactions between dioritic and granodioritic magmas in mingling zones: plagioclase record of mixing, mingling and subsolidus interactions in the Gęsiniec Intrusion, NE Bohemian Massif, SW Poland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **158** (1), 17-36.
- Pin, C., Binon, M., Belin, J.M., Barbarin, B., Clemens, J.D. (1990). Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sr-Nd evidence from Hercynian rocks in the Massif Central (France). *Journal of Geophysical Research* **95** (B11), 17 821:17828.
- Pinel, V., Jaupart, C., 2003, Magma chamber behaviour beneath a volcanic edifice. *Journal of Geophysical Research* **108**, 2072.
- Pistone, M., Caricchi, L., Ulmer, P., Reusser, E., Ardia, P. (sous presse). Rheology of volatile-bearing crystal mushes : mobilization vs. viscous death. *Chemical Geology*.
- Pons, J., Barbey, P., Nachit, H., Burg, J.P. (2006). Development of Igneous layering during growth of pluton: the Tarçouate Laccolith (Morocco). *Tectonophysics* **413**, 271-286.
- assemblages, Slamet Volcano, Java, Indonesia. *Journal of volcanology and geothermal research*, **119** (1), 255-274.
- Reyer, E. (1881). Die Eruptivmassen des südlich Adamello. *Neues Jahrb. Mineral., Beilage-Band* **1**, 419-450.
- Rhodes, J. M., Dungan, M. A., Blanchard, D. P., Long, P. E. (1979). Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22 N on the Mid-Atlantic Ridge. *Tectonophysics* **55** (1), 35-61.
- Roscoe, R. (1952). The viscosity of suspensions of rigid spheres. *British Journal of Applied Physics* **3**, p267-269.
- Rosenberg, C.L., Handy, M.R. (2005). Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *Journal of Metamorphic Geology* **23**, 19-28.
- Rudnick, R. L. (1995). Making continental crust. *Nature* **378** (6557), 571-577.
- Ruprecht, P., Bachmann, O. (2010). Pre-eruptive reheating during magma mixing at Quizapu volcano and the implications for the explosiveness of silicic arc volcano. *Geology* **38** (10), 919-922, doi:10.1130/G31110.1.
- Rushmer, T. (1995). An experimental deformation study of partially molten amphibolite: Application to low-melt fraction segregation. *Journal of Geophysical Research* **100** (B8), 15681-15.
- Rutter, E. H., Neumann, D. H. K. (1995). Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas. *Journal of Geophysical Research* **100** (B8), 15697-15.
- R**
- Ray, D., Rajan, S., Ravindra, R., Jana, A. (2011). Microtextural and mineral chemical analyses of andesite-dacite from Barren and Narcondam islands: Evidences for magma mixing and petrological implications. *Journal of earth system science* **120** (1), 145-155.
- Reagan, M. K., Gill, J. B., Malavassi, E. and Garcia, M. O. (1987). Changes in magma composition at Arenal Volcano, Costa Rica, 1968-1985: real-time monitoring of open system differentiation. *Bulletin of Volcanology* **49**, 415-434.
- Reid, J. B., Evans, O. C., Fates, D. G. (1983). Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. *Earth and Planetary Science Letters* **66**, 243-261.
- Reubi, O., Blundy, J. (2008). Assimilation of plutonic roots, formation of high-K 'exotic' melt inclusions and genesis of andesitic magmas at Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Petrology* **49** (12), 2221-2243.
- Reubi, O., Blundy, J. (2009). A dearth of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites. *Nature* **461** (7268), 1269-1273.
- Reubi, O., Nicholls, I. A., Kamenetsky, V. S. (2002). Early mixing and mingling in the evolution of basaltic magmas: evidence from phenocryst
- Saar, M. O., Manga, M., Cashman, K. V., Fremouw, S. (2001). Numerical models of the onset of yield strength in crystal-melt suspensions. *Earth and Planetary Science Letters* **187** (3), 367-379.
- Sakuyama, M. (1979). Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *Journal of volcanology and Geothermal research* **5**, 179-208, doi:10.1016/0377-0273(79)90040-4.
- Sakuyama, M. (1981). Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanoes, Japan: Crystallization sequence and evidence for magma mixing. *Journal of Petrology* **22** (4), 553-583.
- Sakuyama, M. (1984). Magma mixing and magma plumbing system in island arc. *Bulletin of Volcanology* **47** (4), 685-703, DOI: 10.1007/BF01952339.
- Sartorius von Waltershausen, W. (1953). Ueber die vulkanischen Gesteine in Sicilien und Island und ihre submarine Umbildung. *Göttingen, Dietrichschen Buchhandlung*, pp.532.
- S**

- Sato, E., Sato, H. (2009). Study of effect of magma pocket on mixing of two magmas with different viscosities and densities by analogue experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **181**, 115-123, doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.01.005.
- Scaillet, B., Pichavant, M., Roux, J., Humbert, G., Lefevre, A. (1992). Improvements of the Shaw membrane technique for measurement and control of f_{H_2} at high temperatures and pressures. *American Mineralogist* **77**, 647-655.
- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M. (1998). Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas, 1. Volcanic-plutonic comparison. *Journal of Geophysical research* **103** (B11), 27257-27266.
- Scaillet, B., Evans, B. W. (1999). The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption P-T- fO_2 - fH_2O conditions of the dacite magma. *Journal of Petrology* **40** (3), 381-411.
- Scaillet, B., Whittington, A., Martel, C., Pichavant, M., Holtz, F. (2000). Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas with implications for mafic-silicic mixing processes. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: earth Sciences* **91**, 61-72.
- Scott, T., Kohlstedt, D. L. (2006). The effect of large melt fraction on the deformation behavior of peridotite. *Earth and Planetary Science Letters* **246** (3), 177-187.
- Seaman, S. J., Scherer, E. E., Standish, J. J. (1995). Multistage magma mingling and the origin of flow banding in the Aliso lava dome, Tumacacori Mountains, southern Arizona. *Journal of geophysical research* **100** (B5), 8381-8398.
- Seaman, S. J., Chapman, M. (2008). The fate of basaltic enclaves during pyroclastic eruptions: An origin of andesitic ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **178** (4), 671-682.
- Shaw, H.R. (1963). Hydrogen-Water Vapor Mixtures: Control of Hydrothermal Atmospheres by Hydrogen Osmosis. *Science* **139**, 1220-1222. DOI: 10.1126/science.139.3560.1220.
- Shaw, H.R. (1965). Comments on viscosity, crystal settling, and convection in granitic magmas. *American Journal of Science* **263**, 120-152.
- Sigurdsson, H., Sparks, R. S. J. (1981). Petrology of rhyolitic and mixed magma ejecta from the 1875 eruption of Askja, Iceland. *Journal of Petrology* **22** (1), 41-84.
- Sisson, T. W., Grove, T. L. (1993a). Temperatures and H_2O contents of low-MgO high-alumina basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **113** (2), 167-184.
- Sisson, T. W., Grove, T. L. (1993b). Experimental investigations of the role of H_2O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **113** (2), 143-166.
- Smith, J.V. (2000). Structures on interfaces of mingled magmas, Stewart Island, New Zealand. *Journal of Structural Geology* **22**, 123-133, doi:10.1016/S0191-8141(99)00139-X.
- Snyder, D., Tait, S. (1995). Replenishment of magma chambers: comparison of fluid-mechanic experiments with field relations. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **122**, 230-240.
- Snyder, D., Tait, S. (1996). Magma mixing by convective entrainment. *Nature* **379** (6565), 529-531.
- Snyder, D. (2000). Thermal effects of the intrusion of basaltic magma into a more silicic magma chamber and implications for eruption triggering. *Earth and Planetary Science Letters* **175** (3), 257-273.
- Sparks, S.R.J., Sigurdsson, H., (1977). Magma mixing: A mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature* **267** (5609) 315-318, doi: 10.1038/267315a0.
- Sparks, R. S. J., Pinkerton, H., MacDonald, R. (1977). The transport of xenoliths in magmas. *Earth and Planetary Science Letters* **35** (2), 234-238.
- Sparks, R.S.J., Marshall, L.A. (1986). Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **29**, 99-124, doi:10.1016/0377-0273(86)90041-7.
- Spohn, T., et Schubert, G. (1982). Modes of Mantle Convection and the Removal of Heat From the Earth's Interior. *Journal of Physical Research* **87**, n°B6, 4682-4696.
- Stein, M., Hofmann, A. W. (1994). Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature* **372** (6501), 63-68.
- Stein, D. J., Spera, F. J. (1992). Rheology and microstructure of magmatic emulsions: theory and experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **49** (1), 157-174.
- Straub, S. M., Gomez-Tuena, A., Stuart, F. M., Zellmer, G. F., Espinasa-Perena, R., Cai, Y., Iizuka, Y. (2011). Formation of hybrid arc andesites beneath thick continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* **303** (3), 337-347.

7

- Tait, S., Jaupart, C., Vergnolle, S. (1989). Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallising magma chamber. *Earth and Planetary Science Letters* **92** (1), 107-123.
- Takeuchi, S., Nakamura, M. (2001). Role of precursory less-viscous mixed magma in the eruption of phenocryst-rich magma: evidence from the Hokkaido-Komagatake 1929 eruption. *Bulletin of volcanology* **63** (6), 365-376.
- Takeuchi, S. (2011). Preeruptive magma viscosity: An important measure of magma eruptibility. *Journal of Geophysical Research* **116** (B10), B10201.

- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kido, Y., Shukuno, H. (2002). Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* **197** (1), 105-116.
- Tamura, Y., Gill, J. B., Tollstrup, D., Kawabata, H., Shukuno, H., Chang, Q., Tatsumi, Y. (2009). Silicic Magmas in the Izu–Bonin oceanic arc and implications for crustal evolution. *Journal of Petrology* **50** (4), 685-723.
- Tepley, F. J., Davidson, J. P., Clynnne, M. A. (1999). Magmatic interactions as recorded in plagioclase phenocrysts of Chaos Crags, Lassen Volcanic Center, California. *Journal of Petrology* **40** (5), 787-806.
- Tepley, F. J., Davidson, J. P., Tilling, R. I. and Arth, J. G. (2000). Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichon Volcano, Mexico. *Journal of Petrology* **41**, 1397-1411.
- Thomas, N., Tait, S., Koyaguchi, T. (1993). Mixing of stratified liquids by the motion of gas bubbles: application to magma mixing. *Earth and planetary science letters* **115** (1), 161-175.
- Thompson, R.N. (1969). Tertiary granites and associated rocks of the Marsco Area, Isle of Skye. *G. Journal of Geology Soc. Lond.* **124**, 349-380.
- Tomiya, A., Takahashi, E., Furukawa, N., Suzuki, T. (2010). Depth and Evolution of a Silicic Magma Chamber: Melting Experiments on a Low-K Rhyolite from Usu Volcano, Japan. *Journal of Petrology* **51** (6), 1333-1354.
- Troll, V.R., Donaldson, C.H., Emeleus, C.H. (2004). Pre-eruptive magma mixing in ash-flow deposits of the tertiary Rum Igneous Centre, Scotland. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **147**, 722-739.
- Turnbull, R., Weaver, S., Tulloch, A., Cole, J., Handler, M., Ireland, T. (2010). Field and Geochemical Constraints on Mafic-Felsic Interactions, and Processes in High-level Arc Magma Chambers: an Example from the Halfmoon Pluton, New Zealand. *Journal of Petrology* **51**, 1477-1505.
- Turner, J.S., Campbell, I.H. (1986). Convection and Mixing in Magma Chambers. *Earth-science reviews* **23**, 255-352.
- Turner, S., Foden, J. (1996). Magma mingling in late-Delamerian A-type granites at Mannum, South Australia. *Mineralogy and Petrology* **56**, 147-169.
- implications for mafic enclaves. *Journal of Petrology* **34**, 491-517.
- Van der Molen, I., Paterson, M.S. (1979). Experimental deformation of partially granitic. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **70**, 299-318.
- Venezky, D.Y., Rutherford, M.J. (1997). Preeruption conditions and timing of dacite-andesite magma mixing in the 2.2 ka eruption at Mount Rainier. *Journal of Geophysical Research* **102** (B9), 20,069-20,086, doi:10.1029/97JB01590.
- Vernon, R.H., Etheridge, M.A., Wall, V.J. (1988). Shape and microstructures of microgranitoid enclaves: Indicators of magma mingling and flow. *Lithos* **22**, 1-11.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M. (1996). Rheological transition during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology* **37**, 1579-1600.
- Vogel, T. A., Patino, L. C., Alvarado, G. E., Gans, P. B. (2004). Silicic ignimbrites within the Costa Rican volcanic front: evidence for the formation of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* **226** (1), 149-159.
- Vona, A., Romano, C., Dingwell, D. B., Giordano, D. (2011). The rheology of crystal-bearing basaltic magmas from Stromboli and Etna. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **75** (11), 3214-3236.

W

U. V

- Udin, H. (1949). Surface tension of solid copper, submitted in Partial Fulfillment of the requirements for the Degree of Doctor of Science from the Massachusetts Institute of Technology.
- Van der Laan, S.R., Wyllie, P.J. (1993). Experimental interaction of granitic and basaltic magmas and

- Wager, L.R., Bailey, E.B. (1953). Basaltic magma chilled against acid magma. *Nature* **172**, 68-69.
- Wager, L.R., Vincent, E.A., Brown, G.M., Bell, J.D. (1965). Marscoite and related rocks of the Western Red Hills complex, Isle of Skye. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **275A**, 273-307.
- Walker, G.P.L., Skelhorn, R.R. (1966). Some associations of acid and basic igneous rocks. *Earth Science Reviews* **2**, 93-109.
- Wallace, G. S., Bergantz, G. W. (2002). Wavelet-based correlation (WBC) of zoned crystal populations and magma mixing. *Earth and Planetary Science Letters* **202** (1), 133-145.
- Wark, D. A., Hildreth, W., Spear, F. S., Cherniak, D. J., Watson, E. B. (2007). Pre-eruption recharge of the Bishop magma system. *Geology* **35** (3), 235-238.
- Watson, E.B., Jurewicz, S.R. (1984). Behavior of alkalis during diffusive interaction of granitic xenoliths with basaltic magma. *Journal of Geology* **92**, 121-131.
- Webb, S. L., & Dingwell, D. B. (1990). Non-Newtonian rheology of igneous melts at high stresses and strain rates: experimental results for rhyolite, andesite, basalt, and nephelinite. *Journal of Geophysical Research*, (B10), 15695-15701.

- p webmineral, Barthelmy, D. www.webmineral.com mineralogy database.
- Welander, P. (1955). Studies on the general development of motion in a two dimensional, ideal fluid. *Tellus* **7**, 141-156.
- White, R. A. (1996). Precursory deep long-period earthquakes at Mount Pinatubo: Spatio-temporal link to a basalt trigger. *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Univ. Washington Press, Seattle, 307-328.
- Whittington, A. G., Hofmeister, A. M., Nabelek, P. I. (2009). Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism. *Nature* **458** (7236), 319-321.
- Wiebe, R.A. (1996). Mafic-silicic layered intrusions: The role of basaltic injections on magmatic processes and the evolution of silicic chambers. *Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Sciences* **87**, 233-242.
- Wiebe, R. A., Blair, K. D., Hawkins, D. P., Sabine, C. P. (2002). Mafic injections, in situ hybridization, and crystal accumulation in the Pyramid Peak granite, California. *Geological Society of America Bulletin* **114** (7), 909-920.
- Wilcox, R.E. (1944). The rhyolite-basalt complex on Gardiner River, Yellowstone Park, Wyoming. *Bulletin of Geological Society of America* **55**, 1047-1080.
- Wilcox, R. E. (1954). Petrology of Paricutin Volcano, Mexico. *US Geological Survey Bulletin* **965-C**.
- Williams, H. (1952). Volcanic history of the Meseta Central Occidental, Costa Rica. *Univ. Calif. Publ. Geol.Sci.* **29**, 145-180.
- Williams, Q., Tobisch, O.T. (1994). Microgranitic enclave shapes and magmatic strain histories: Constraints from drop deformation theory. *Journal of Geophysical Research* **99**, B12, 24359-24368.
- Woods, A.W., Cowan, A. (2009). Magma mixing triggered during volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters* **288** (1-2) 132-137, DOI: 10.1016/j.epsl.2009.09.015.
- Wyllie, P.J., Carroll, M.R., Johnston, A.D., Rutter, M.J., Sekine, T., Van der Laan, S.R. (1989). Interactions among magmas and rocks in subduction zone regions: experimental studies from slab to mantle to crust. *European Journal of Mineralogy* **1**, 165-179.
- Yoshinobu, A.S., Okaya, D.A., Paterson, S.R. (1998). Modeling the thermal evolution of fault-controlled magma emplacement models: implications for the solidification of granitoid plutons. *Journal of Structural Geology* **20**, n°9, 1205-1218.
- Zhang, Y., Walker, D., Leshner, C.E. (1989). Diffusive crystal dissolution. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **102**, 492-513.
- Zimanowski, B., Büttner, R., Koopmann, A. (2004). Experiments on magma mixing. *Geophysical research letters* **31** (9), L09612.

4. 3

ANNEXES

ANNEXES A : NOTIONS DE RHEOLOGIE

La rhéologie (du grec *rheo*, couler et *logos*, étude) est l'étude de l'écoulement et la déformation d'un matériau en réponse à une contrainte appliquée. L'objectif est de caractériser le comportement du matériau et d'en tirer une loi rhéologique qui suit une équation mathématique. Les lois rhéologiques sont utiles en mécanique des fluides car elles décrivent les types d'écoulement. Dès 1920, E.C. Bingham s'attarde sur le comportement hydraulique des peintures et ouvre ainsi la voie à de nombreux chercheurs sur des lois d'écoulement des matériaux.

1. LES FLUIDES PARFAITS

1.1. Fluides newtoniens

En réponse à une contrainte τ (en Pa), un fluide newtonien se déforme d'une certaine quantité de déformation γ pendant une durée t (en secondes). La contrainte appliquée est proportionnelle à la vitesse de déformation $\dot{\gamma}$ ($\dot{\gamma} = \gamma/t$, en s^{-1}) selon une relation linéaire du type :

$$\tau = \eta \dot{\gamma}$$

où η est la viscosité dynamique (Pa.s), et le coefficient directeur de la droite dans le rhéogramme contrainte en fonction de la vitesse de déformation (Fig. A1).

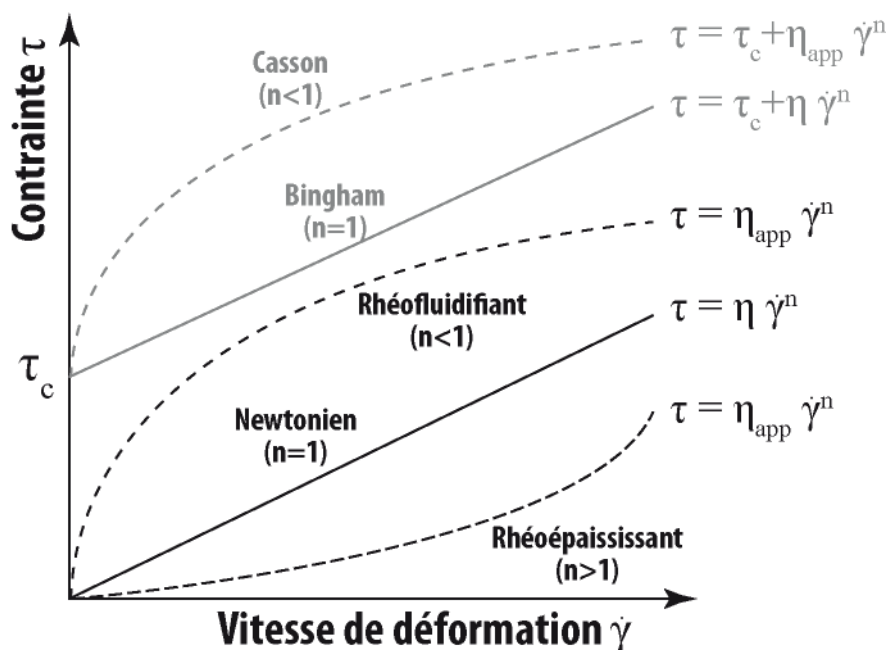


Figure A 1 : Rhéogramme synthétisant le comportement rhéologiques des fluides parfaits.

1.2. Fluides non newtoniens

1.2.1. Fluides sans seuil de contrainte

La contrainte des fluides sans seuil n'est pas linéairement liée à la vitesse de déformation. Le facteur de proportionnalité η_{app} est une valeur qui dépend de la vitesse de déformation (grandeur locale). La loi mathématique s'écrit :

$$\tau = \eta_{app} \dot{\gamma}^n$$

où n est l'exposant de contrainte. Si $n < 1$, le fluide est qualifié de rhéofluidifiants, si $n > 1$, alors le fluide est rhéoépaississant.

1.2.2. Fluides avec seuil de contrainte

Les fluides avec seuil de contrainte se comportent de manière élastique jusqu'à une contrainte critique (τ_c). Au-delà de cette contrainte critique, ils se déforment de manière plastique (permanente). On distingue le corps de Bingham, dont la loi s'écrit :

$$\tau = \tau_c + \eta \dot{\gamma}$$

du corps de Casson, dont la loi est :

$$\tau = \tau_c + \eta_{app} \dot{\gamma}^n$$

1.3. Fluides complexes et loi de puissance de fluage

Les fluides présentés ci-dessus sont des cas idéaux. Bien souvent, les fluides ont des comportements plus complexes, variant en fonction de la quantité de déformation, ou du temps. Par exemple, à vitesse de déformation constante, un fluide est thixotrope si sa viscosité apparente η_{app} diminue avec le temps, ou à l'inverse, rhéopexe si η_{app} augmente avec le temps. Les liquides silicatés ont parfois un comportement complexe ; à faibles taux de déformation, les liquides silicatés adoptent en général un comportement newtonien, mais sous de trop fortes contraintes, il arrive qu'ils deviennent rhéofluidifiants (Webb & Dingwell, 1990). En conséquence, le comportement des suspensions magmatiques est complexe car il dépend des propriétés rhéologiques du liquide, auquel s'ajoute bien souvent l'effet des cristaux et des bulles de gaz. Ces propriétés sont décrites par la suite.

La déformation de matériaux ductiles couramment observés en géologie est décrite en utilisant une loi de puissance de fluage (*power law creep*). Cette loi s'écrit :

$$\dot{\gamma} = A \tau^n \exp(-Q/\mathfrak{R}T)$$

avec comme termes non décrits jusque là un terme pré exponentiel empirique A , l'énergie d'activation du système Q (J.mol^{-1}), la constante des gaz parfaits $\mathfrak{R}$ ($\mathfrak{R} = 8.314 \text{ J.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$) et T la température (K). L'énergie d'activation Q peut, par exemple, être l'énergie nécessaire pour déplacer les dislocations dans un cristal. Lorsque Q est nulle, alors la loi devient :

$$\dot{\gamma} = A \tau^n,$$

ce qui rappelle l'équation d'écoulement d'un fluide sans seuil de contrainte. Dans ce cas, la viscosité vaut l'inverse du terme pré exponentiel A . Par extension, si $n = 1$, la loi devient celle d'un fluide newtonien.

2. PROPRIÉTÉS RHEOLOGIQUES DES MAGMAS

La rhéologie des magmas est un paramètre important car elle contrôle leurs propriétés de transfert, de leur source jusqu'à leur mise en place. Elle a récemment fait un bond en avant grâce au développement de nouveaux outils. Par exemple, suite à ses travaux de thèse, R. Champallier a développé empiriquement une expression pour calculer la viscosité d'un magma en fonction de la température, de la fraction cristalline, et de la contrainte appliquée (Champallier et al, 2008). D. Picard a, pendant sa thèse, étudié le comportement rhéologique de magmas à moyennes cristallinités (38 à 75 % de cristaux) et en conditions magmatiques et a ainsi pu réévaluer le seuil de transition rhéologique

discuté depuis plusieurs années tout en reproduisant des textures d'écoulement de magmas (Picard, 2009). Mon stage de recherche de master a porté sur la rhéologie et la structuration de magmas, avec ses conséquences sur la redistribution de la porosité et la transition du dynamisme explosif au dynamisme effusif (Laumonier et al., 2011).

2.1. Liquide silicaté

2.1.1. Influence des paramètres externes : température et pression

La viscosité η d'un liquide silicaté dépend directement de la température selon une équation de type Tammann Vogel Fulcher (TVF) :

$$\text{Log}\eta = A + B/(T_0 - T)$$

Où A, B et T_0 sont des constantes, T la température.

Dans un intervalle de température plus restreint, l'évolution de la viscosité se rapproche d'une relation linéaire de type Arrhenius :

$$\text{Log}\eta = A + B/T$$

L'influence de la température sur la viscosité est importante ; par exemple, la viscosité d'un basalte augmente de 10 ordres de grandeur entre $\sim 1200^\circ\text{C}$ et 700°C (Fig. A2).

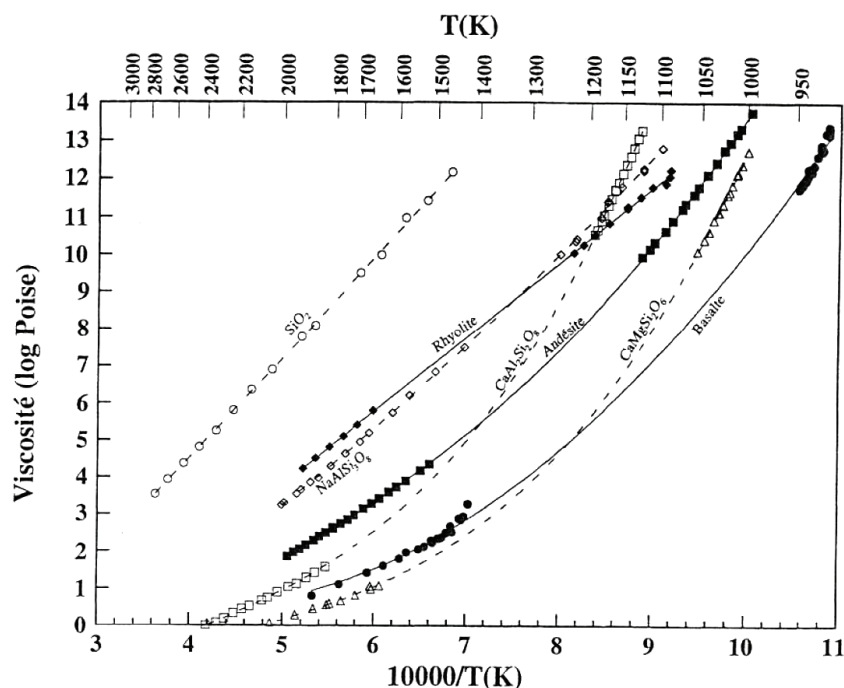
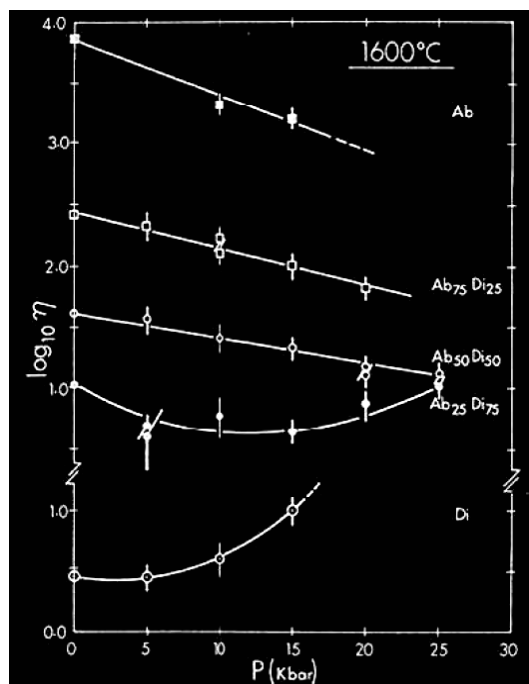


Figure A 2 : Viscosité de liquides silicatés en fonction de l'inverse de la température (Levesque, 1999). Certaines relations sont courbes et correspondent suivent la loi TVF ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, Andésite, $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, basalte). Les relations rectilignes (SiO_2 , rhyolite, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$).

La pression joue un double rôle sur la viscosité. Un premier rôle, direct, influe sur le degré de polymérisation du liquide (rapport entre le nombre d'oxygènes non pontants sur le nombre de

tétraèdres : NBO/T). La pression augmente la viscosité des liquides faiblement polymérisés (NBO/T proche de 4) et diminue celle des liquides fortement polymérisés (NBO/T proche de 0 ; Bottinga & Richet, 1995 ; Brearley et al., 1986 ; Fig. A3). Cependant, ce premier rôle est relativement faible puisqu'à l'échelle crustale (0 à ~1GPa), la variation de la viscosité de liquides dans le système albite-diopside est inférieure à 1 ordre de grandeur. Le second rôle joué par la pression concerne la dissolution de l'eau et des volatils dans le liquide et est un effet secondaire décrit dans les paramètres internes au magma ci-après.

Figure A 3 : effet de la pression sur la viscosité d'après l'étude de Brearley et al. (1986). L'albite Ab est un silicate dont le liquide est fortement polymérisé, à l'inverse du Diopside Di.



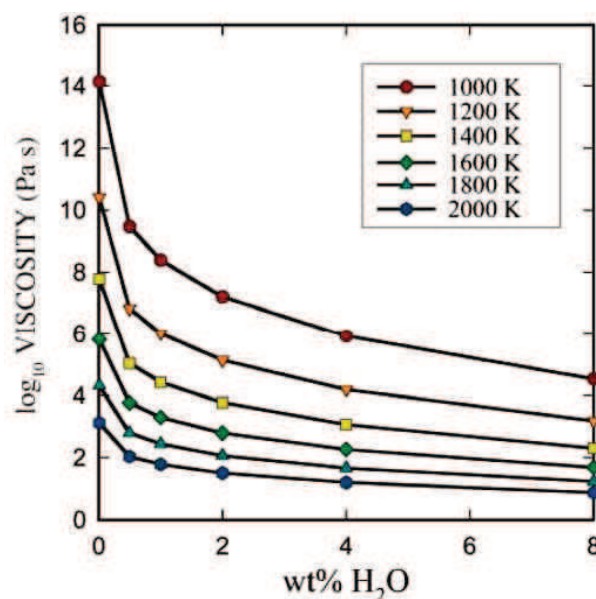
2.1.2. Influence des paramètres

internes au magma : composition chimique et teneur en eau

La composition chimique du magma et, de ce fait, le degré de polymérisation de son liquide impacte directement sa viscosité. Les liquides les plus polymérisés (NBO/T faibles, tels que les rhyolites et magma évolués) ont une viscosité élevée (Levesque, 1999 ; Fig. A2). Ainsi, d'une manière générale, dans les mêmes conditions de pression et température, les liquides les plus basiques ont une viscosité plus faible que les liquides évolués. Cette différence peut atteindre 5 à 6 ordres de grandeur (Fig. A2).

La teneur en volatils, et plus particulièrement en eau, fait également partie de la composition chimique. Cependant, l'effet de l'eau et des volatils est si important dans les propriétés physiques et chimiques des magmas qu'elle est souvent dissociée de la composition du magma. L'eau (forme moléculaire) et le groupement OH⁻ (forme hydroxylée) agissent comme des modificateurs de réseau et augmentent son rapport NBO/T, abaissant drastiquement sa viscosité. La présence d'eau, même en faible quantité, abaisse fortement la viscosité d'un magma. Par exemple, un liquide haplogranitique voit sa viscosité diminuer de 5 ordres de grandeur avec l'ajout de seulement 1 % d'eau (Hess et al., 1996 ; Fig. A4). L'influence de l'eau est d'autant plus importante que le magma est évolué (riche en silice). Par ailleurs, la teneur en eau dépend de la pression. De fait, plus la pression est élevée et plus la concentration en eau est importante.

Figure A 4 : évolution de la viscosité d'un liquide haplogranitique en fonction de sa teneur en eau (Hess et al., 1996).



2.2. Suspensions magmatiques

2.2.1. Effet des bulles

Plusieurs études ont démontré que l'influence de la présence de bulles dans un liquide silicaté affecte sa viscosité (Bagdassarov & Dingwell, 1992 ; Stein & Spera, 1992 ; Manga et al., 1998 ; Lejeune et al., 1999 ; Bagdassarov & Pinkerton, 2004). L'influence est différente en fonction de la fraction de bulles et du nombre capillaire (Manga et al., 1998). Le nombre capillaire est un nombre sans dimension qui définit la déformation d'un objet dans une matrice, à savoir ici, une bulle dans un liquide silicaté. Le nombre capillaire met en relation la contrainte cisailante qui conduit à la déformation de la bulle et la tension de surface qui caractérise sa résistance à la déformation en minimisant l'énergie de surface. La présence de bulles abaisse la viscosité du système liquide poreux pour Bagdassarov & Dingwell, (1992) tandis qu'elle l'augmente pour Stein & Spera (1992). Manga et al. (1998) rapportent la diminution de la viscosité du système une fois les bulles déformées. Les expériences de Lejeune et collaborateurs montrent l'absence d'influence de la porosité en dessous de 32 % en volume de la phase gazeuse (Lejeune et al., 1999 ; Fig. A5). Au-delà d'une telle fraction, la viscosité diminue avec la fraction gazeuse. Des travaux plus récents menés par Bagdassarov & Pinlerton (2004) argumentent la diminution de la viscosité par la présence de 10 % en volume de bulles. Cependant, les auteurs affirment que cet effet est compensé voire négligeable face à la cristallisation résultant de la baisse de la teneur en eau du liquide.

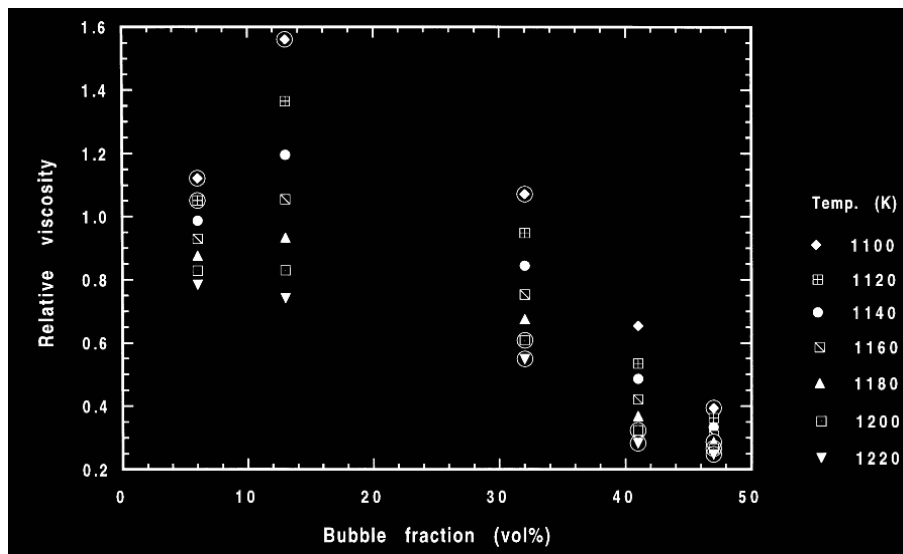


Figure A 5 : Viscosité relative (rapport de la viscosité mesurée avec la viscosité du même matériel sans bulles) en fonction de la fraction de bulles pour différentes températures (Lejeune et al., 1999).

2.2.2. Effet des cristaux

Plusieurs études se sont focalisées sur l'influence des cristaux sur la viscosité d'une suspension magmatique. La première date de 1906 et démontre l'augmentation de la viscosité d'un fluide lorsqu'il contient des petites sphères non déformables (Einstein, 1906). Il en ressort une équation estimant la viscosité d'une suspension η en fonction de la viscosité de la phase liquide η_0 et de la fraction de la phase solide Φ :

$$\eta = \eta_0 \cdot (1 + 2.5\phi)$$

Roscoe (1952) ajoute un facteur géométrique aux solides, considérant la distribution de taille, et obtient l'équation suivante (Equation Einstein-Roscoe):

$$\eta = \eta_0 \cdot (1 - \phi)^{-2.5}$$

A faibles cristallinités (de 0 à environ 30 % en volume, valeur variable selon le rapport de forme des cristaux), le comportement de la suspension magmatique est contrôlé par les propriétés du liquide uniquement et la viscosité suit la formule d'Einstein-Roscoe (Roscoe, 1952). L'écoulement est alors newtonien (contrainte cisailante proportionnelle à la vitesse de déformation) ou tel un corps de Bingham si un seuil de contrainte existe. Les suspensions ayant des fractions cristallines supérieures adoptent un comportement non-newtonien, du fait des interactions des cristaux entre eux. Il existe un seuil de transition rhéologique définissant un intervalle de cristallinité pour lequel la contrainte et la viscosité d'une suspension augmentent fortement (Arzi, 1978 ; Van der Molen & Paterson, 1979 ; Lejeune & Richet, 1995 ; Rutter & Neumann, 1995 ; Bagdassarov & Dorfman, 1998 ; Picard, 2009 ; Picard et al., 2011). L'idée à retenir dans le cadre de cette étude est le brusque changement de comportement d'une suspension magmatique qui franchit cette transition (par fusion ou cristallisation). Entre 20 et 38 %, Picard estime l'augmentation de la viscosité de près de 6 ordres de grandeurs pour une suspension de plagioclase ayant un rapport de forme de 5 (Picard, 2009 ; Fig. A6). La transition dépend du rapport de forme des particules et interviendra à des fractions cristallines plus élevées dans un magma comportant des particules moins anisométriques.

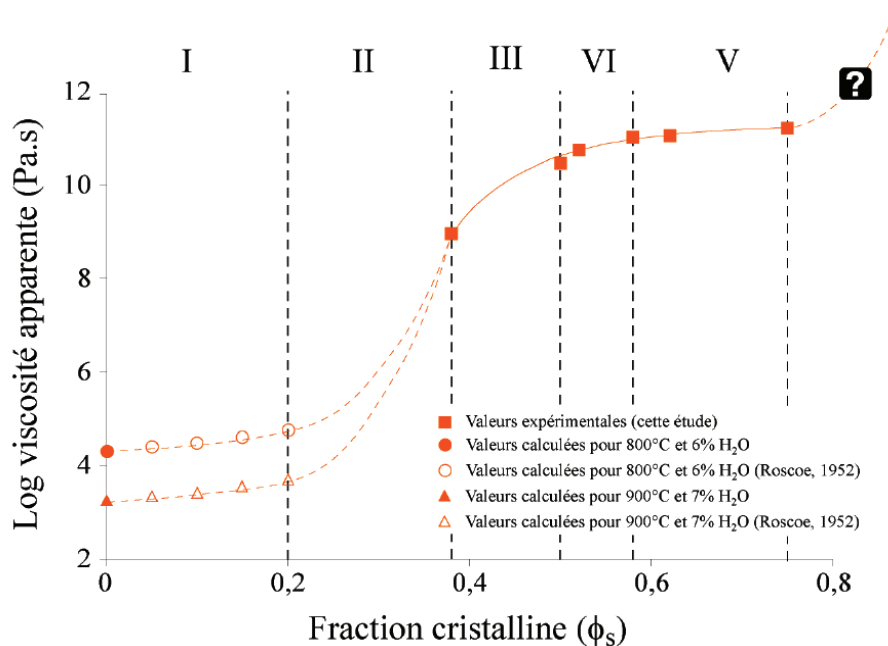
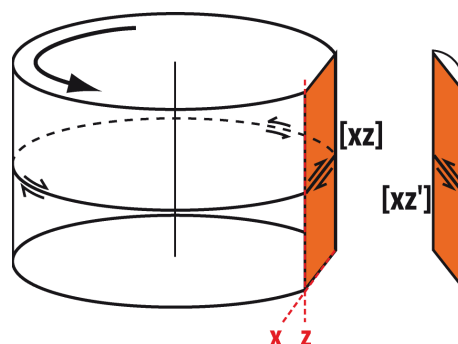


Figure A 6 : évolution de la viscosité apparente d'une suspension de composition haplotonalitique en fonction de la fraction cristalline (Picard, 2009).

Puisque l'effet des bulles est faible comparé à l'effet des cristaux, la fraction gazeuse n'a pas été prise en compte lors de ce travail. De plus, les magmas étudiés qui avaient une fraction cristalline faible voire nulle étaient anhydres et avaient par conséquent une porosité quasiment nulle.

ANNEXES B : CARTOGRAPHIES CHIMIQUES

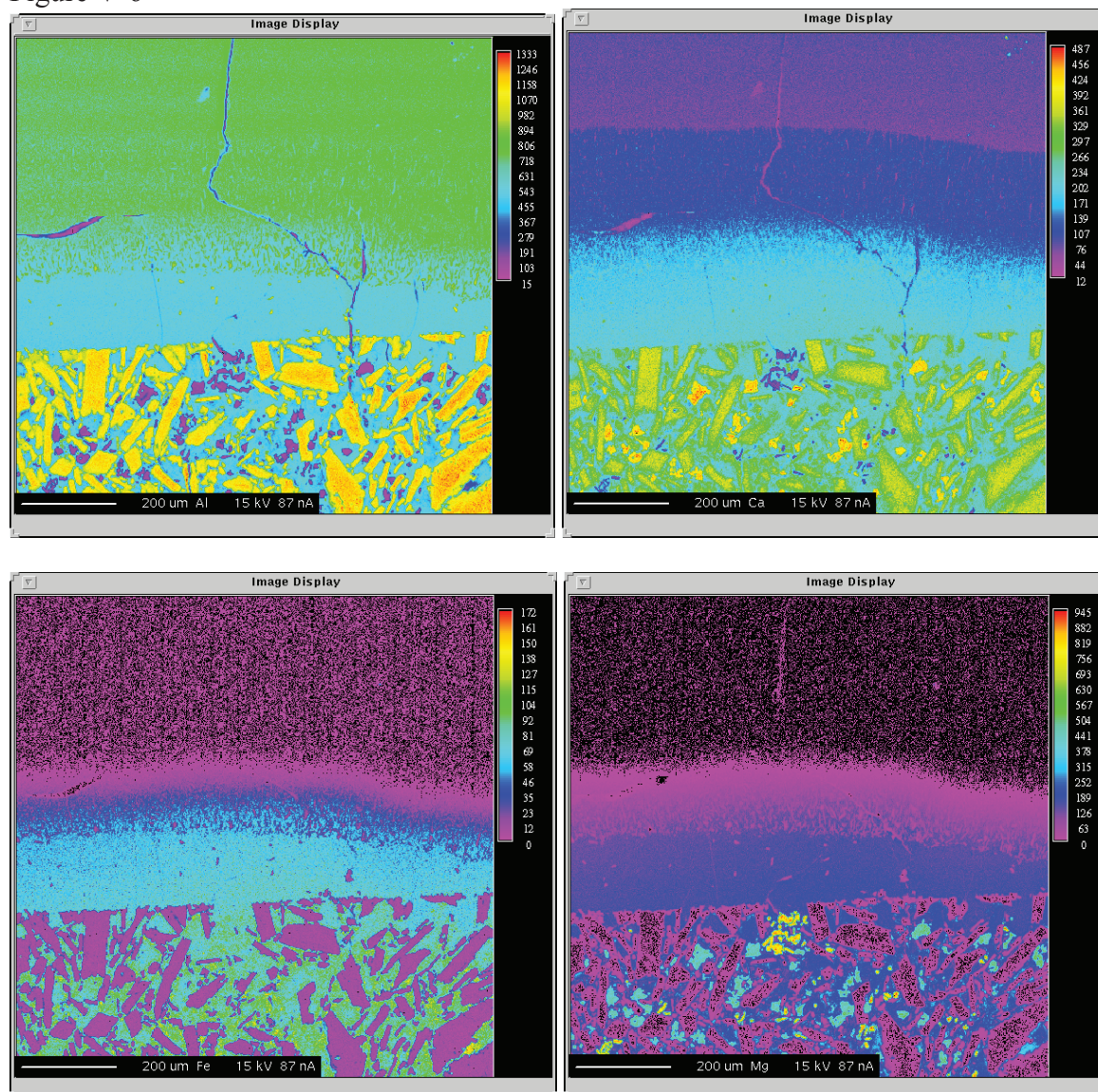
Les cartographies chimiques les plus informatives seulement ont été présentées précédemment dans le manuscrit. Dans cette annexe, les cartographies des autres éléments sont également présentées, complétant les observations texturales et chimiques. Elles sont présentées brutes, c'est-à-dire qu'elles ne sont pas toujours orientées comme précédemment ni retournées pour celles (section découpées [xz']) qui devaient satisfaire la logique de présentation des textures (schéma ci-contre).



1. STATIQUE

1.1. *Crystal-free layer*

Figure V-6



1.2. Panaches

Figure V-9

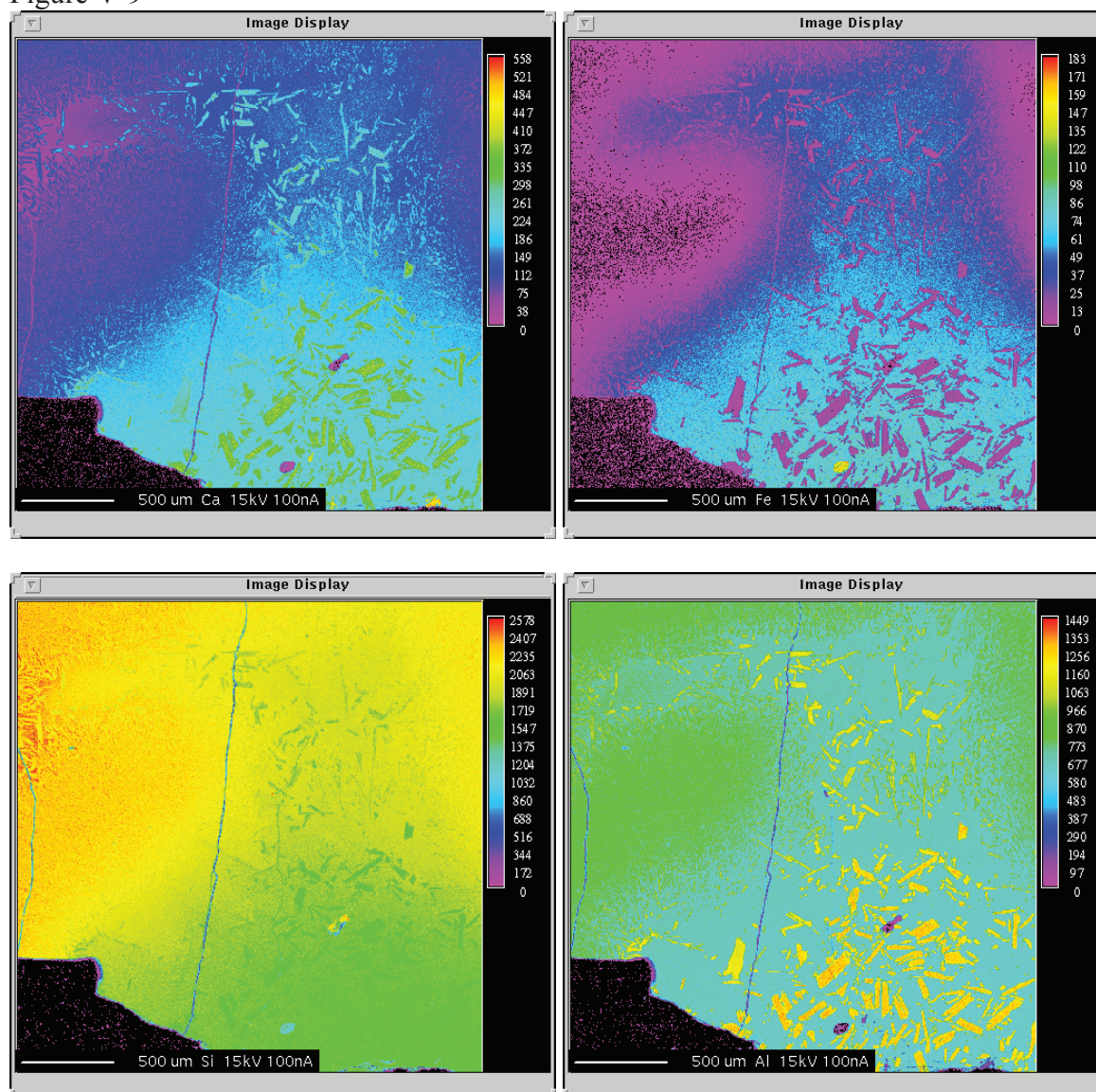
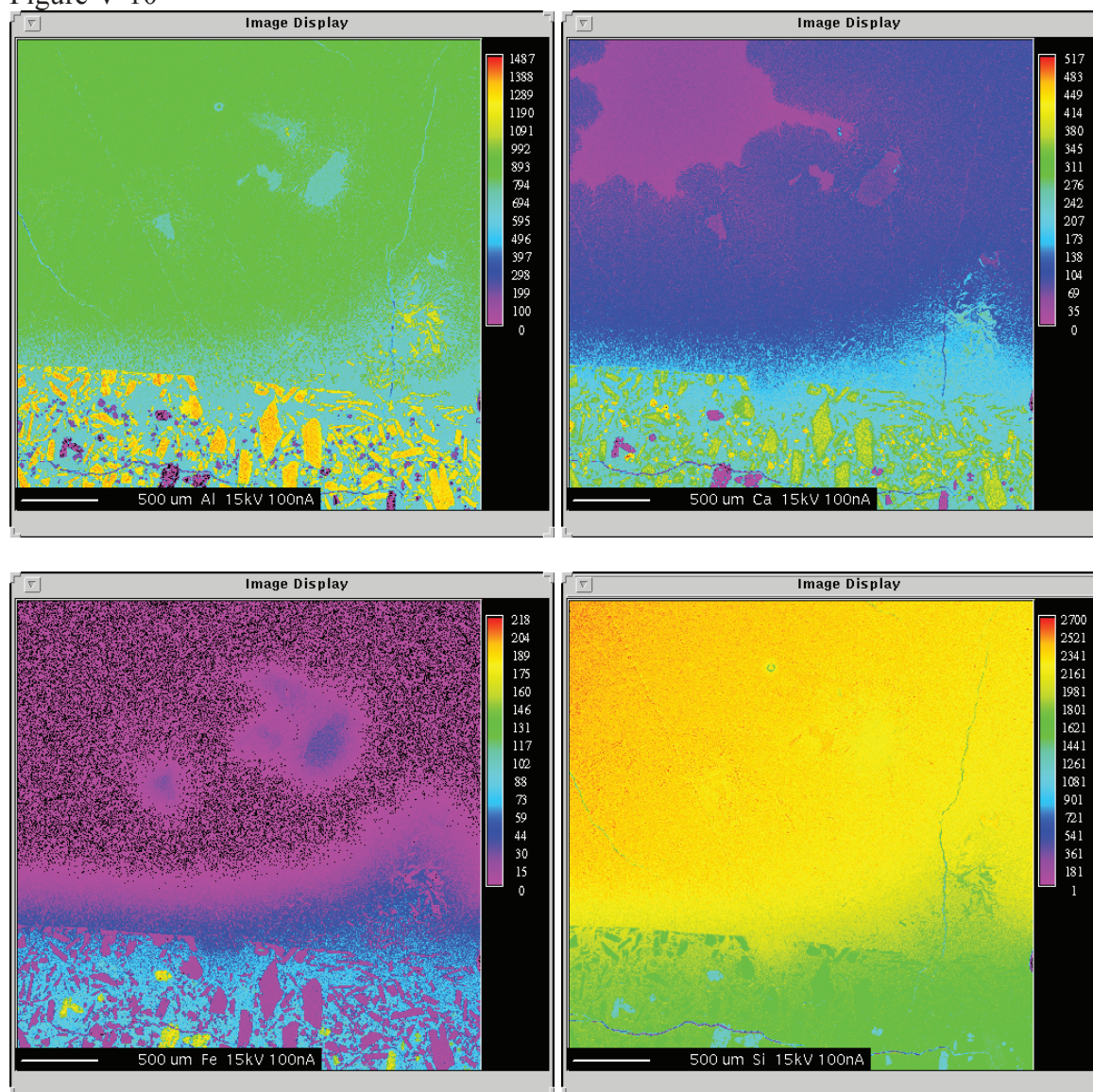
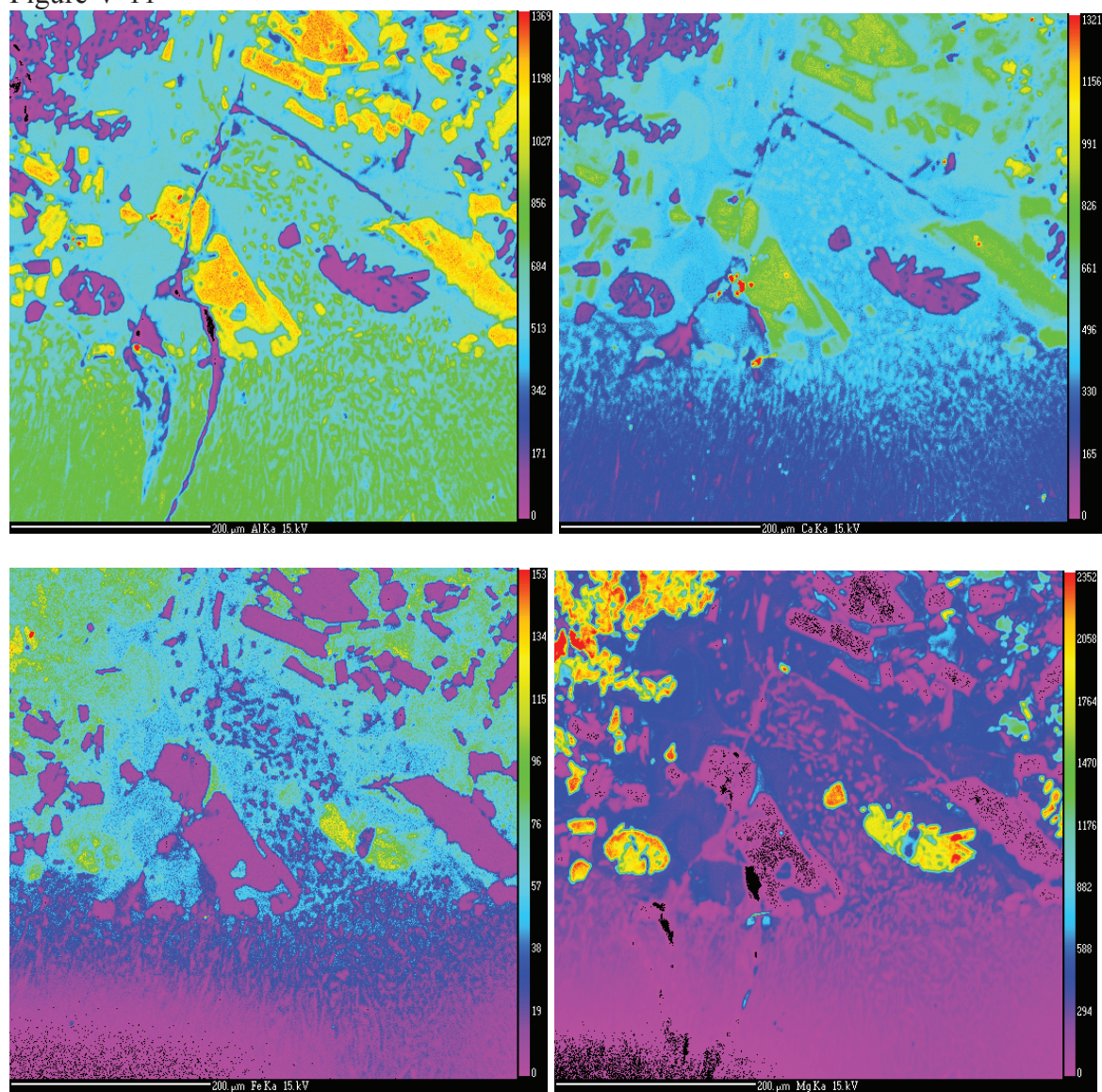


Figure V-10



1.3. Chenal

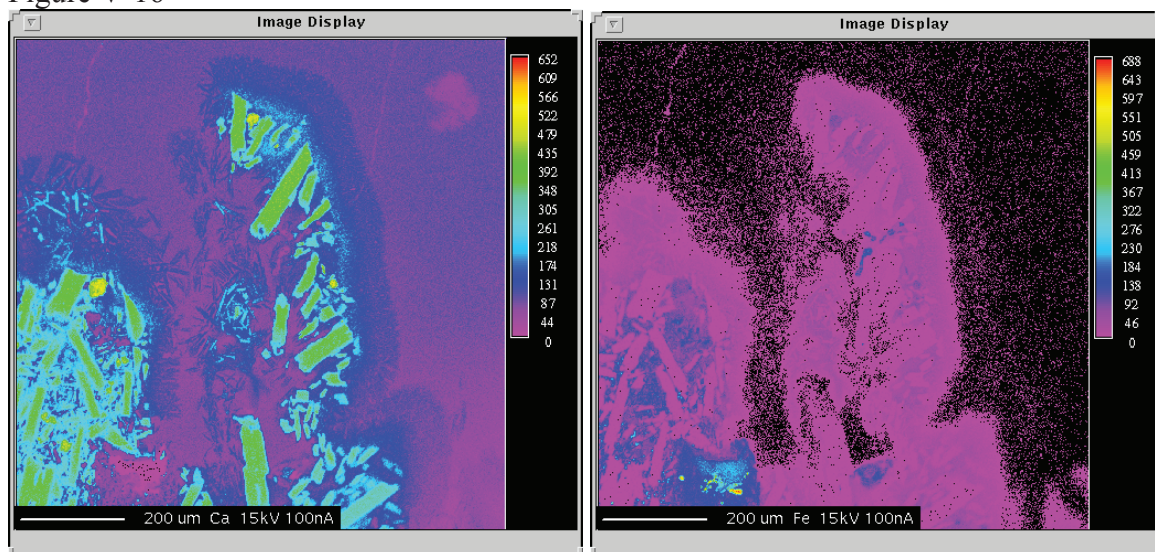
Figure V-11



2. MAGMAS SECS

2.1. Enclave préservée

Figure V-16



2.2. Filaments

Figure V*11e

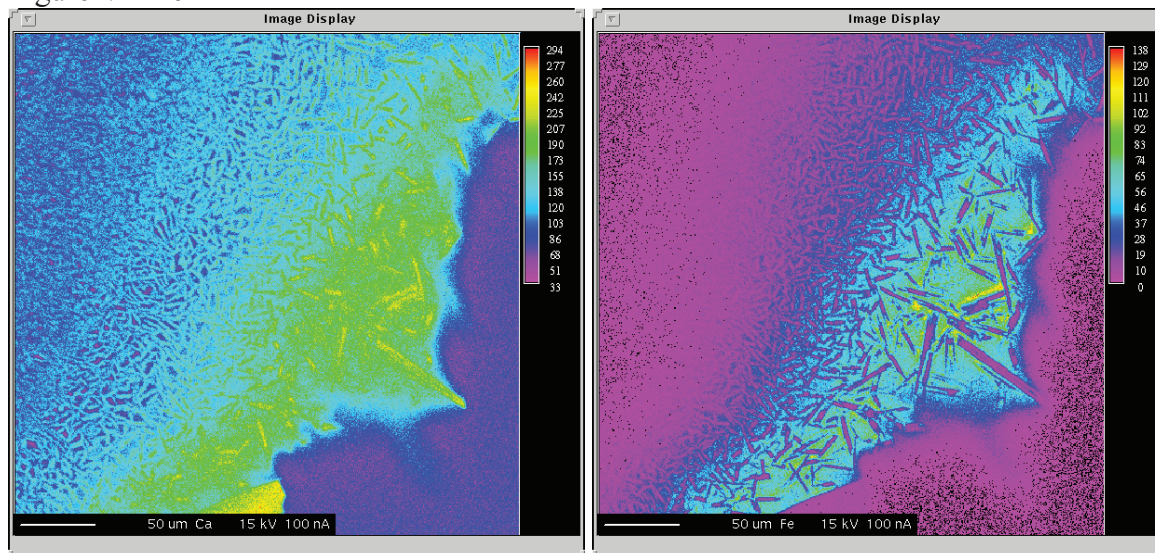
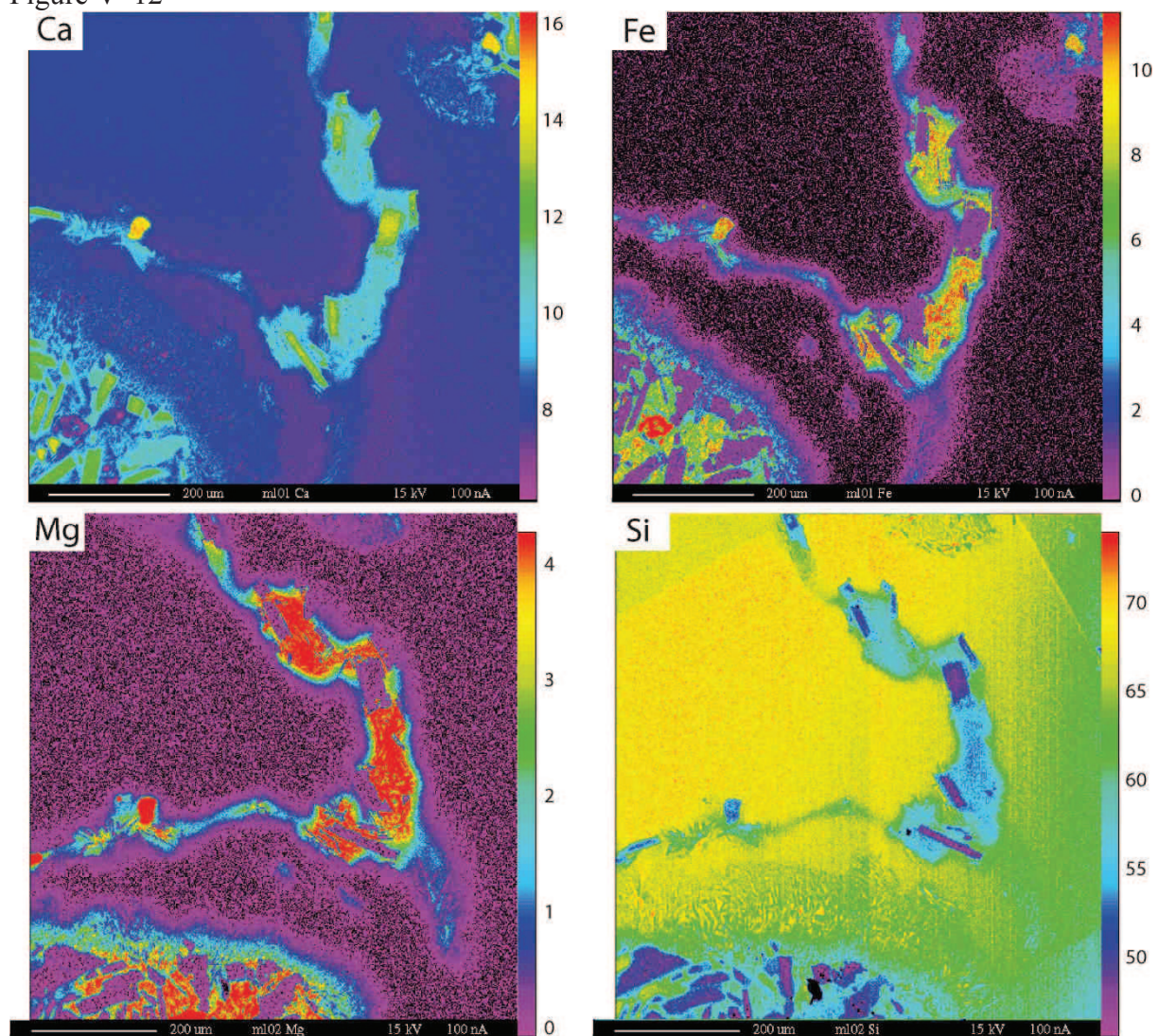


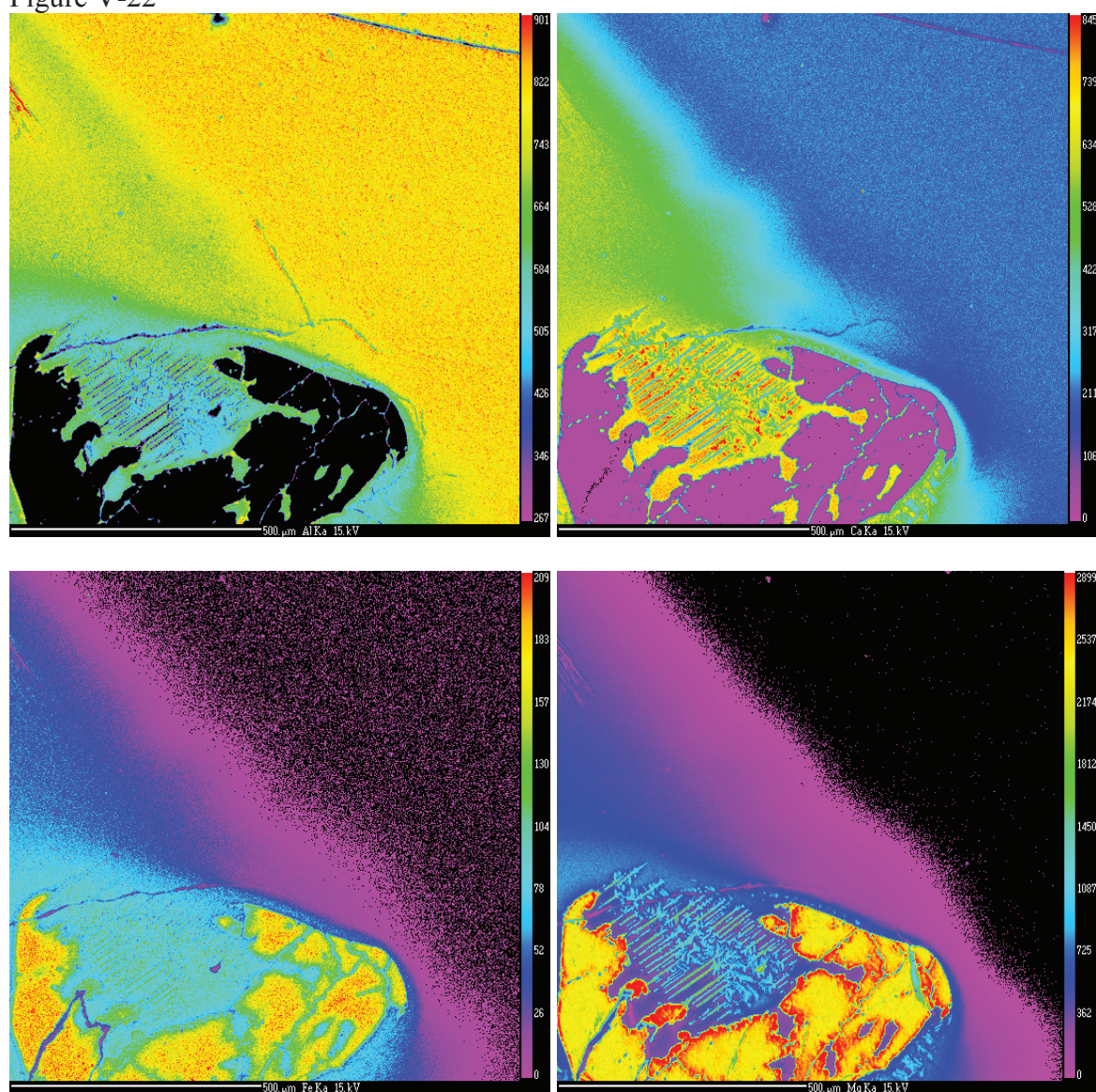
Figure V*12



2.3. Géométries particulières

2.3.1. Demi cylindres

Figure V-22

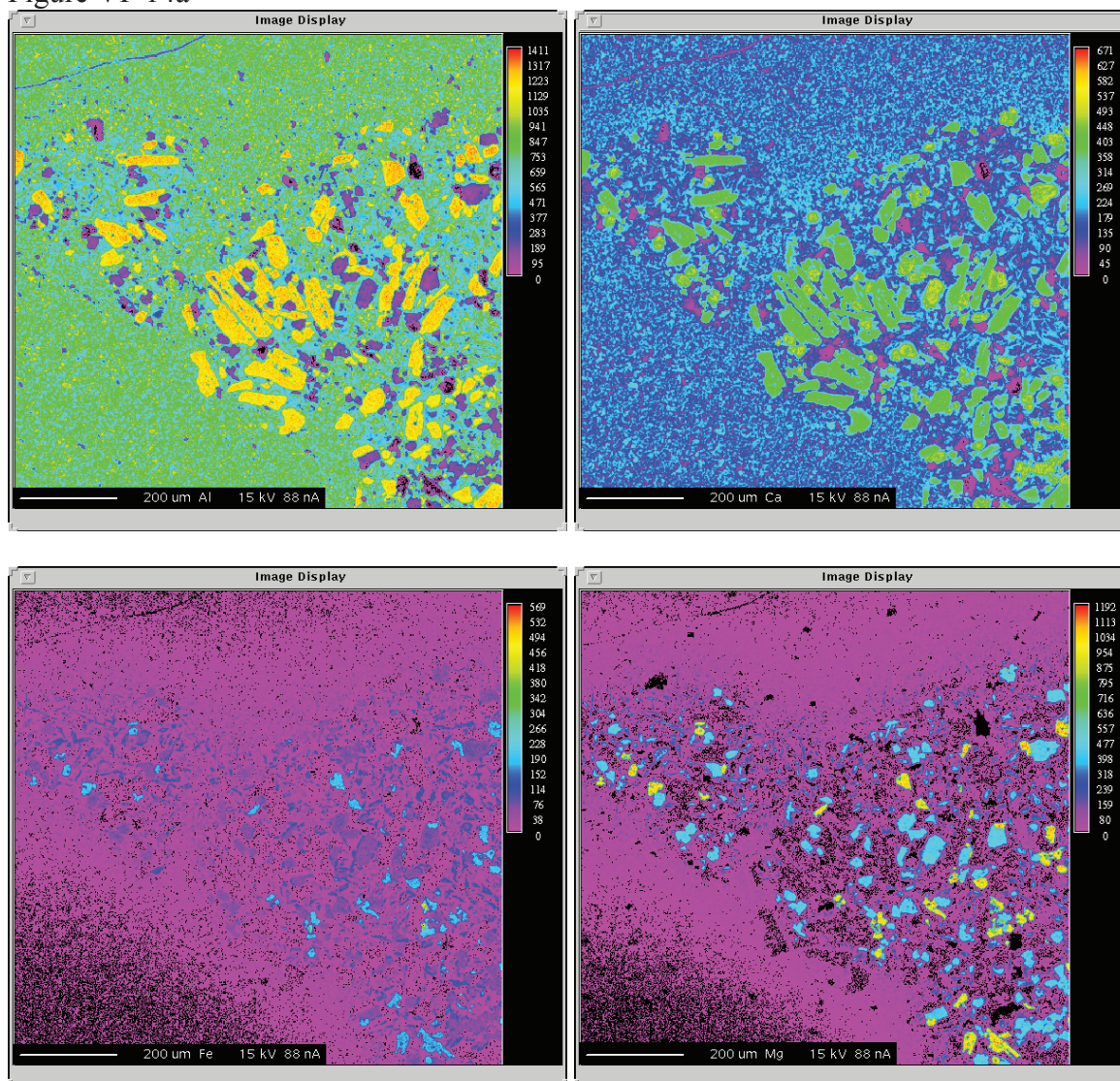


3. MAGMAS HYDRATES

3.1. Basalte & Htn cristallisés

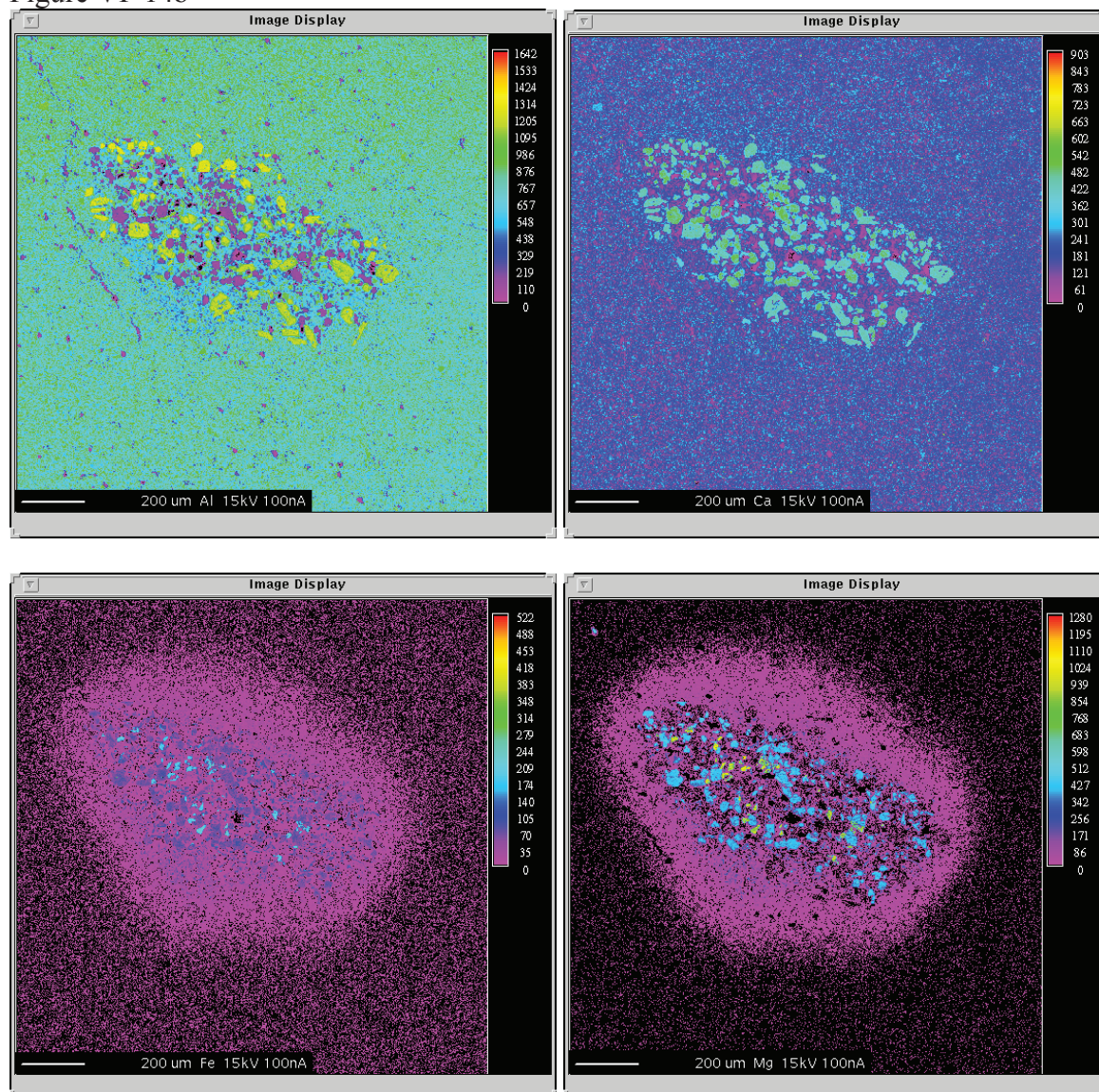
3.1.1. Boudinage basalte

Figure VI*14a



3.1.2. *Enclave basalte*

Figure VI*14b



3.1.3. Extrusions

Figure VI*14c

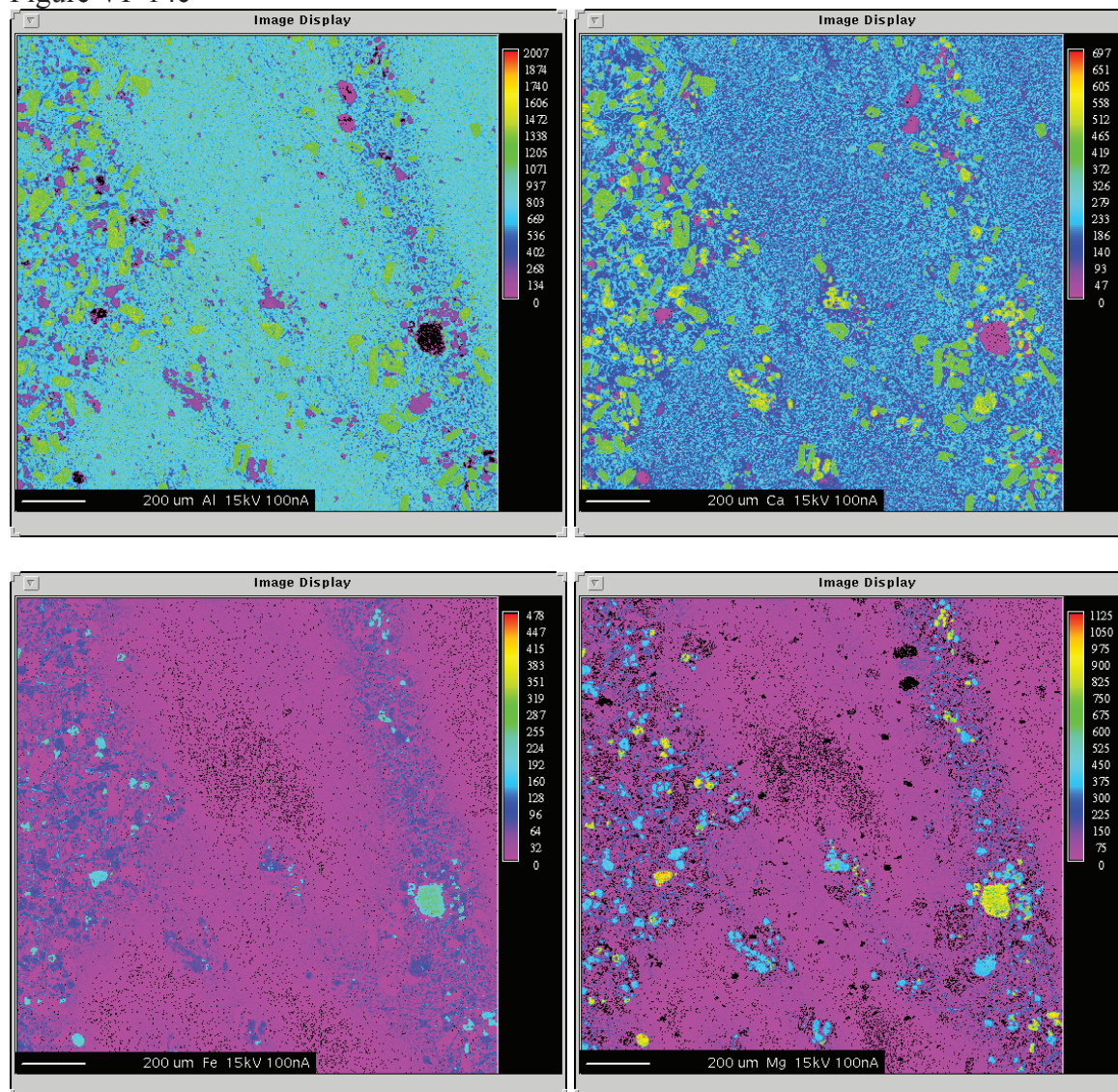
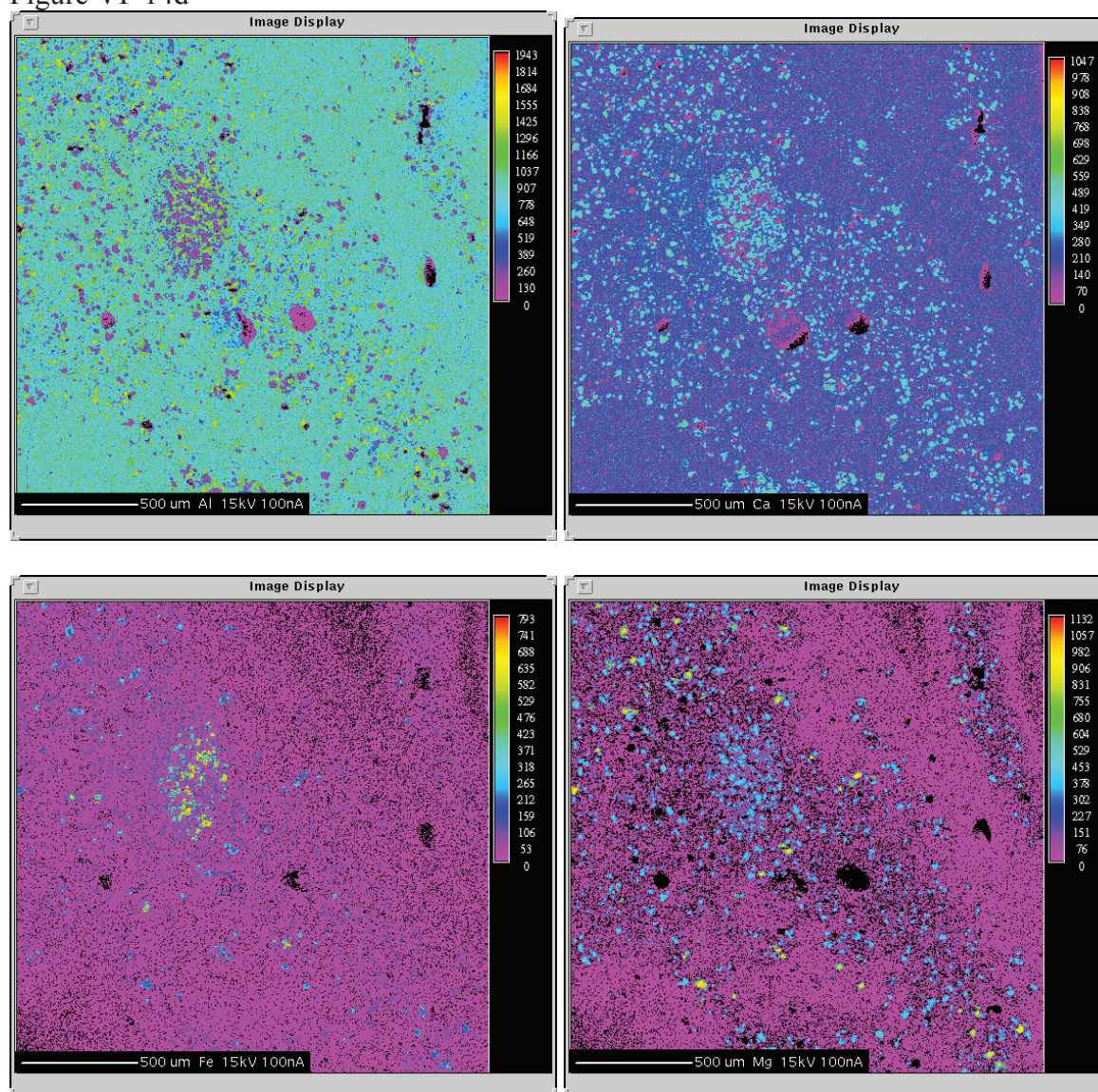


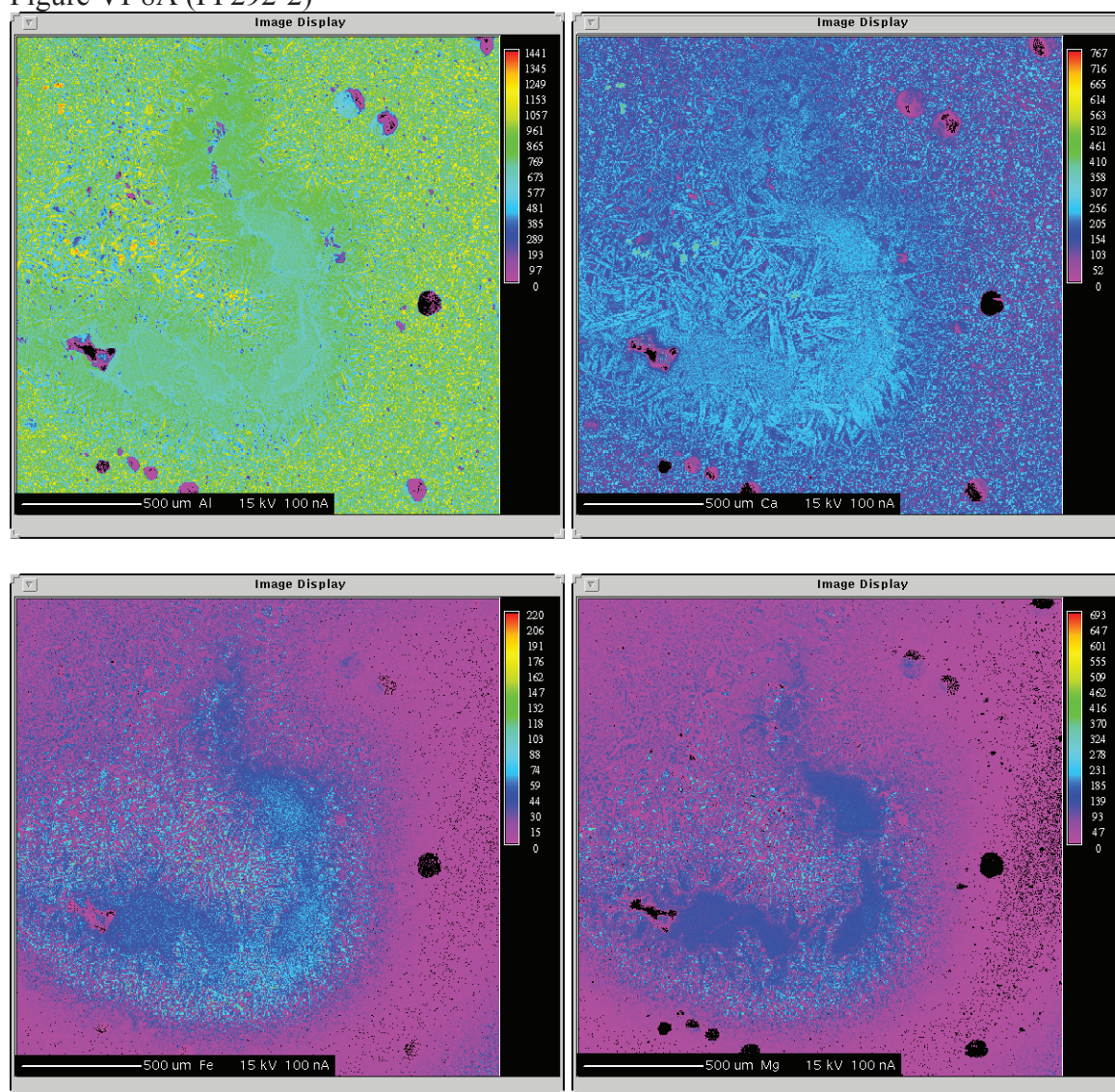
Figure VI*14d



3.2. Basalte vitreux et Htn cristallisée

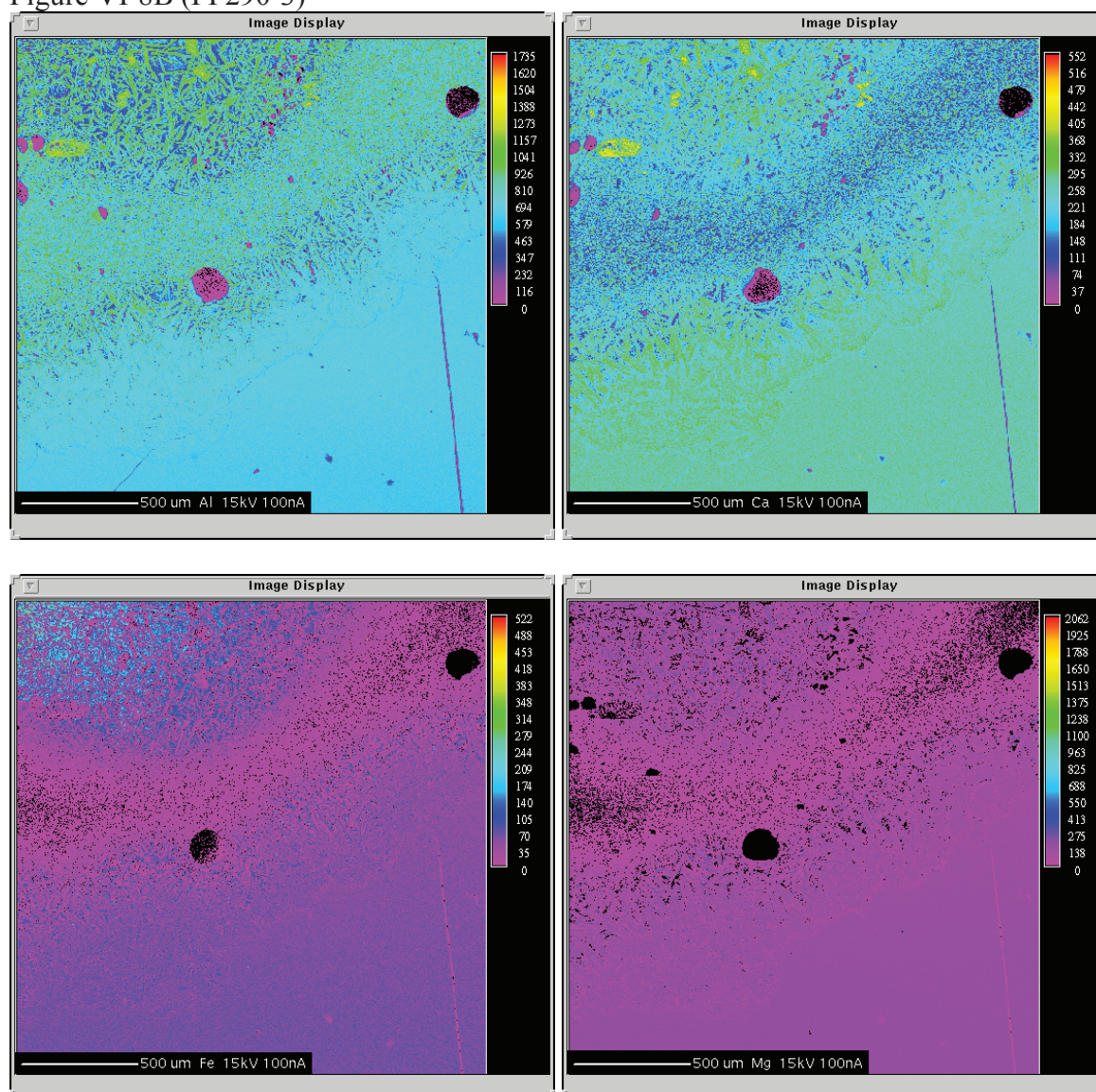
3.2.1. Poche de verre basique

Figure VI-8A (PP292-2)



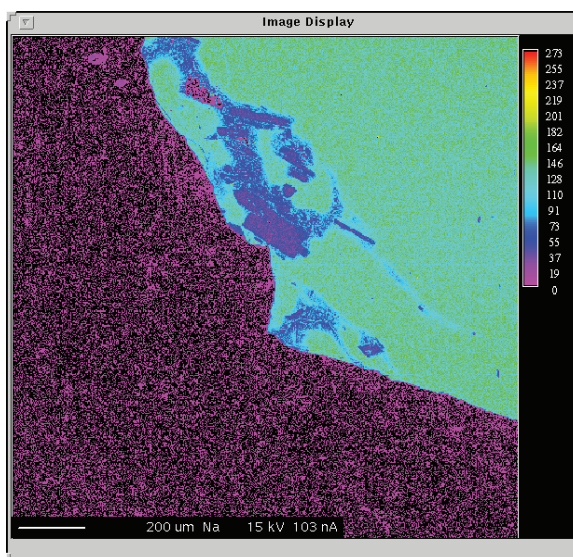
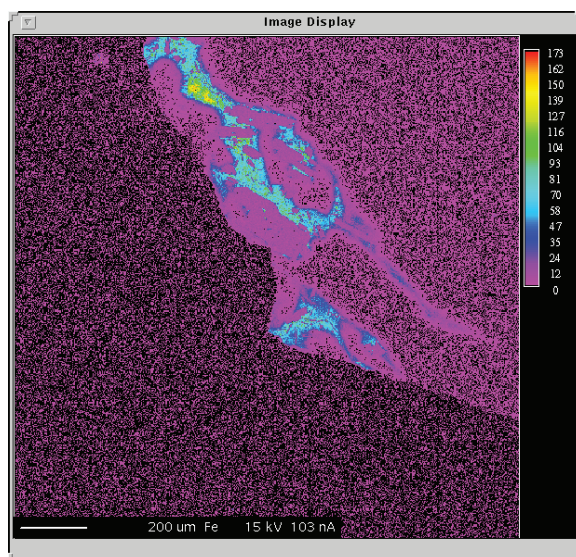
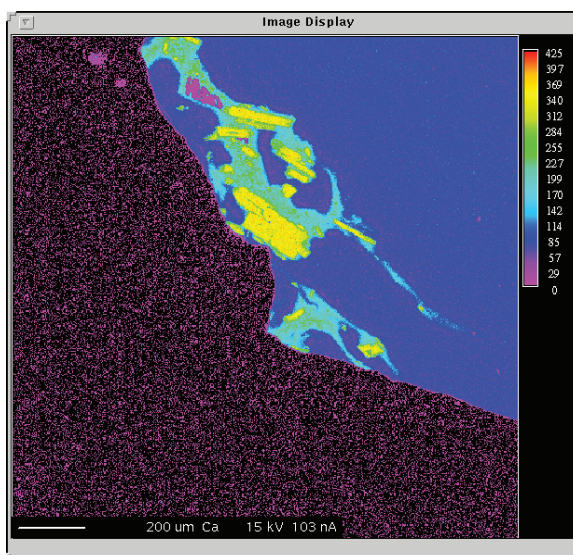
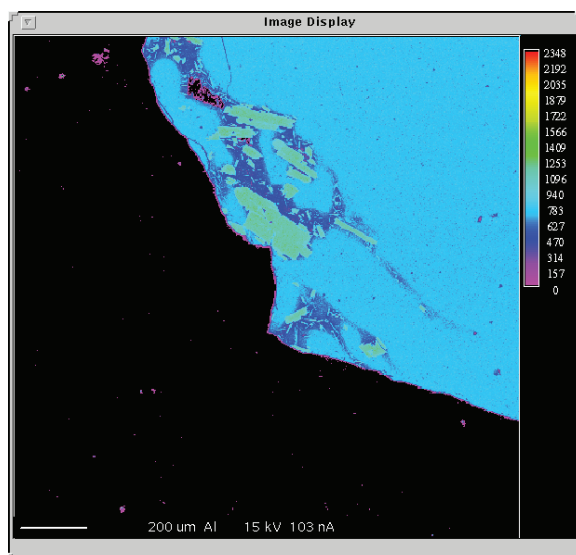
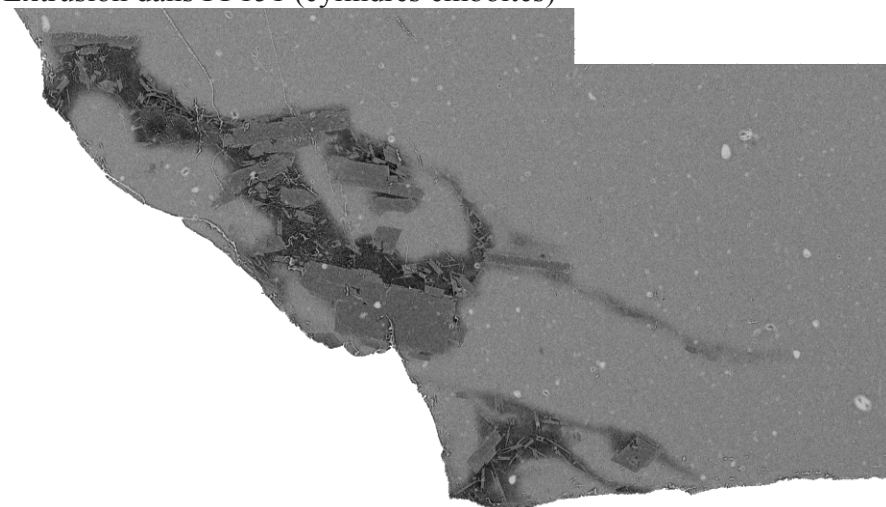
3.2.2. Filament de verre et plagioclases felsiques

Figure VI-8B (PP290-3)

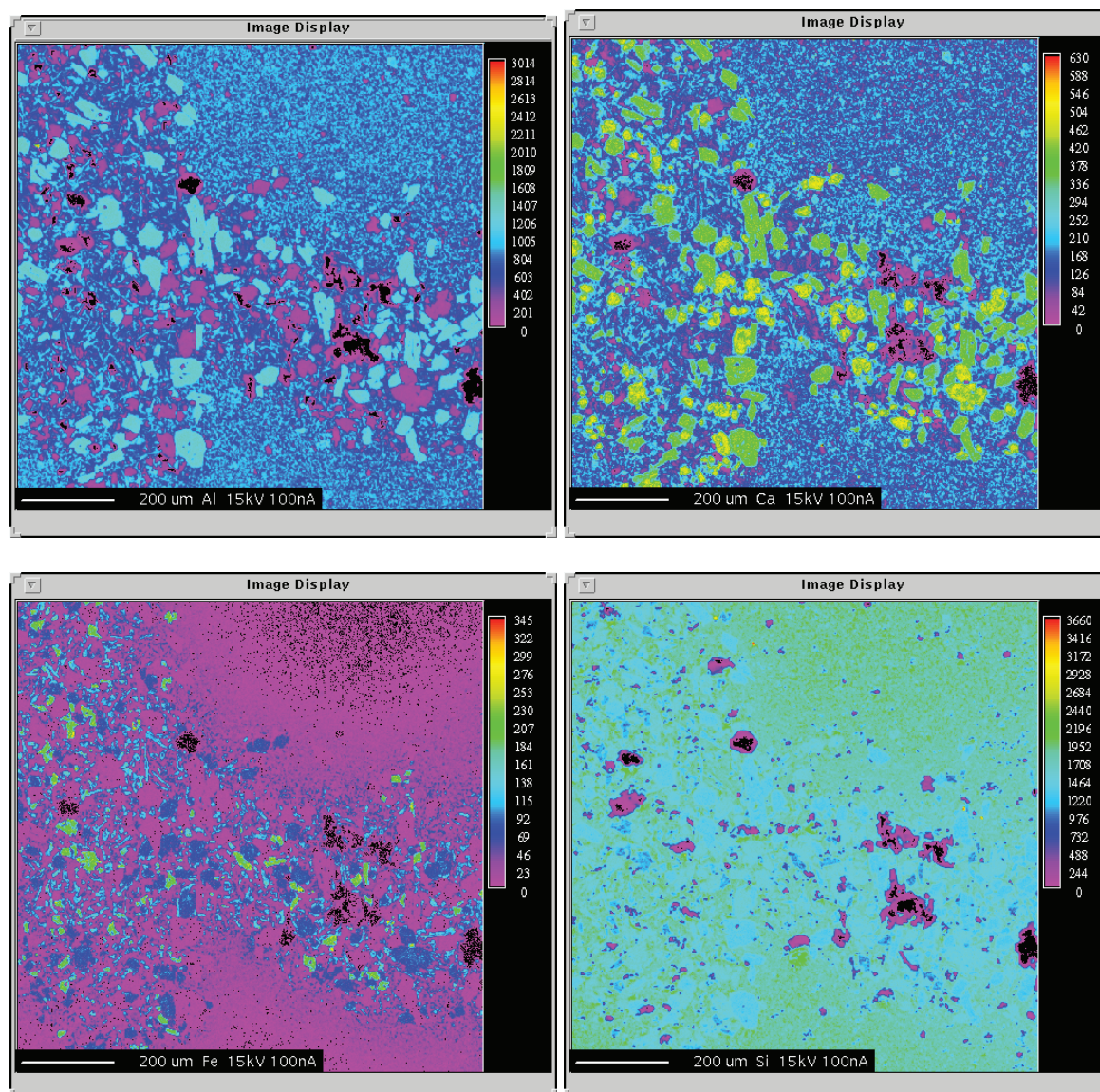
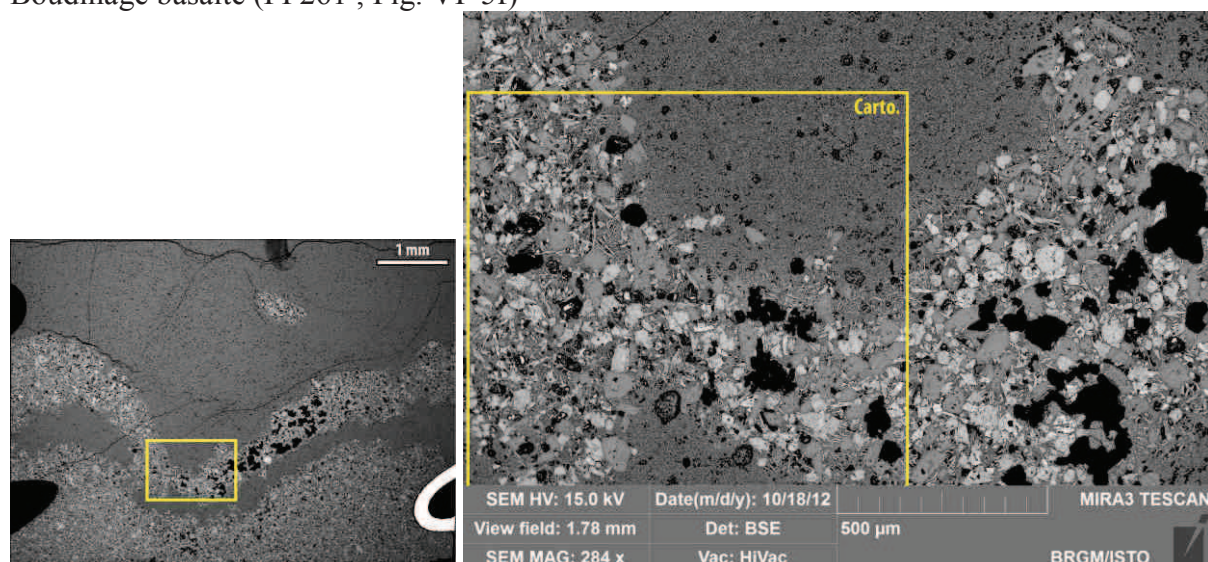


4. CARTOGRAPHIES NOUVELLEMENT PRESENTEES

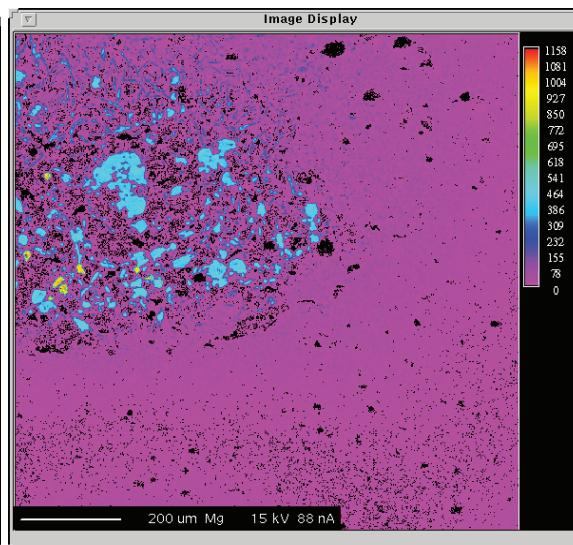
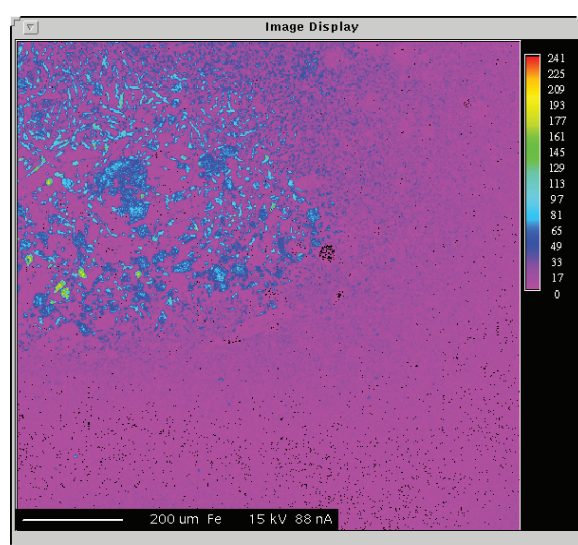
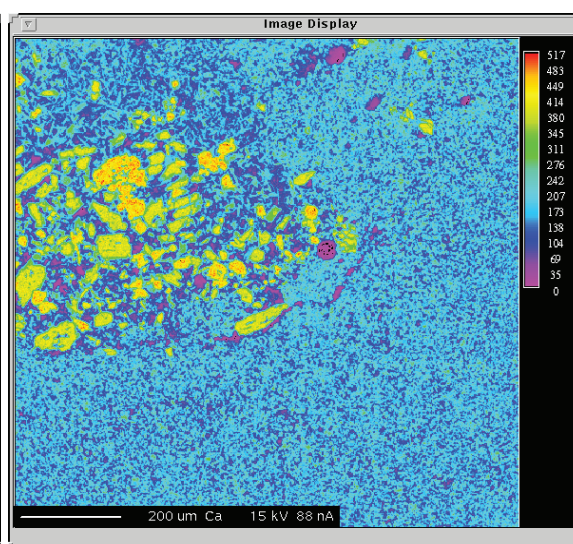
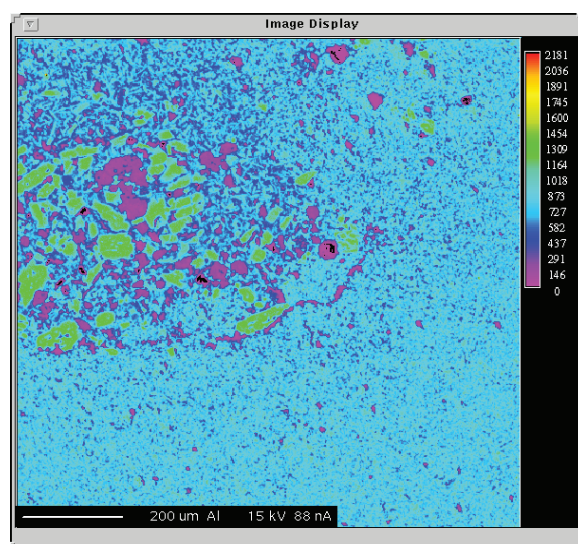
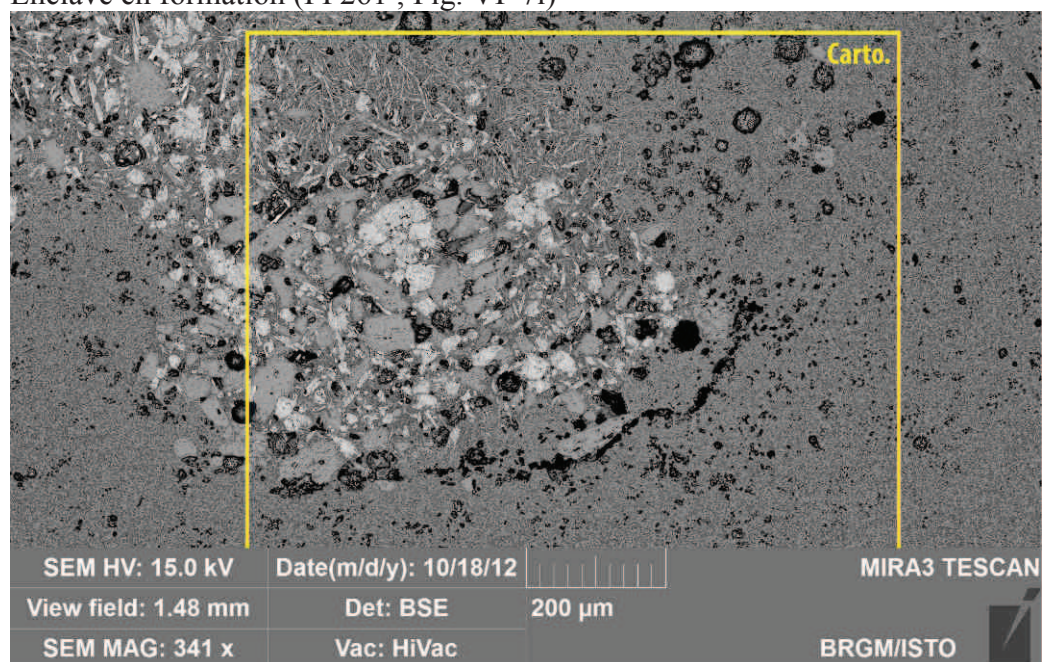
Extrusion dans PP151 (cylindres emboîtés)



Boudinage basalte (PP261 ; Fig. VI*5f)

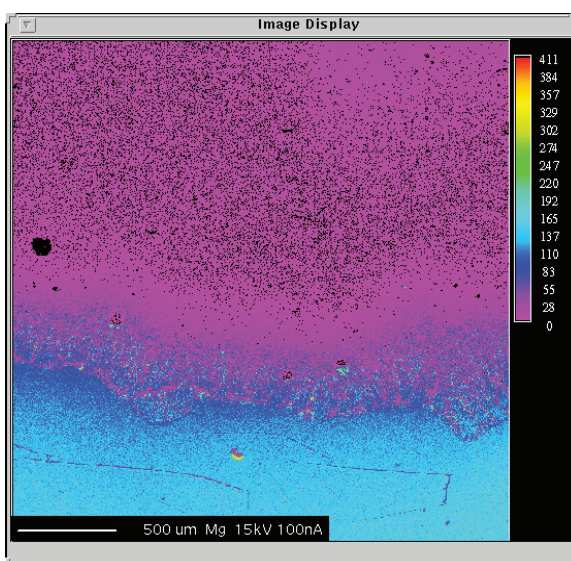
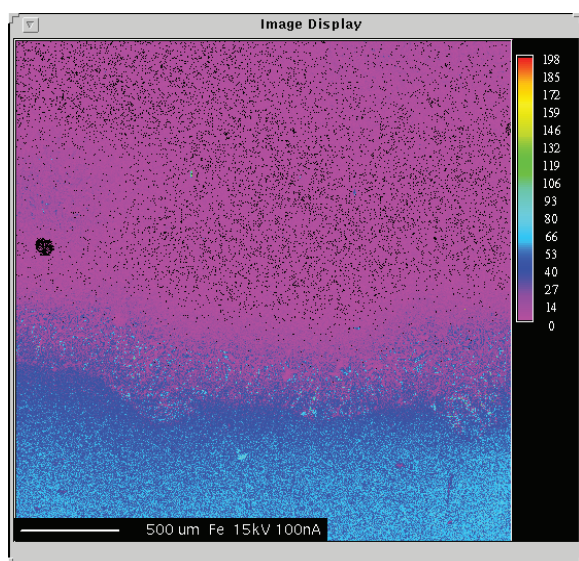
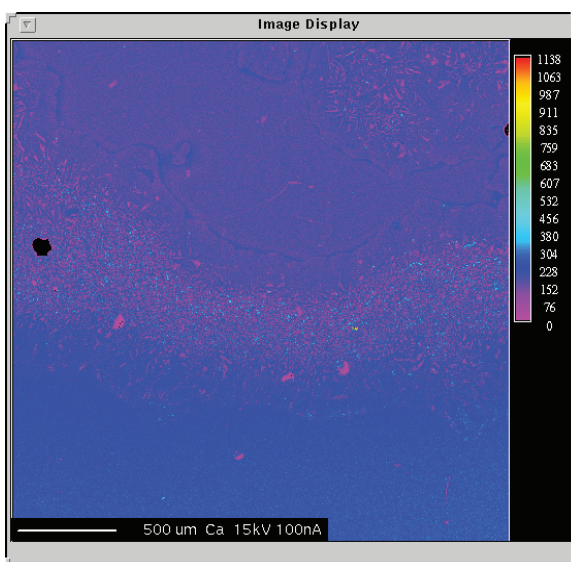
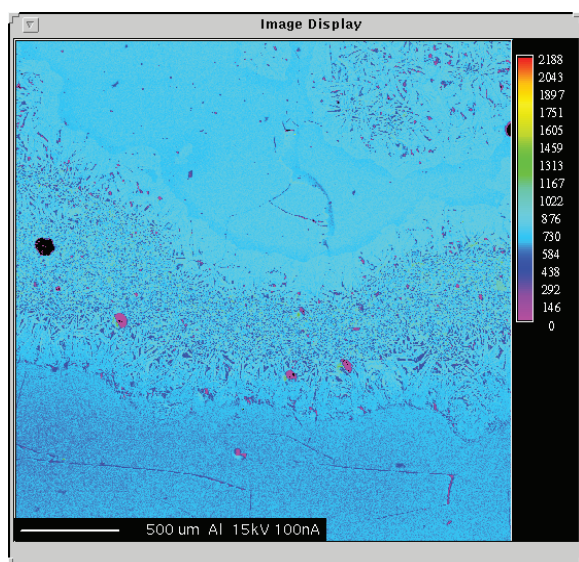
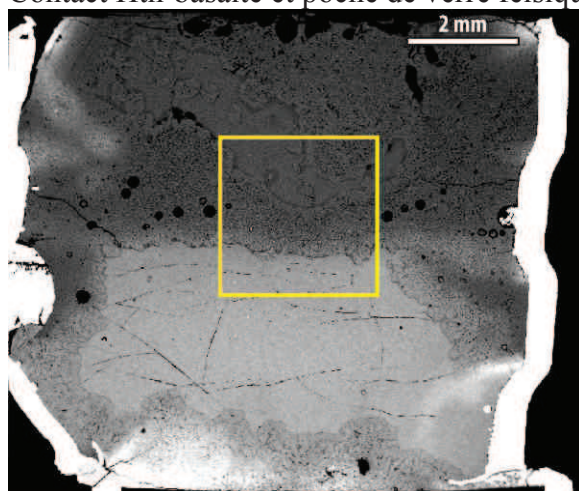


Enclave en formation (PP261 ; Fig. VI*7i)

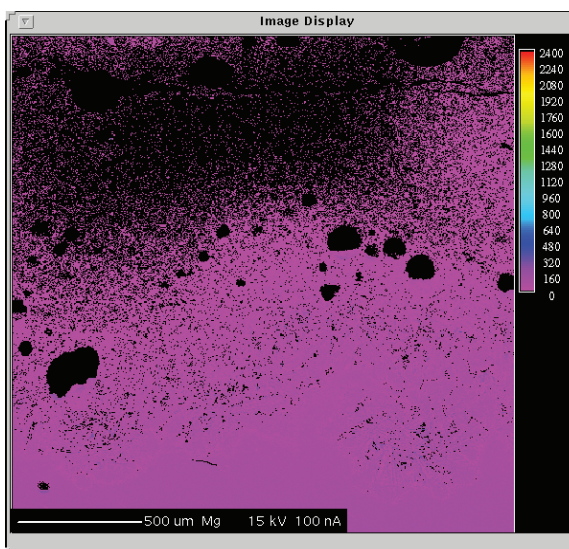
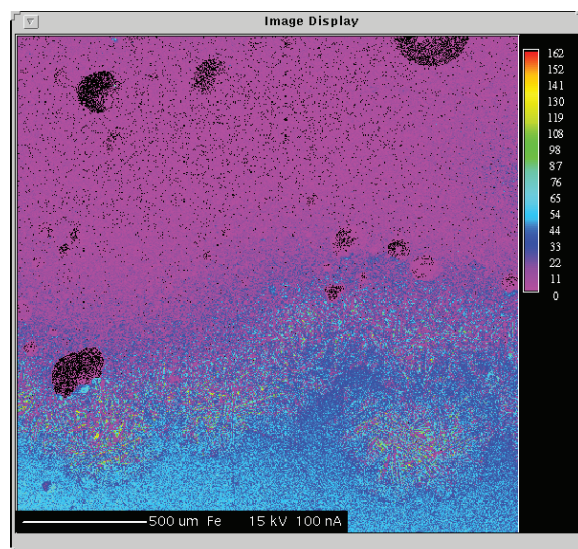
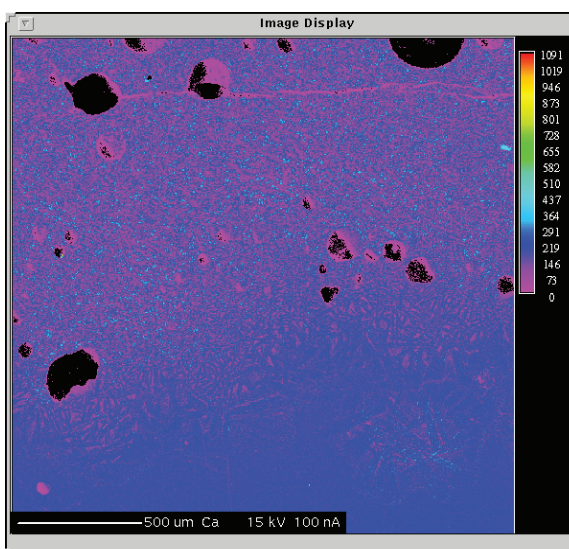
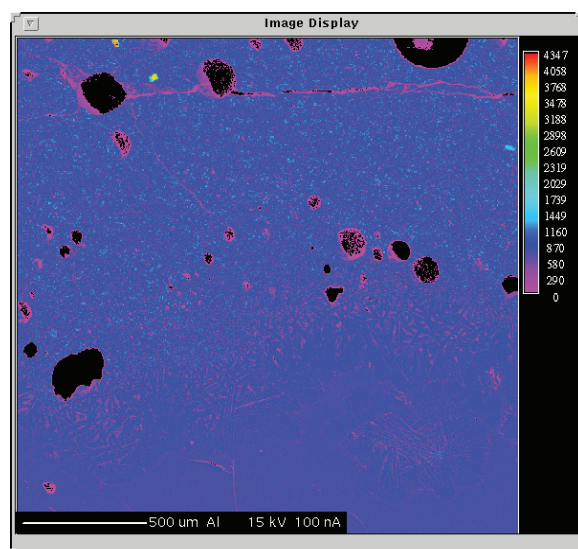
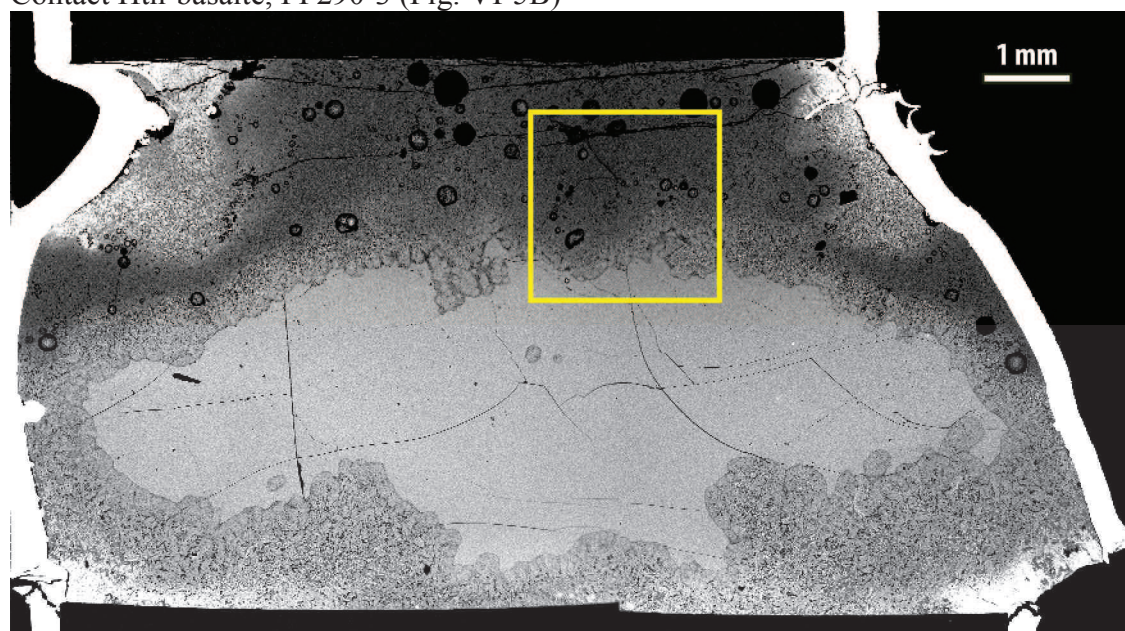


4.1.1. PP289-1

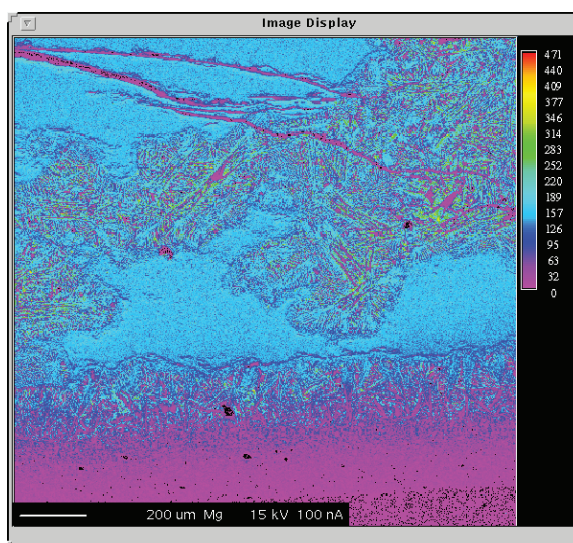
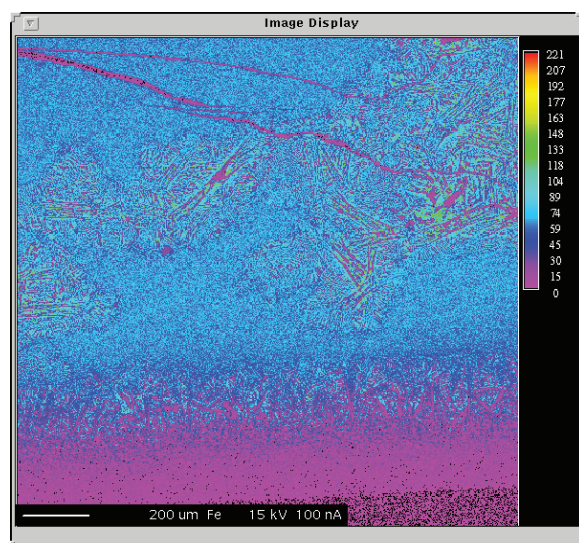
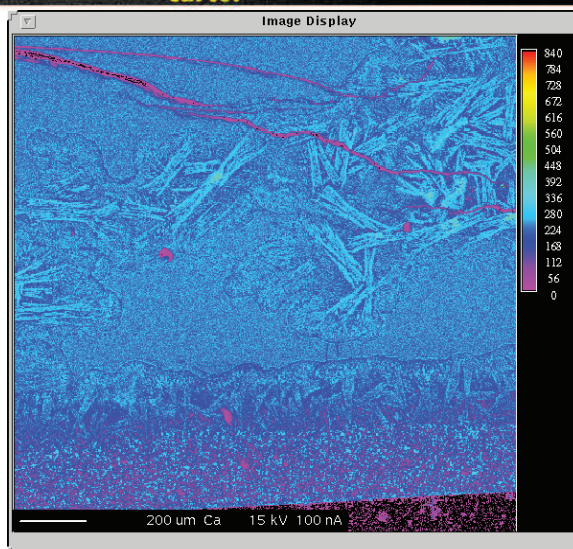
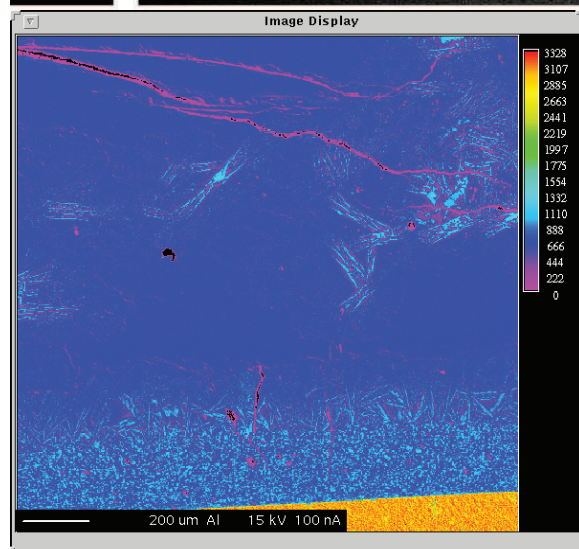
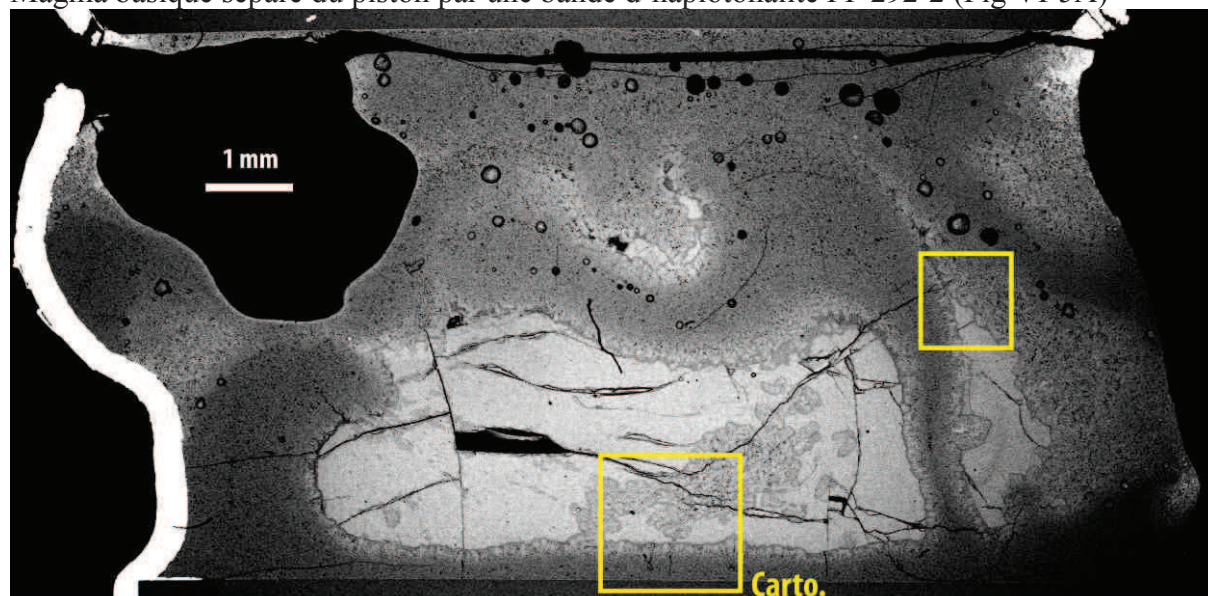
Contact Htn-basalte et poche de verre felsique, PP289-1 (Fig. VI-5D)



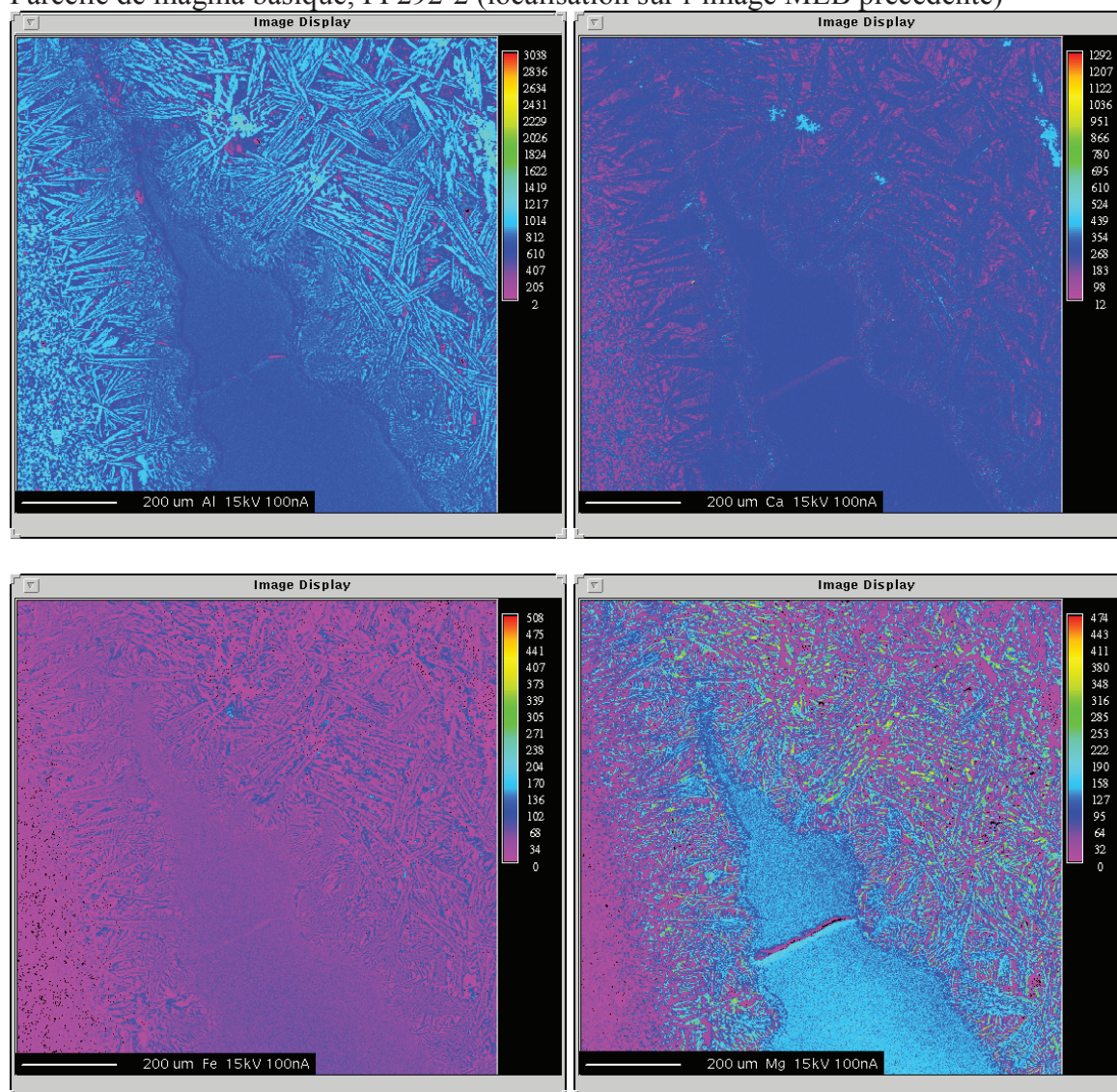
Contact Htn-basalte, PP290-3 (Fig. VI-5B)



Magma basique séparé du piston par une bande d'haplotonalite PP 292-2 (Fig VI-5A)



Parcelle de magma basique, PP292-2 (localisation sur l'image MEB précédente)



ANNEXES C : ENCLAVES DE LA

SOUFRIERE DE MONSERRAT

La soufrière de Montserrat est un volcan actif depuis les années 90 situé dans les petites Antilles, et résultant de la subduction de la plaque atlantique sous la plaque des Caraïbes. Les phases éruptives ont été précédées par une activité sismique dès 1992. Des éruptions phréatiques ont démarré pendant l'été 1995, suivies par la croissance du dôme plus ou moins continue jusqu'à aujourd'hui (mars 2013) dans le cratère des Anglais (dynamisme effusif). Des explosions vulcaniennes ont eu lieu entre août et octobre 1997, mais l'essentiel du dynamisme de la Soufrière consiste en des coulées pyroclastiques et des coulées de blocs et de cendres, issues de l'effondrement du dôme (www.mvo.ms). Les coulées de janvier et février 2010, localisées près de la pointe des espagnols, dans la zone auparavant occupée par l'ancien aéroport (*Trants Airport*), ont été échantillonnées. Les blocs de ces coulées sont andésitiques, et comportent plusieurs types d'enclaves, témoignant de mélange de magmas. La cause de l'éruption est attribuée à l'injection de magma basique. Sur la base des résultats obtenus dans cette étude, l'origine de ces enclaves est discutée ici, en considérant essentiellement leur texture et les relations entre elles.

ANDESITE HOTE

L'andésite hôte a une texture hyalocristalline avec plus de 70 % de cristaux, les 30 % (maximum) restants étant du verre et des bulles (Fig. C 1A). Les cristaux se classent en 3 populations selon leur taille : des phénocristaux (entre ~200 μm et 5 mm) de plagioclase et d'amphibole représentent près de la moitié de la phase cristalline ; des cristaux de plagioclase, amphibole, pyroxène et oxyde forment la population de taille moyenne (~50 μm à ~200 μm) et la plus petite population (< 50 μm) est composée de microlites de plagioclases et pyroxènes. Les cristaux (phénocristaux et matrice) sont relativement anguleux et semblent fracturés. Le verre présente rarement des textures de dévitrification. L'andésite des blocs de la coulée ressemble fortement aux andésites décrites dans les travaux précédents (par exemple Murphy et al., 2000 ; Humphreys et al., 2009 ; Barclay et al., 2010). Les légères différences sont probablement des hétérogénéités locales. Certains blocs présentent un rubanement textural et non compositionnel, lié au cisaillement de magmas de densités différentes (voir plus bas, Fig. C 2A; Clarke et al., 2007 ; Burgisser et al., 2010).

ENCLAVES

Les enclaves se classent en plusieurs types dont les 2 principaux sont décrits qualitativement. Ces types sont similaires aux enclaves décrites par Barclay et al., 2010 sur des produits antérieurs mais dans des proportions différentes ; les produits de 1997 comportent environ 1 % d'enclaves, tandis que les produits de 2007 en comportent jusqu'à 7 % (Barclay et al., 2010). Dans les produits de 2010, les enclaves sont au moins aussi fréquentes (Paul Cole, communication personnelle, 2012).

Les enclaves andésitiques sont les plus courantes dans les blocs de cette coulée et ont des minéralogies et textures proches de celles du magma hôte (Fig. C 1B). Elles comportent des phénocristaux de plagioclase et amphibole dont certains sont fragmentés, et la matrice se caractérise par l'assemblage plagioclase, amphibole, quelques oxydes et du verre. Le verre est significativement plus dévitrifié que le verre de l'andésite hôte. Par ailleurs, la porosité semble inférieure à celle du magma encaissant. Elles ont une forme systématiquement ronde à faiblement ellipsoïdale, et le contour est généralement crénelé.

Les enclaves basiques sont aussi nombreuses que les enclaves andésitiques, et texturalement zonées (Fig. C 1C & D). La texture de la bordure est caractérisée par une matrice composée d'amphiboles et plagioclases enchevêtrés, emprisonnant de nombreuses bulles de gaz, accompagnés d'oxydes et de verre (Fig. C 1C). Cette texture est typique d'une texture diktytaxitique (Bacon, 1986), interprétée comme le refroidissement rapide de l'enclave. Deux auréoles ceinturent l'enclave : l'une composée de plagioclase, l'autre d'amphibole (discutée dans l'article du chapitre VI). Le cœur a la même paragenèse, mais les proportions de verre et surtout de bulles sont plus importantes. Les quelques phénocristaux qu'elles comportent sont des plagioclases zonés. Certaines enclaves sont faiblement anisométriques, mais la plupart présentent des rapports de formes supérieurs à 5, atteignant ~20 pour les plus allongées. Les enclaves basiques sont systématiquement orientées parallèlement à la foliation minérale issue du cisaillement dans le conduit.

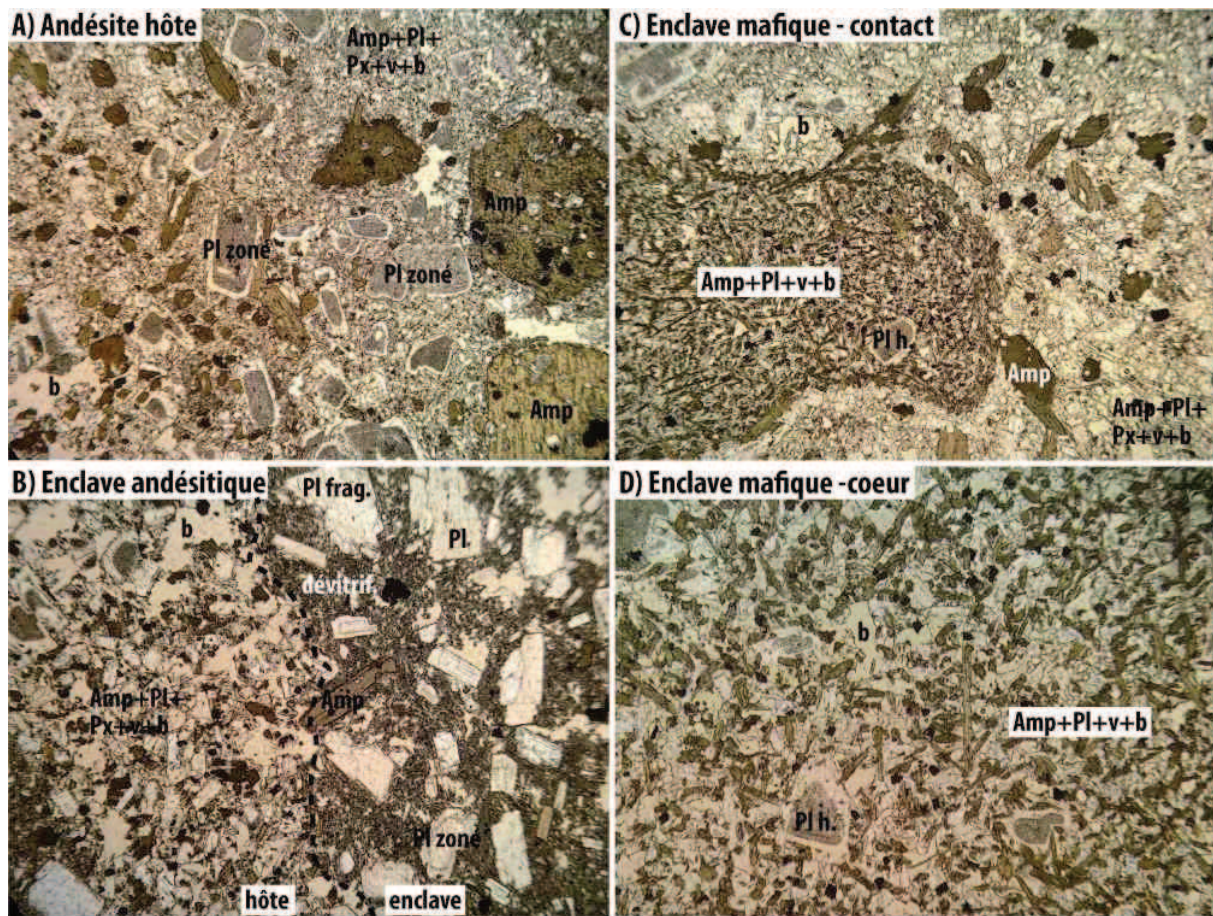


Figure C 1 : photos prises au microscope optique montrant les textures de l'andésite hôte et des 2 types d'enclave principaux. Les largeurs des images sont de 1 mm (A, B, C) et 400 μ m (D). Abréviations : plagioclase (Pl), plagioclase fragmenté (Pl frag.), plagioclase provenant de l'hôte (Pl h.), amphibole (amp), verre (v), bulle (b). Tous les produits contiennent des oxydes, qui ne sont pas mis en valeur dans cette étude.

CONTRAINTES SUR L'ORIGINE DES ENCLAVES

Les 2 types d'enclaves présentent des textures variées dues à leur origine différente. Les enclaves basiques sont souvent déformées, étirées (Fig. C 2B). D'après les résultats obtenus dans cette étude, une telle déformation ne peut se faire qu'à une fraction cristalline ($\Phi_s < 45\%$ en volume) et une viscosité ($\log \eta < 8$ Pa.s) relativement basses. D'après Barclay et al. (1998), le réservoir andésitique est à une température de $\sim 840^\circ\text{C}$ lorsqu'il est rechargé par une andésite basaltique à environ 1100°C . Murphy et al. (2000) estiment la cristallinité de l'andésite hôte entre 60 et 65 %. Le faible mélange des 2 magmas provient du refroidissement rapide du magma injecté dans le réservoir plus froid (Humphreys et al., 2009), et indique un taux de recharge relativement faible. Par conséquent, la température à l'échelle de la chambre est faiblement élevée et la déformation des enclaves intervient rapidement après l'injection. De même, l'incorporation de cristaux de l'andésite dans les enclaves basiques témoigne de l'état liquide des enclaves (Humphreys et al., 2009), attestant du caractère profond de leur formation (réservoir). La porosité plus faible en leur bordure provient peut-être de l'interaction entre l'enclave et l'andésite hôte, mais la présence de l'amphibole montre que la cristallisation a eu lieu avant la perte en eau.

La forme des enclaves andésitiques, quant à elle, traduit soit une faible déformation, soit leur préservation. La position d'enclaves de ce type près de structures de cisaillement suggère qu'elles ont également subi une forte déformation. En effet, le rubanement présenté en Figure C 2 est interprété comme résultant d'un cisaillement superficiel (conduit ou dôme) affectant des magmas de densités différentes (Burgisser et al., 2010). De plus, l'épaisseur variable des rubanements suggère que l'enclave andésitique subit une rotation plutôt qu'une déformation, se comportant de manière rigide (Fig. C 1B). La fragmentation des enclaves andésitiques parallèle à la foliation minérale traduit leur vésiculation lors de la remontée dans le conduit et confirme leur comportement rigide (Giachetti et al., 2010). La préservation des enclaves est favorisée par une viscosité supérieure à celle du magma hôte, notamment grâce à la présence d'une charpente cristalline (Martin et al., 2006 ; Laumonier et al., soumis a ; b). La faible porosité de ce type d'enclave, la préservation de sa forme sub-sphérique, et la texture dévitriifiée du verre laissent penser qu'il s'agit d'une andésite retravaillée. En effet, la dévitrification est le résultat du réchauffement de verre et du passage de fluides (Lofgren, 1971). Baxter (1999) propose que la croissance des microlites et la dévitrification du verre sont contemporaines du dôme. Il paraît cependant difficile d'enfouir à nouveau un magma extrudé. Du magma andésitique retravaillé peut provenir d'ailleurs. Clarke et al. (2007) et Burgisser et al. (2010) attribuent le dynamisme vulcanien de la Soufrière de Montserrat à la stratification en 3 parties de la colonne avant éruption : le sommet est composé d'un bouchon dégazé et dense fermant la colonne. Il surmonte des magmas dont le rubanement révèle des différences de densité et un cisaillement intense. Le bas de la colonne, quant à lui, est composé de magma relativement dense, et pourrait être à l'origine des enclaves andésitiques. De plus, la proportion d'enclaves de ce type est largement plus importante dans les produits les plus récents, postérieurs au dynamisme vulcanien.

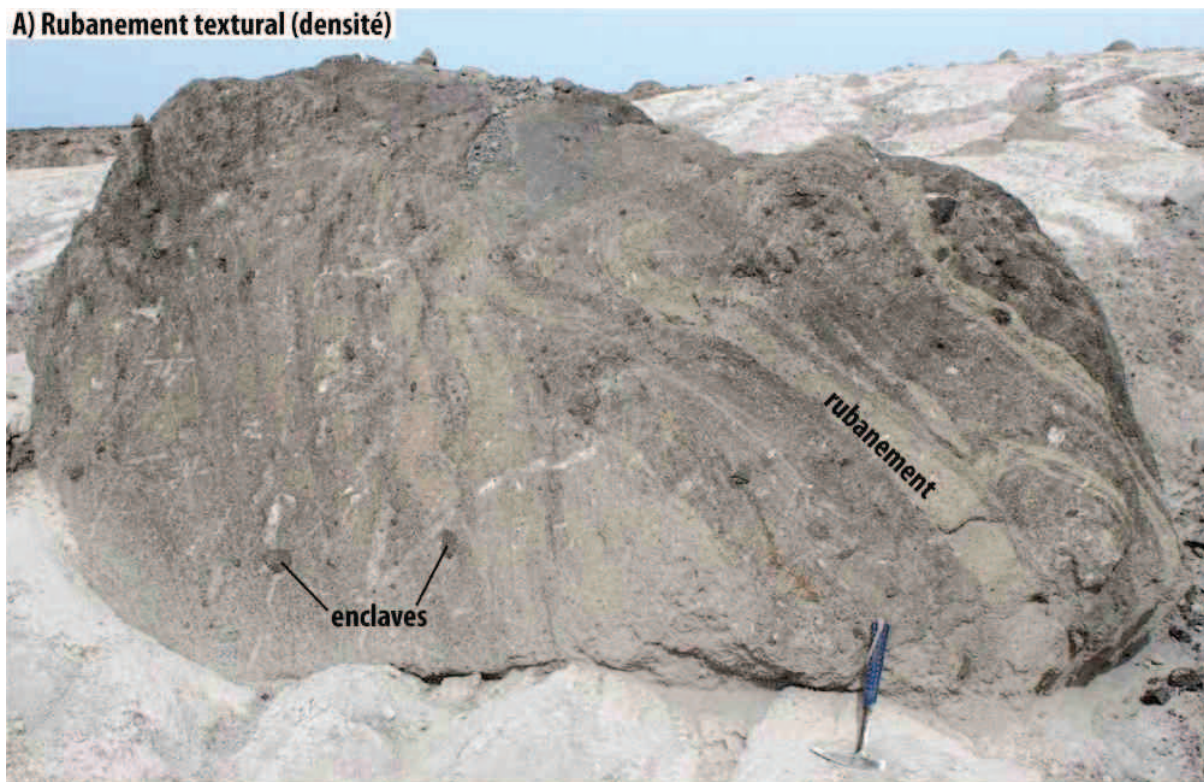
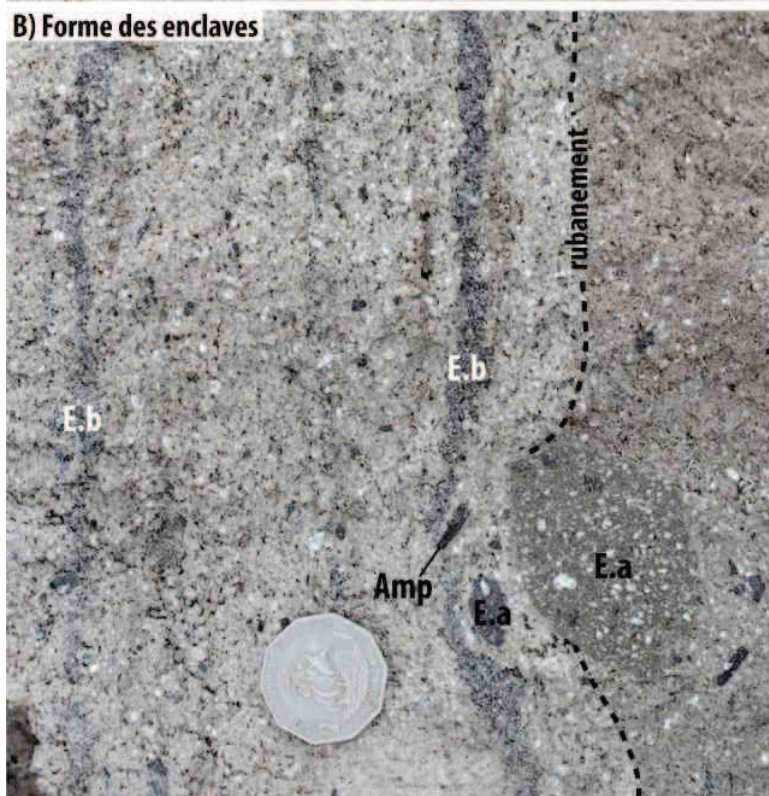
A) Rubanement textural (densité)**B) Forme des enclaves****C) Boudinage syn éruptif**

Figure C 2 : photographies de produits issus de la coulée de blocs et cendres de février 2011, vers Trants Airport, Montserrat. (A) bloc avec un rubanement de magmas de densités différentes témoignant d'un intense cisaillement tardif (conduit, dôme). (B) enclaves basiques (E.b) et andésitiques (E.a) et rubanement textural induit par le cisaillement orienté verticalement sur cette image. (C) enclave andésitique fragmentée perpendiculairement à la foliation minérale marquée par l'alignement des phénocristaux d'amphiboles.

La viscosité de l'andésite constituant le réservoir et des 2 types d'enclaves ont été calculées selon le même procédé que précédemment. Les fractions cristallines des 3 matériaux ont été estimées à partir des équilibres de phase de l'andésite de la Montagne Pelée (Martel et al., 1999). Les

températures de 1100°C (injection du magma basique) et 1040°C (liquidus de l'andésite de la montagne Pelée) ont été choisies comme température de liquidus. En revanche, la composition chimique du liquide résiduel n'étant pas contrainte, la composition globale a été considérée. Il s'agit de la composition de l'andésite des éruptions de 1995 à 1997 pour le magma hôte et l'enclave andésitique (Murphy et al., 1998) et de la moyenne des compositions globales de plusieurs inclusions basiques (Murphy et al., 2000). Par conséquent, les viscosités sont probablement sous-estimées ; le verre résiduel des enclaves a une composition rhyolitique (Humphreys et al., 2009). Les courbes de viscosités sont présentées en Figure C 3. Les enclaves basiques sont moins visqueuses que le magma andésitique jusqu'à une température de 960°C environ. Par conséquent, la déformation des enclaves basiques, si elle est n'est possible qu'à basse viscosité, a lieu une température supérieure à 950°C. Humphreys et al. (2013) proposent que 25 % des phénocristaux de l'andésite hôte ont interagi avec du magma basique et que la fraction de cristaux issus du basalte implique une recharge de 6 % en volume minimum. La fraction est bien inférieure à la fraction de magma basique injecté qui aurait permis d'atteindre les conditions de mélange plus abouti (0.48 minimum). L'absence de mélange indique que la fraction injectée est inférieure, mais que les enclaves ont pu se déformer avant leur refroidissement.

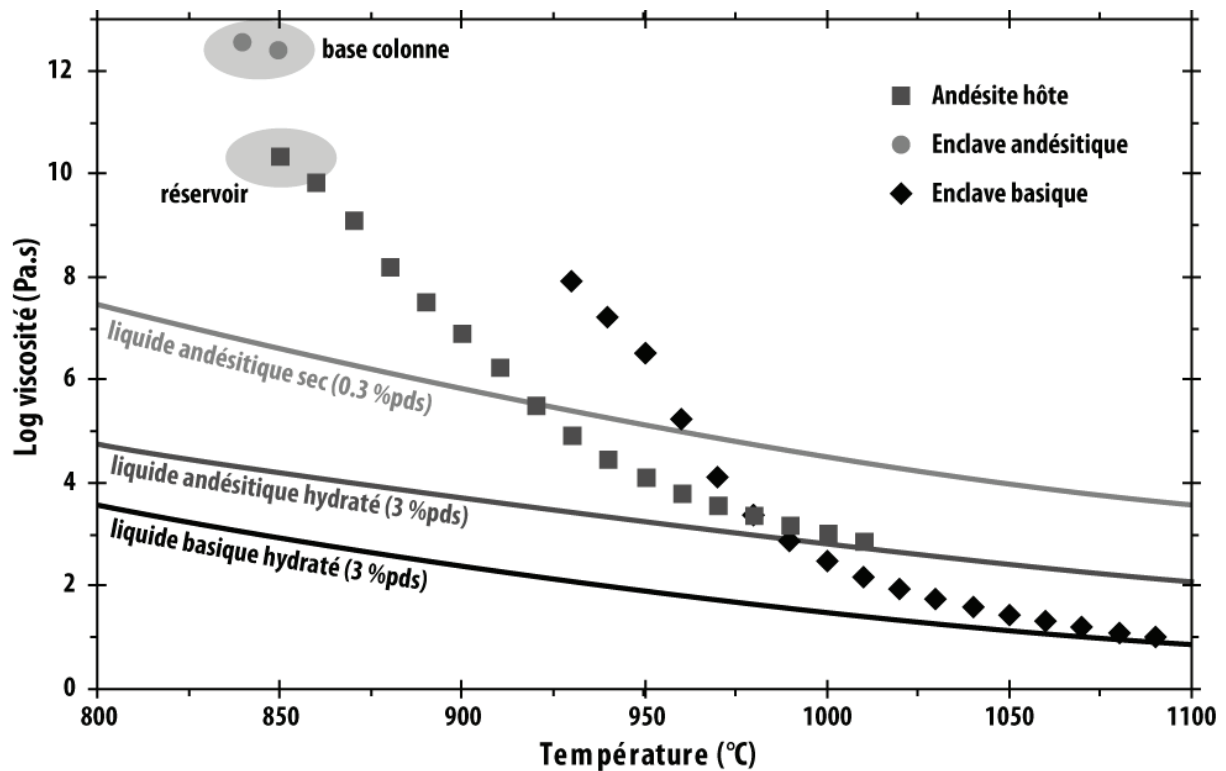


Figure C 3 : évolution de la viscosité de l'andésite formant le réservoir, des enclaves basiques et andésitiques courantes dans les produits récents de la Soufrière de Montserrat.

De nombreuses enclaves basiques englobent des enclaves andésitiques, mais l'inverse n'a pas été observé (Fig. C 4). Ainsi, au moment de la formation ou déformation des enclaves basiques, les enclaves andésitiques étaient plus visqueuses. Plusieurs hypothèses peuvent ainsi être déduites :

- le magma andésitique dégazé peut être amené en profondeur, proche de l'intrusion,
- l'intrusion n'est pas limitée au fond de la chambre
- les enclaves basiques peuvent encore se déformer dans le conduit.

La première hypothèse citée ne peut être testée, faute d'arguments. L'étude texturale des phénocristaux (résorption, rééquilibration) pourrait renseigner quant à cette hypothèse. La seconde

nécessite la remontée de magma basique. Cette remontée peut provenir de la convection de la chambre, ou du panache résultant de l'intrusion elle-même (Snyder & tait, 1996). Le retournement de la chambre ou l'éruption de magma sont également susceptibles d'amener du magma fraîchement injecté à des niveaux plus superficiels. Enfin, la troisième hypothèse est discutable. En effet, les résultats de cette étude sont restreints à des enclaves, cristallisées ou non, mais leur porosité n'a pas été prise en compte. L'effet de la porosité sur la viscosité est controversée (Bagdassarov & Dingwell, 1992 ; Stein & Spera, 1992 ; Manga et al., 1998 ; Lejeune et al., 1999 ; Bagdassarov & Pinkerton, 2004 ; Annexe A). L'expérience PP316, comprenant des enclaves dans un magma poreux montre que la viscosité est réduite (0.6 unité log) par la présence de 12 % en volume de pores. La porosité des enclaves diktytaxitiques de Montserrat est relativement élevée, dépassant parfois les 25 % en volume. Des enclaves basiques ont été observées avec une porosité similaire, par exemple dans des produits de Crater Lake, Mt Hood, Glacier Peak, Chaos Crags, Lassen Peak,... (Eichelberger et al., 1980). Ainsi, il est possible que, sous l'effet de l'intense déformation dans le conduit par exemple, la charpente cristalline soit plus facile à rompre, permettant la déformation des enclaves. De plus, la cristallisation et la décompression du magma lors de sa remontée sont 2 paramètres favorisant l'augmentation de la porosité.

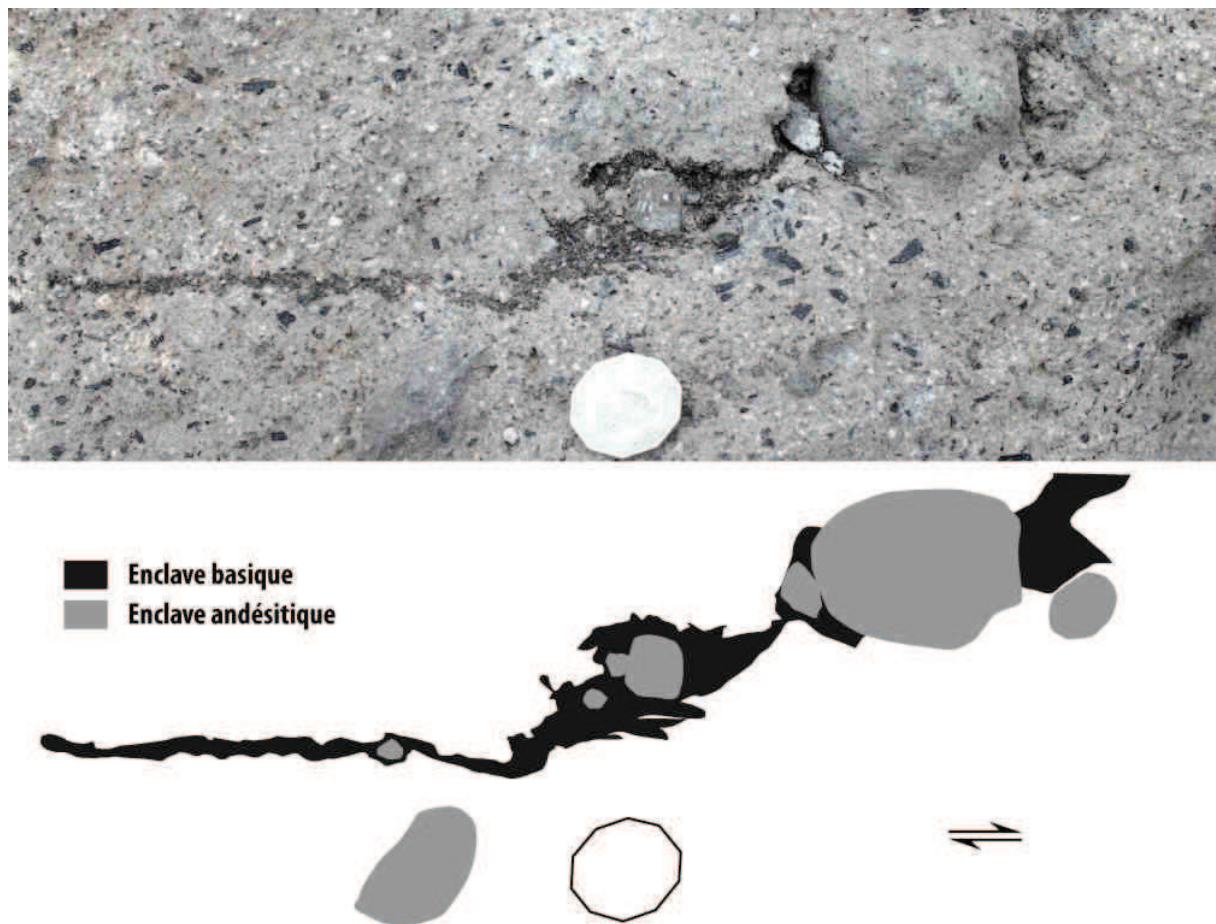


Figure C 4 : enclaves andésitiques sub-arrondies contenues dans une enclave basique allongée. La pièce de monnaie pour l'échelle mesure environ 38 mm.

ANNEXES D : ARTICLES PUBLIES

Pendant ces 3,5 années de thèse, le sujet de recherche a été complété par un service d'enseignement (TP de pétrologie magmatique et camp de terrain, niveau L2), et la rédaction de 3 articles. L'un d'eux, publié dans *Geology*, est la valorisation d'une partie de mes travaux de master et concerne la redistribution de la porosité dans un magma cristallisé par déformation. Il aborde la thématique de dégazage des magmas, et les conséquences sur le style éruptif de volcan. Les 2 autres articles (participation en tant que co-auteur) sont publiés dans *Earth and Planetary Science Letter* et *Physics of the Earth and Planetary Interiors* au sujet de l'anomalie de la conductivité électrique dans le manteau supérieur à l'aplomb des dorsales médio-océaniques. Ces publications sont le fruit d'un stage de recherche hors cursus scolaire effectué en juillet-août 2009, entre le master et le début de la thèse, encadré par T. Yoshino. La majorité des expériences incluses dans les articles ont été réalisées pendant le stage, ainsi que l'analyse des résultats électriques et texturaux. La rédaction des articles (> 50 %) a démarré sur place lors de la dernière semaine du stage, et a été terminée par T. Yoshino.

Le résumé de ces 3 articles est présenté dans cette annexe.

1. YOSHINO ET AL., 2010

Yoshino, T., **Laumonier, M.**, McIsaac, E. & Katsura, T. Electrical conductivity of basaltic and carbonatite melt-bearing peridotites at high pressures: Implications for melt distribution and melt fraction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 295, 593-602 (2010).

Abstract:

Electrical impedance measurements were performed on two types of partial molten samples with basaltic and carbonatitic melts in a Kawai-type multi-anvil apparatus in order to investigate melt fraction–conductivity relationships and melt distribution of the partial molten mantle peridotite under high pressure. The silicate samples were composed of San Carlos olivine with various amounts of mid-ocean ridge basalt (MORB), and the carbonate samples were a mixture of San Carlos olivine with various amounts of carbonatite. High-pressure experiments on the silicate and carbonate systems were performed up to 1600 K at 1.5 GPa and up to at least 1650 K at 3 GPa, respectively. The sample conductivity increased with increasing melt fraction. Carbonatite-bearing samples show approximately one order of magnitude higher conductivity than basalt-bearing ones at the similar melt fraction. A linear relationship between log conductivity (σ_{bulk}) and log melt fraction (ϕ) can be expressed well by the Archie's law (Archie, 1942) ($\sigma_{\text{bulk}}/\sigma_{\text{melt}} = C\phi^n$) with parameters $C = 0.68$ and 0.97 , $n = 0.87$ and 1.13 for silicate and carbonate systems, respectively. Comparison of the electrical conductivity data with theoretical predictions for melt distribution indicates that the model assuming that the grain boundary is completely wetted by melt is the most preferable melt geometry. The gradual change of conductivity with melt fraction suggests no permeability jump due to melt percolation at a certain melt fraction. The melt fraction of the partial molten region in the upper mantle can be estimated to be 1–3 % and ~0.3 % for basaltic melt and carbonatite melt, respectively.

2. LAUMONIER ET AL., 2011

Laumonier, M., Arbaret, L., Burgisser, A. & Champallier, R. Porosity redistribution enhanced by strain localization in crystal-rich magmas. *Geology* (2011). doi:10.1130/G31803.1

Abstract:

Magma degassing, characterized by changes in permeability and porosity distribution, has a crucial control on the style of eruption. During ascent, magma might develop large porosities and crystallize while it is subjected to shear. Shear, in turn, enhances complex fabrics that result from the reorganization of the different phases (crystals, gas, melt). Such fabrics have not yet been evaluated experimentally on a three-phase system. We performed torsion experiments on a synthetic crystal-rich hydrous magma at subsolidus conditions with 11 vol% porosity to establish a link between strain partitioning and porosity redistribution. Crystals induce non-Newtonian deformation, resulting in localization of the shear strain. Three-dimensional microtomography and two-dimensional scanning electron microscope imaging show gas accumulation in local microstructures caused by shear-induced crystal fabric. Our data show that strain localization is a mechanism that could enable magma degassing at very low vesicularity.

3. YOSHINO ET AL., 2012

Yoshino, T., McIsaac, E., **Laumonier, M.** & Katsura, T. Electrical conductivity of partial molten carbonate peridotite. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 194, 1-9.

Abstract:

In order to investigate the effect of carbonate-content in partial melt on bulk conductivity under high pressure, electrical conductivity measurements were performed on carbonate melt-bearing peridotites using a Kawai-type multi-anvil apparatus. The starting materials were composed of spinel lherzolite (KLB1) with small amounts of dolomite (1 and 3 wt.%). To obtain various melt fractions, annealing experiments were performed at different temperatures above 1400 K at 3 GPa. At low temperatures (≤ 1500 K), the conductivity was distinctly higher than that of carbonate-free peridotite and close to that of the carbonatite melt-bearing olivine aggregates. Although the sample conductivity increased with increasing temperature, the rate at which the conductivity increases was small and the conductivity approached that of silicate melt-bearing peridotite. CO₂ concentration in the partial melt decreased with increasing annealing temperature. Thus, the small increase of the conductivity with annealing temperature is attributed to a decrease of the melt conductivity due to a decrease in carbonate content in the partial melt. As the carbonate concentration in the melt decreases, the estimated melt conductivity approaches that of the basaltic melt. Therefore, conductivity enhancement by the carbonate-bearing melt is very effective at temperature just above that of the carbonate peridotite solidus.

Mickaël LAUMONIER

**Mélange de magmas à HP-HT :
contraintes expérimentales et application au magmatisme d'arc**

Résumé :

Trois magmas (hapltonalite synthétique, basalte et dacite de Santorin) ont été juxtaposés et déformés à l'aide d'une presse de type Paterson pour contraindre les conditions de mélange de magmas à haute pression (300 MPa). Ces trois magmas ont été utilisés en conditions sèches ou hydratées et dans une gamme de température comprise entre 600 et 1200°C, permettant d'obtenir plusieurs fractions cristallines et contrastes de viscosité. Les textures de mélange produites lors des expériences dépendent de la fraction cristalline et sont similaires aux textures rencontrées dans la nature. Les textures de mélange mécanique (*mingling*) produites sont la ségrégation de cristaux depuis leur magma source, la formation d'enclaves par détachement et de filaments par étirement de parcelles de magma. Le mélange chimique (*mixing*) est illustré par des zones d'interactions comportant une large variété de liquides intermédiaires et la cristallisation de nouvelles phases. Le mélange est produit en l'absence d'une charpente cristalline dans l'un ou l'autre des magmas, si le contraste de viscosité est faible ($< 0,3$ unité log) et en dessous d'un seuil de viscosité absolue, déterminé entre 10^7 et 10^8 Pa.s. Par ailleurs, l'eau joue un rôle important sur les propriétés rhéologiques des magmas, et donc sur leurs capacités de mélanges : elle abaisse le seuil de mélange de près de 200°C en tre des magmas saturés en eau, et son exsolution (présence de bulles) entraîne une réduction significative des viscosités promouvant le mélange à des fractions cristallines plus faibles.

Les conditions rhéologiques favorables aux mélanges entre le magma d'un réservoir et un magma plus chaud qui le recharge ont été déterminées selon la fraction de magma injecté. Cette fraction est de 0,5 minimum pour la majorité des réservoirs typiques du contexte d'arc. La comparaison avec des systèmes plutoniques et volcaniques exposant des figures de mélange montre que les conditions favorables aux mélanges sont atteintes avec des fractions inférieures. Ceci suggère que le fonctionnement d'un réservoir magmatique est influencé par ses styles et taux de recharge, ainsi que la quantité de volatils.

Mots clés : magma, mélange, déformation, viscosité, texture, enclave, volatils, bulle, réservoir.

**Magma mixing at HP-HT:
experimental constraints and application to arc magmatism**

Abstract:

Three magmas (a synthetic hapltonalite, a basalt and a dacite from Santorini Volcano) have been deformed together at $P=300$ MPa in a Paterson type apparatus to constrain the mixing capacities between chemically contrasted magmas. Both dry and hydrous conditions were investigated at temperatures varying between 600 and 1200°C to vary magma crystallinity and viscosity contrasts. Mingling and mixing features were produced, which closely resemble those encountered in nature. Mingling features are xenocrysts, enclaves, and melt filaments. Diverse intermediate liquids and newly grown crystals characterize the mixing textures. Both mixing and mingling features were produced after crystal network breakage, at low viscosity contrasts (less than 0.3 log unit) and bulk viscosities lower than $10^7 - 10^8$ Pa.s. The presence of water considerably affects the rheological properties of magmas and their mixing capacities: water-saturated magmas are able to mix at temperatures 200°C colder than their dry equivalent, and bubbles may influence the viscosity contrast leading to mixing at lower crystal fractions.

Rheological conditions favourable to magma mixing between the resident magma in the reservoir and a hot replenishing one were determined according to the injected mafic magma fraction. The minimum fraction of mafic magma for mixing is 0.5 for typical arc magma chambers. The comparison with plutonic and volcanic rocks displaying mixing features shows that mixing may, however, occur at lower fractions. This suggests that reservoir dynamism may depend on the style and the frequency of the injection rate, and the amount of volatiles.

Keywords: magma, mixing, mingling, deformation, viscosity, textures, enclave, volatiles, bubble, reservoir.