

Magmatisme d'arc et fusion partielle de la croûte mafique hydratée

Auteur : Maroît, Julien

Promoteur(s) : Charlier, Bernard

Faculté : Faculté des Sciences

Diplôme : Master en sciences géologiques, à finalité approfondie

Année académique : 2025-2026

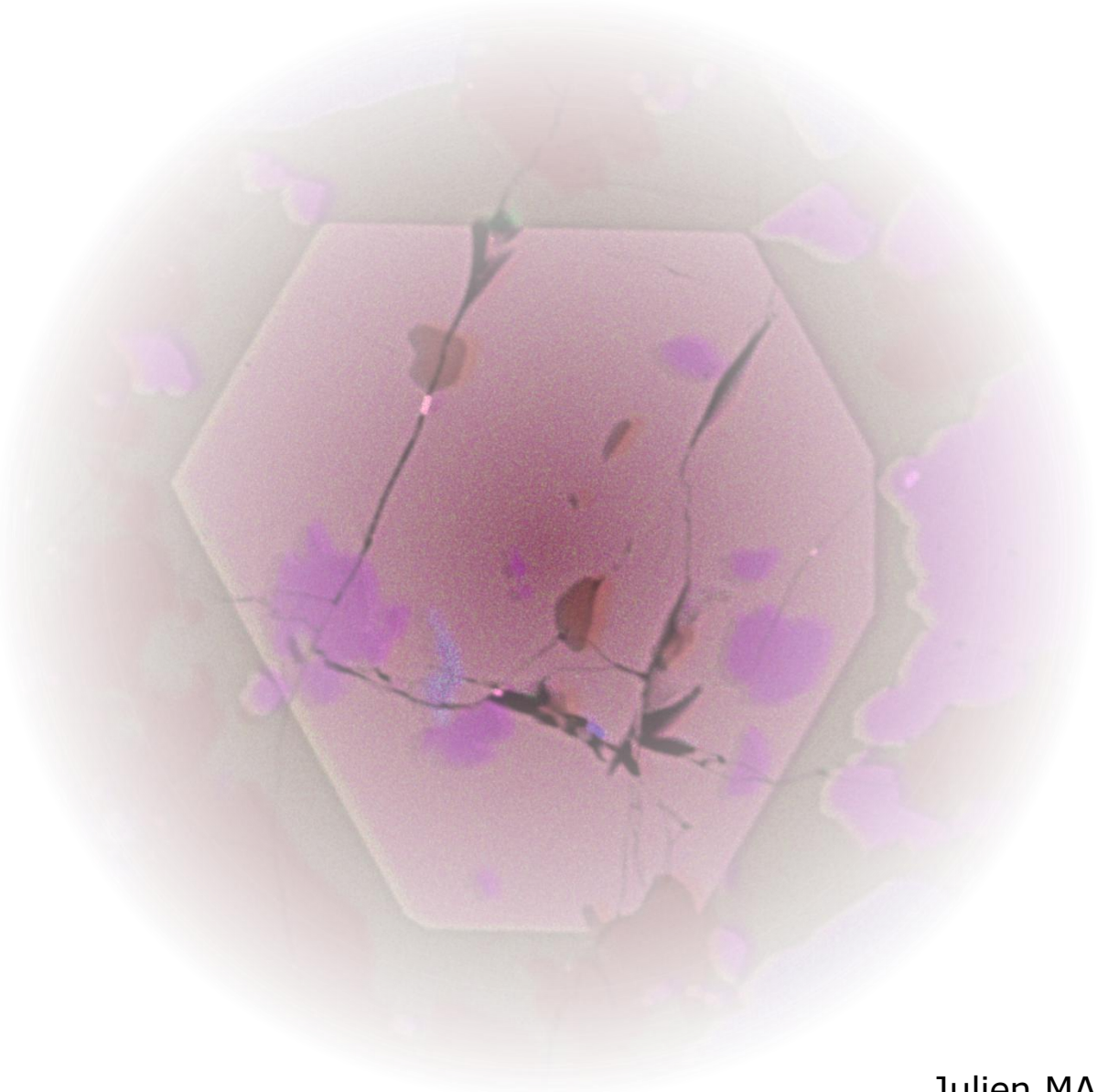
URI/URL : <http://hdl.handle.net/2268.2/25502>

Avertissement à l'attention des usagers :

Tous les documents placés en accès ouvert sur le site le site MatheO sont protégés par le droit d'auteur. Conformément aux principes énoncés par la "Budapest Open Access Initiative"(BOAI, 2002), l'utilisateur du site peut lire, télécharger, copier, transmettre, imprimer, chercher ou faire un lien vers le texte intégral de ces documents, les disséquer pour les indexer, s'en servir de données pour un logiciel, ou s'en servir à toute autre fin légale (ou prévue par la réglementation relative au droit d'auteur). Toute utilisation du document à des fins commerciales est strictement interdite.

Par ailleurs, l'utilisateur s'engage à respecter les droits moraux de l'auteur, principalement le droit à l'intégrité de l'oeuvre et le droit de paternité et ce dans toute utilisation que l'utilisateur entreprend. Ainsi, à titre d'exemple, lorsqu'il reproduira un document par extrait ou dans son intégralité, l'utilisateur citera de manière complète les sources telles que mentionnées ci-dessus. Toute utilisation non explicitement autorisée ci-avant (telle que par exemple, la modification du document ou son résumé) nécessite l'autorisation préalable et expresse des auteurs ou de leurs ayants droit.

*Magmatisme d'arc et fusion partielle de la
croûte mafique hydratée*



Par
Julien MAROIT
2^e Master en Sciences Géologiques

Année académique 2025–2026

Remerciements

Je tiens en premier lieu à exprimer ma profonde gratitude à mon promoteur, Bernard CHARLIER, pour son soutien constant et sa grande disponibilité tout au long de ce travail. Ses conseils scientifiques, son exigence bienveillante et le cadre de travail qu'il a su créer ont été des atouts essentiels dans la réalisation de ce mémoire. Je remercie chaleureusement Raphaël DEVILLE pour son aide précieuse tout au long de la réalisation des expériences. Sa disponibilité et son expertise technique ont grandement contribué au bon déroulement de la partie expérimentale de cette étude. Je souhaite également exprimer ma reconnaissance à l'Université Clermont Auvergne, et plus particulièrement au laboratoire magmas et volcans (LMV), pour leur accueil et l'accompagnement apporté lors des séances d'analyse à la microsonde électronique. La qualité de l'encadrement reçu lors de ces sessions a été déterminante pour l'acquisition des données présentées dans ce travail. Mes remerciements vont aussi à l'Université de Louvain pour son accueil lors des séances de microscopie électronique à balayage, qui ont permis la caractérisation texturale des charges expérimentales. Enfin, je remercie sincèrement mes camarades de classe pour leur soutien moral tout au long de cette période. Leur présence et leur bonne humeur ont rendu ce travail intense à la fois plus léger et plus enrichissant.

Résumé

La croûte continentale, bien qu'alimentée par des magmas mantelliques de nature mafique, présente une composition moyenne andésitique résultant de processus complexes de différenciation au sein des arcs magmatiques. La croûte inférieure de ces arcs joue le rôle d'une « éponge pétrochimique » capable de séquestrer des éléments chimiques clés, notamment les volatiles, et de moduler la composition des magmas ascendants par fusion partielle par déshydratation. Si de nombreux travaux expérimentaux ont exploré ce processus, la plupart reposent sur des compositions synthétiques dont la représentativité par rapport aux arcs naturels reste limitée. L'objectif de ce travail de Master est de caractériser la diversité minéralogique et géochimique des magmas produits par la fusion partielle de la croûte mafique hydratée, avec une attention particulière portée sur la séquestration et le transfert des éléments majeurs et des volatiles (H_2O). Plus spécifiquement, il s'agit de contraindre les équilibres de phases et les transitions minéralogiques clés qui contrôlent la composition des liquides silicatés en fonction des conditions P–T représentatives de la croûte inférieure des arcs, afin de quantifier les flux chimiques verticaux associés à la remobilisation de l'éponge d'arc profonde. Pour répondre à ces objectifs, une série d'expériences a été conduite à l'aide d'un piston-cylindre en utilisant un gabbro naturel issu du complexe de Jijal (arc du Kohistan, Pakistan), soumis à des conditions de pression et de température de 10,8–14,4 kbar et 875–1000 °C avec 1 wt% H_2O . Les produits ont été caractérisés par microsonde électronique (EPMA) et microscopie électronique à balayage (MEB). Les résultats montrent que la fusion partielle produit des liquides silicatés de composition dacitique à andésitique (SiO_2 entre ~57,5 et 65 wt%), gouvernés par trois transitions minéralogiques successives : la disparition du quartz au-delà de 900 °C, la déstabilisation de l'amphibole à 925 °C et l'apparition du grenat au-delà de 10,8 kbar. La réaction péricectique associée génère des signatures géochimiques caractéristiques, notamment un pic en Na_2O à 925 °C et un minimum de CaO à haute pression, tandis que les taux de fusion demeurent faibles (2–10 %) en raison de la nature partiellement déshydratée du protolithe. Ces résultats confirment le rôle de filtre géochimique de l'éponge d'arc. La déstabilisation de l'amphibole génère un flux ascendant de magmas felsiques enrichis en SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O et H_2O , tandis qu'un résidu dense à grenat et clinopyroxène constitue une racine crustale susceptible de délaminer. La transition amphibole-grenat, contrainte entre 35 et 40 km de profondeur, marque le seuil à partir duquel les liquides acquièrent une signature potentiellement adakitique.

Mots clés : Subduction, éponge d'arc, pétrologie expérimentale, croûte inférieure, réaction péricectique grenat-amphibole

Abstract

Although the continental crust is fed by mantle-derived magmas of mafic nature, it displays an average andesitic composition resulting from complex differentiation processes within magmatic arcs. The lower crust of these arcs acts as a "petrochemical sponge" capable of sequestering key chemical elements, particularly volatiles, and of modulating the composition of ascending magmas through dehydration partial melting. While numerous experimental studies have explored this process, most rely on synthetic compositions whose representativeness with respect to natural arcs remains limited. The objective of this Master's thesis is to characterize the mineralogical and geochemical diversity of magmas produced by the partial melting of hydrated mafic crust, with particular attention paid to the sequestration and transfer of major elements and volatiles (H_2O). More specifically, the aim is to constrain the phase equilibria and key mineralogical transitions that control the composition of silicate liquids as a function of P–T conditions representative of the arc lower crust, in order to quantify the vertical chemical fluxes associated with the remobilization of the deep arc sponge. To address these objectives, a series of experiments was conducted using a piston-cylinder apparatus with a natural gabbro from the Jijal complex (Kohistan arc, Pakistan), subjected to pressure and temperature conditions of 10.8–14.4 kbar and 875–1000 °C with 1 wt% H_2O . The experimental products were characterized by electron probe microanalysis (EPMA) and scanning electron microscopy (SEM). The results show that partial melting consistently produces silicate liquids of dacitic to andesitic composition (SiO_2 between ~57.5 and 65 wt%), governed by three successive mineralogical transitions: the disappearance of quartz above 900 °C, the destabilization of amphibole at 925 °C, and the appearance of garnet above 10.8 kbar. The associated peritectic reaction generates characteristic geochemical signatures in the liquids, including a Na_2O peak at 925 °C and a CaO minimum at high pressure, while melt fractions remain low (2–10%) owing to the partially dehydrated nature of the protolith. These results confirm the role of the arc sponge

as a geochemical filter: amphibole destabilization generates an ascending flux of felsic magmas enriched in SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O and H_2O , while a dense garnet- and clinopyroxene-bearing residue constitutes a crustal root susceptible to delamination. The amphibole-to-garnet transition, constrained between 35 and 40 km depth, marks the threshold above which the produced liquids acquire a potentially adakitic signature.

Keywords: Subduction, arc sponge, experimental petrology, lower crust, amphibole-garnet peritectic reaction

Table des matières

1.	Introduction	1
2.	Géodynamiques des arcs magmatiques.....	2
2.1.	Les zones de subduction	2
2.2.	Mécanismes de différenciation et de stratification de la croûte d'arc.....	3
3.	Notion d'éponge d'arc	4
3.1.	Conditions de formation	4
4.	Réactions minéralogiques et équilibres de fusion.....	5
5.	Conditions expérimentales	6
6.	Composition de départ	7
7.	Méthodologie	9
7.1.	Réalisation de l'assemblage des capsules expérimentales	9
7.2.	Microsonde électronique (EPMA).....	12
7.3.	Microscope électronique à balayage (MEB).....	12
7.4.	Calcul du bilan de masse : taux de fusion et proportions modales	13
8.	Résultats :.....	13
8.1.	Assemblage minéralogique et texture	13
8.2.	Composition et classification des minéraux	18
8.2.1.	Amphibole (Amp).....	18
8.2.2.	Grenat (Grt).....	19
8.2.3.	Pyroxènes (Opx et Cpx).....	20
8.2.4.	Plagioclase (Plag).....	21
8.2.5.	Oxyde Fe-Ti	22
8.3.	Evolution et géochimie du liquide silicaté	22
8.3.1.	Evolution du liquide silicaté par rapport à la silice.....	23
8.3.2.	Evolution du liquide silicaté par rapport au magnésium	26
8.3.3.	Evolution du liquide silicaté par rapport à la température	26
8.3.4.	Taux de fusion.....	29
8.3.5.	Proportions modales des phases résiduelles en fonction de la température.....	32
9.	Interprétation-Discussion	33

9.1.	Validité de l'équilibre thermodynamique.....	33
9.1.1.	Critères texturaux	33
9.1.2.	Stabilité compositionnelle des pyroxènes (Opx et Cpx).....	34
9.2.	Equilibres de phases : réaction péritectique et transition amphibole-grenat.....	34
9.3.	Contrôles sur la composition du liquide silicaté : un bilan de flux d'éléments	35
9.3.1.	Effet de la pression : relation inverse entre pression et taux de fusion	35
9.3.2.	Evolution du liquide en fonction de la température : trois régimes distincts.....	36
9.3.3.	Rôle des oxydes Fe-Ti comme tampon redox.....	37
9.3.4.	Transfert des volatiles : séquestration et libération de l'eau	38
9.4.	Implications pour le modèle de l'éponge d'arc et les flux chimiques verticaux	38
9.4.1.	Nature des liquides produits et potentiel de migration	38
9.4.2.	Profondeur critique de la transition amphibole-grenat et signature géochimique	40
9.4.3.	Contraintes sur les flux chimiques verticaux	40
9.5.	Comparaison avec la littérature expérimentale et les systèmes naturels	40
10.	Conclusion	46
11.	Bibliographie.....	49
12.	Annexes.....	54
12.1.	Planche BSE par EPMA	54
12.2.	Planche BSE par MEB.....	65
12.3.	Table de donnée	87

1. Introduction

L'étude des zones de subduction et plus particulièrement le magmatisme d'arc est fondamental pour la compréhension de la formation et de l'évolution de la croûte continentale (Fig. 1). Bien que l'apport magmatique mantellique soit de nature mafique, la croûte continentale **supérieure** se distingue par une composition moyenne andésitique (Rapp et al., 2008). Ce contraste de composition est notamment représentatif des processus de différenciation complexes qui se déroulent au sein des arcs magmatiques. La majeure partie de la différenciation prend place dans la croûte inférieure et moyenne, agissant comme une véritable « éponge pétrochimique » capable de piéger des éléments chimiques clés et de moduler la composition des magmas avant leur transfert vers les réservoirs superficiels (Davidson et al., 2007). Il est crucial de contraindre les flux de ces éléments, qu'il s'agisse des éléments majeurs (Si, Al, Ti, Fe, Mg, Ca, Na, K), des éléments en traces (REE, Zr, Sr, Rb) ou des volatiles comme l'eau, car ils influencent directement les cycles géochimiques globaux et la dynamique éruptive des édifices volcaniques (Zhang et al., 2022).

C'est dans ce contexte que s'inscrit le présent travail de Master, dont l'objectif principal est de caractériser la diversité minéralogique et géochimique des magmas produits par la fusion partielle de la croûte mafique hydratée, avec une attention particulière portée sur la séquestration et le transfert des éléments majeurs et des volatiles (H₂O). Ces questions s'intègrent dans les problématiques du projet de recherche PROBARC (PROBing the ARC sponge and deep chemical fluxes), centré sur la compréhension des processus pétrogénétiques de l'arc profond et la quantification des flux chimiques verticaux associés à la formation et à la déstabilisation de l'éponge d'arc profonde (Triantafyllou, 2019).

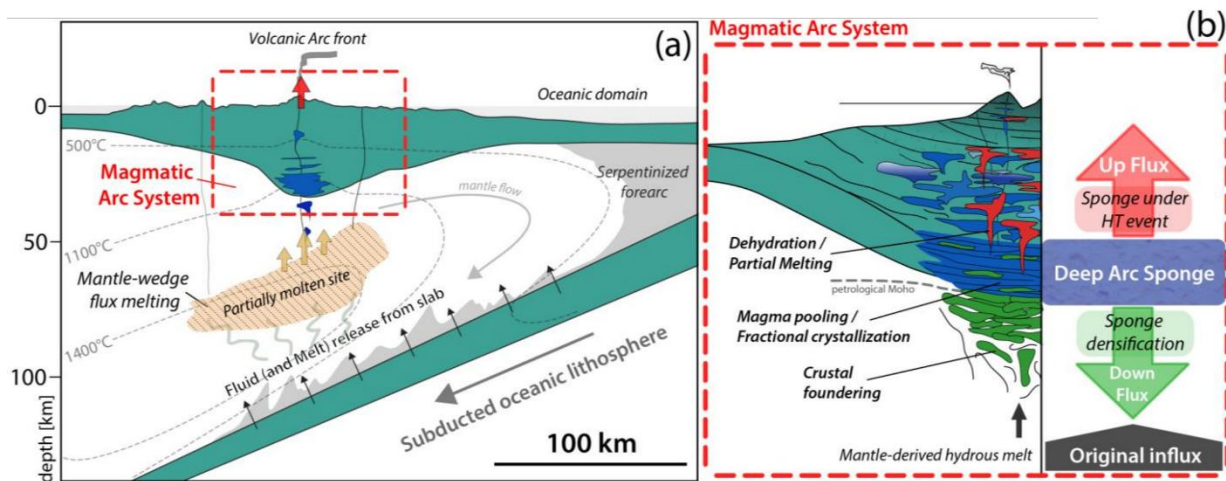


Figure 1 : (a) Schéma d'une zone de subduction. (b) Zoom sur le système d'arc magmatique et localisation de l'éponge d'arc (= éponge pétrochimique) (Triantafyllou, 2019).

Si de nombreux travaux expérimentaux ont exploré la fusion partielle de croûtes mafiques hydratées, la plupart reposent sur des compositions synthétiques ou des analogues simplifiés dont la représentativité par rapport aux arcs naturels reste limitée (Wolf & Wyllie, 1994 ; Rapp & Watson, 1995 ; Qian & Hermann, 2013). Cette étude se distingue par trois aspects complémentaires. Premièrement, elle utilise un matériau de départ naturel, l'échantillon KH04-14, prélevé au sein du complexe de Jijal (arc du Kohistan, Pakistan), dont la composition est représentative d'une croûte mafique hydratée (Garrido et al., 2006 ; Dhuime et al., 2007). Deuxièmement, les conditions expérimentales retenues (10,8–14,4 kbar, 875–1000 °C, avec 1 wt% H₂O) sont spécifiquement choisies

pour imiter les conditions naturelles de la croûte inférieure des arcs, là où opère l'éponge d'arc. Troisièmement, les expériences réalisées dans la littérature utilisent généralement des capsules en graphite, ce qui impacte les conditions rédox, s'éloignant des milieux naturels. Alors que dans cette étude, les capsules sont en or, limitant ainsi tout transfert d'élément et isolant complètement le matériel de départ. L'objectif est ainsi de produire des données expérimentales directement comparables aux observations pétrologiques et géochimiques réalisées sur des sections crustales profondes naturelles, contribuant à mieux contraindre les flux chimiques verticaux associés à la formation et à la remobilisation de l'éponge d'arc.

Pour comprendre la genèse des magmas d'arc, il est essentiel d'aborder les mécanismes physiques régissant la fusion de la croûte. Le processus majeur dans ces contextes de haute pression est la fusion par déshydratation, qui se produit lorsque les minéraux hydratés, tels que l'amphibole, deviennent instables sous l'effet de l'augmentation de la température et libèrent leur eau structurale directement dans le liquide silicaté, sans qu'une phase fluide libre ne soit nécessaire. Dans l'arc, ce processus constitue le moteur de la croissance de la croûte continentale : la remobilisation de l'éponge d'arc par fusion partielle mène à la genèse de magmas felsiques secondaires de composition tonalitique à granodioritique, capables de s'extraire de la croûte inférieure et de migrer verticalement à travers les réservoirs de bouillies cristallines vers la croûte supérieure (Clemens et al., 2021 ; Wolf & Wyllie, 1994 ; Jackson et al., 2018). La fusion par déshydratation est donc le moteur de la différenciation chimique de la croûte, transformant une racine crustale basaltique dense en une croûte supérieure de composition intermédiaire à felsique de faible densité (Ducea, 2002)).

Pour atteindre les objectifs définis, les produits expérimentaux sont caractérisés par microsonde électronique (EPMA), permettant la mesure quantitative des éléments majeurs dans chaque phase minérale et dans le liquide silicaté. Ainsi que par microscopie électronique à balayage (MEB), permettant la caractérisation texturale des assemblages. Les proportions modales des phases résiduelles et les taux de fusion sont estimés par calcul de bilan de masse. Ces données permettront de contraindre les équilibres de phases en fonction des conditions P-T, d'identifier les transitions minéralogiques clés (notamment la réaction périclectique de déstabilisation de l'amphibole et la transition amphibole-grenat), de quantifier les flux d'éléments majeurs, de volatiles entre le solide résiduel et le liquide silicaté produit.

2. Géodynamiques des arcs magmatiques

2.1. Les zones de subduction

Les zones de subduction sont l'un des principaux moteurs du façonnement de la croûte terrestre. Ce sont également de grandes usines de recyclage géochimique (Rapp et al., 2008). Elles permettent le transfert d'éléments entre le manteau, la croûte et l'océan au cours de nombreux événements, tels que l'érosion des reliefs, l'altération chimique et, tout particulièrement, la déshydratation de la plaque subduite.

En effet, lors de la subduction, la plaque océanique transporte des sédiments et des minéraux altérés riches en volatiles vers le manteau asthénosphérique. Sous l'effet de l'augmentation de la pression et de la température, les minéraux hydratés (p. ex. serpentines, chlorites, amphiboles) vont être déstabilisés et libérer leur eau (Stern, 2011). Les fluides libérés migrent en partie vers la plaque chevauchante (Scholl & Von Huene, 2007 ; Stern, 2011 ; Ribeiro & Lee, 2017) (Fig. 1a). À partir de là, les fluides dans le coin mantellique jouent le rôle de fondant, c'est-à-dire qu'ils permettent l'abaissement du solidus des péridotites du manteau (Forneris & Holloway, 2004 ; Grove et al., 2012). Le flux géothermique y est alors suffisant pour déclencher la fusion partielle, générant des magmas

mafiques hydratés, dont la diversité chimique (calco-alcalin, tholeiitique, etc) dépend de la nature du composant issu de la plaque subduite (Schmidt & Jagoutz, 2017). Dès lors, ces magmas vont entamer leur ascension verticale au travers de la lithosphère, évoluant vers des compositions plus felsiques (Davidson et al., 2007 ; Tatsumi, 1989). Cette évolution est le résultat de processus pétrologiques complexes, dominés par la cristallisation fractionnée et les interactions avec la croûte (hybridation et assimilation).

2.2. Mécanismes de différenciation et de stratification de la croûte d'arc

La croûte continentale se divise en trois grandes parties : la croûte supérieure (felsique), la croûte moyenne (intermédiaire) et la croûte inférieure (mafique à ultramafique) (Christensen & Mooney, 1995 ; Jagoutz, 2014). Cependant, la structure de la croûte au sein des arcs magmatiques n'est pas uniforme et ne suit pas une tendance d'évolution géochimique continue. Elle résulte d'une stratification complexe influencée par les contrastes de densité et les gradients géothermiques (Takada, 1989).

L'existence de cette stratification est confirmée par des études sismiques, mettant en évidence des différences de vitesse de propagation d'onde (V_p), notamment avec une croûte inférieure à haute vitesse ($V_p = 6,8-7,2$ km/s) qui est surmontée d'une croûte à plus faible vitesse ($V_p = 6,0-6,5$ km/s) (Tatsumi et al., 2008). Ces contrastes de vitesses sont directement corrélés avec la densité des roches. Des vitesses plus élevées correspondent à des densités élevées et inversement. Ces contrastes jouent un rôle très important dans la dynamique de transport et de stockage des magmas. Les magmas primaires, générés dans le coin mantellique, ont une densité nettement inférieure à celle des péridotites environnantes (Schmidt & Jagoutz, 2017). Cette différence de densité permet une ascension à travers le manteau par l'intermédiaire de points de faiblesse (p. ex. fractures, failles) (Takada, 1989). En général, c'est au niveau de la base de la croûte (Moho) que ces magmas primaires stagnent dans un premier temps. À cet endroit, la densité de l'encaissant est sensiblement la même que celle des magmas, stoppant ainsi leur ascension (Annen et al., 2006) (Fig. 1b).

Cette stagnation à la base de la croûte conduit à la formation de la deep crustal hot zones (DCHZ), où l'injection répétée de sills basaltiques apporte la chaleur nécessaire pour maintenir des réservoirs actifs (Annen et al., 2006). Dès lors, au sein de ces zones chaudes se met en place le processus de melting, assimilation, storage and homogenization (MASH), qui définit la fusion de la croûte encaissante et le mélange avec les magmas primaires menant à une signature chimique hybride et homogène (passage d'une signature mantellique à une signature crustale) (Hildreth & Moorbath, 1988). Dans ce système, deux processus majeurs vont opérer simultanément : la différenciation des magmas primaires par cristallisation fractionnée (Grove & Kinzler, 1986 ; Musselwhite et al., 1989 ; Rogers & Hawkesworth, 1989) et la fusion partielle de la croûte mafique encaissante (Tepper et al., 1993).

Au sein de la DCHZ, à mesure que la différenciation progresse, le liquide résiduel devient de plus en plus riche en silice, jusqu'à atteindre des compositions moyennes andésitiques. Cet enrichissement conduit à une diminution de la densité du liquide suffisante pour permettre une nouvelle ascension vers la croûte moyenne à supérieure (Glazner & Ussler, 1988). Parallèlement, l'accumulation de phases minérales résiduelles permet la formation d'assemblages de haute pression (p. ex. amphibolites, pyroxénites, granulites) constituant la racine profonde des arcs (Jagoutz, 2014 ; Rapp & Watson, 1995). À des pressions supérieures à $\sim 1,2-1,5$ GPa ($\geq 35-40$ km de profondeur), le plagioclase est progressivement remplacé par le grenat, produisant des assemblages riches en clinopyroxène, grenat, amphibole et oxydes de Fe-Ti communément désignés sous le terme d'arclogites (Lee & Anderson, 2015 ; Ducea et al., 2021). Cette transition, graduelle entre 1 et 2 GPa, marque le passage d'assemblages granulitiques à plagioclase à des assemblages arclogitiques sans plagioclase, caractéristiques de la

racine des arcs à croûte épaisse (> 35–40 km) (Ducea et al., 2021). Cette organisation structurale se traduit par une stratification chimique verticale marquée, comme l'illustre la compilation des données de la figure 2. Il est observé une distinction nette entre les niveaux superficiels, dominés par des compositions proches des liquides magmatiques différenciés, et les niveaux profonds constitués de cumulats denses (Fig. 2) (Jagoutz, 2014). La masse de ces résidus est d'environ une à deux fois celle des magmas extraits, et leurs densités élevées (> 3,4–3,5 g/cm³ contre ~3,25–3,35 g/cm³ pour le manteau sous-jacent) favorisent des processus de délamination ou de recyclage vers le manteau (Ducea, 2002 ; Schmidt & Jagoutz, 2017 ; Ducea et al., 2021). Cependant, l'instabilité gravitationnelle de cette racine dépend fortement de la fraction de fondant résiduel qu'elle retient, des volumes de liquide supérieurs à ~10–18 vol.% suffisent à stabiliser la racine dans la croûte inférieure, tandis que des fractions plus faibles réduisent la viscosité de l'assemblage et accélèrent le délitage d'un ordre de grandeur (Bowman et al., 2021). Par ailleurs, la lithologie du protolithe conditionne la capacité des résidus à dépasser la densité du manteau, seules les réstites issues de la fusion partielle de protolithes mafiques atteignent des densités propices à la délamination, tandis que les résidus de protolithes métasédimentaires, riches en feldspath alcalin, restent gravitationnellement stables dans la croûte inférieure (Bowman et al., 2021).

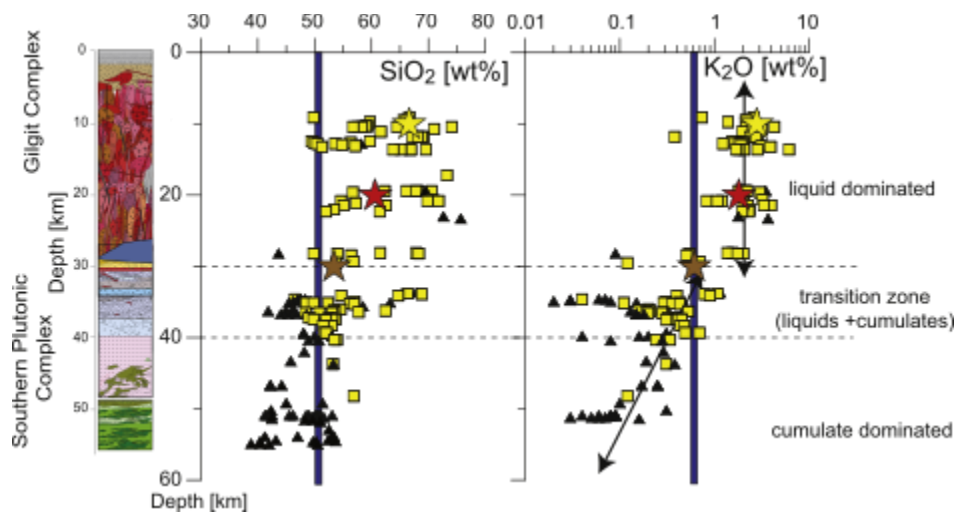


Figure 2 : Variation de la composition en éléments majeurs de la roche totale en fonction de la profondeur d'intrusion. Les étoiles indiquent la composition de la croûte continentale inférieure (marron), globale (rouge) et supérieure (jaune) d'après Rudnick & Gao (2003), reportées arbitrairement à des profondeurs respectives de 10 km, 20 km et 30 km. La ligne bleue indique la composition moyenne des roches volcaniques d'arc primitives du Kohistan (Jagoutz, 2010). Les carrés jaunes indiquent les roches plutoniques présentant une composition chimique proche de celle d'un liquide, tandis que les triangles noirs indiquent les roches de type cumulats (Jagoutz, 2014).

3. Notion d'éponge d'arc

3.1. Conditions de formation

Comme décrit au chapitre précédent, les magmas primaires stagnent dans la croûte inférieure pendant des périodes s'étendant sur des centaines de milliers d'années (Annen et al., 2006). Dans ces zones de transfert thermique et chimique, les magmas basaltiques hydratés subissent des transformations majeures. Bien que ces magmas soient initialement riches en eau, peu de cette phase volatile atteint la croûte supérieure sous forme de fluide libre. L'origine principale de cette séquestration est l'amphibole, dont la cristallisation massive transforme la racine de l'arc en un réservoir pour les volatiles (H₂O) (Davidson et al., 2007).

Ce phénomène a été identifié par Davidson et al. (2007) comme étant le modèle de l'«éponge à amphibole», proposant que la différenciation des magmas d'arcs soit contrôlée par le fractionnement de

l'amphibole en profondeur. L'un des intérêts majeurs de ce modèle est qu'il résout le paradoxe des arcs magmatiques, expliquant pourquoi l'amphibole est rarement observée sous forme de phénocristaux en surface, tout en laissant une signature géochimique qui prouve son influence en profondeur. En effet, lors de l'ascension du magma vers la surface, la décompression mène à la déstabilisation de l'amphibole, qui se résorbe ou réagit pour former d'autres phases (p. ex. pyroxènes, plagioclases). Dans ce contexte, l'amphibole agit comme un filtre « cryptique », c'est-à-dire qu'elle modifie de manière significative la composition géochimique des liquides en profondeur avant de disparaître lors de la remontée (Davidson et al., 2007 ; Zhou et al., 2020).

Cette éponge à amphibole, plus communément appelée éponge d'arc, se forme de deux manières distinctes. D'une part, suite à l'accumulation ignée directe : il s'agit d'un processus de cristallisation fractionnée menant à la formation de cumulats d'amphibole par extraction gravitaire ou mécanique des cristaux à partir du liquide magmatique (Manselle PhD, 2024 ; Zhou et al., 2020) (Fig. 3). D'une autre part, le remplacement réactionnel ou métasomatique : ce mécanisme montre que l'amphibole peut se former par l'interaction entre des magmas évolués hydratés et des cumulats de clinopyroxènes déjà présents dans la croûte inférieure (Smith, 2014 ; Daczko et al., 2016).

Dans les deux cas, le résultat est la formation de l'éponge d'arc qui, sous l'effet de la pression, typiquement 10–15 kbar, évolue d'un faciès amphibolique vers un faciès granulitique où en fonction de la température et de la pression, l'amphibole coexiste avec le grenat (Qian & Hermann, 2013).

4. Réactions minéralogiques et équilibres de fusion

Comme expliqué en introduction, la fusion par déshydratation est le moteur de la production magmatique dans la croûte mafique. Cependant, ce processus ne se traduit pas seulement par une production de liquide, mais aussi par une réorganisation profonde de l'assemblage solide. Cette section détaille l'évolution minéralogique des phases en présence (amphiboles, pyroxènes, grenats) au fur et à mesure de la progression de la fusion. Les réactions péritectiques associées à la consommation des phases hydratées mènent à la formation d'un résidu solide de plus en plus anhydre. L'étude de ces transitions est cruciale pour identifier les domaines de stabilité des minéraux constituant l'éponges d'arc, comme le grenat et l'amphibole, qui contrôlent la signature géochimique des liquides silicatés produits.

La composition de la paragenèse magmatique dépend fortement des conditions de température (T) et de pression (P), ainsi que de la composition chimique globale de la roche de départ (Wolf & Wyllie, 1994 ; Rushmer, 1991).

En effet, de nombreuses études expérimentales permettent de mettre cela en évidence et ainsi distinguer plusieurs assemblages caractéristiques en fonction des conditions P-T ainsi que du matériel de départ :

- À basses pressions ($P < 10$ kbar) : La fusion est caractérisée par un assemblage résiduel dominé par le clinopyroxène et le plagioclase (López & Castro, 2001). Pour des protolithes d'amphibolites, le solidus est atteint entre 850 et 925 °C, et les taux de fusion augmentent avec la température (Rushmer, 1991).
- À moyennes pressions ($P \approx 10$ kbar) : Une série de réactions complexes se déroule, le tout débutant à 750 °C, marquant le début de la fusion (Wolf & Wyllie, 1994). Ensuite, une production initiale de liquide associée à la croissance du clinopyroxène et du grenat (ce dernier apparaissant dès 850 °C). Alors, une phase de ralentissement suit, voire une légère consommation de liquide liée à des rééquilibrages minéralogiques entre 875 et 900 °C. Enfin, l'augmentation significative du taux de fusion correspond à la

consommation totale de la hornblende, libérant les volatiles dans le liquide (Wolf & Wyllie, 1994 ; Rapp & Watson, 1995). Proche du solidus, l'épidote peut être remplacée par le grenat pour autant que la température dépasse 800 °C (López & Castro, 2001).

- À hautes pressions ($P > 12\text{--}15$ kbar) : Dans cette gamme de pression, le grenat est très stable, menant à un assemblage résiduel de type granulitique ou éclogitique (Qian & Hermann, 2013 ; Garrido et al., 2006). Les taux de fusion sont alors contrôlés par la déstabilisation de l'amphibole, générant des liquides de composition adakitique. La fraction de liquide produite est alors directement proportionnelle à la teneur initiale en eau stockée dans les phases hydratées du protolithe (Rushmer, 1991 ; Wolf & Wyllie, 1994).

Dans le cadre spécifique de cette étude, les conditions expérimentales retenues (10,8–14,4 kbar et 875–1000 °C) se situent à la transition entre les régimes de moyenne et de haute pression définis ci-dessus. Il est donc probant de s'attendre à observer une évolution de l'assemblage résiduel depuis un faciès dominé par l'amphibole, le clinopyroxène et le plagioclase aux conditions les plus basses, vers un faciès granulitique à grenat aux conditions les plus élevées. Cette transition est gouvernée par la réaction péritectique de déstabilisation de l'amphibole, qui peut être schématisée de la manière suivante :



Cette réaction est consommatrice d'amphibole et de plagioclase, et productrice de liquide silicaté enrichi en eau. Elle constitue le moteur principal de la différenciation chimique dans les conditions simulées. La proportion de grenat dans le résidu, ainsi que la température à laquelle cette réaction s'initie, sont des paramètres sensibles à la pression et à la composition du protolithe. Ces observables sont directement mesurables dans les charges expérimentales de cette étude et permettront de tester la cohérence des assemblages obtenus avec les prédictions théoriques issues de la littérature.

5. Conditions expérimentales

L'étude repose sur la définition des conditions représentatives de l'environnement de la croûte inférieure. Afin d'atteindre l'objectif de ce projet, une série de simulations en laboratoire est réalisée via une approche de pétrologie expérimentale dans des conditions représentatives de l'éponge d'arc. Pour ce faire, l'échantillon KH04-14, provenant d'un arc magmatique représentatif de la croûte mafique hydratée, est soumis à différentes gammes de pression et de température via un piston-cylindre. La gamme de pression retenue (10,8 kbar, 12,6 kbar et 14,4 kbar, soit environ 35–50 km de profondeur) et de température (875–1000 °C par pas de 25 °C) est spécifiquement choisie pour reproduire les conditions de la croûte inférieure des arcs magmatiques, là où opère l'éponge d'arc. Ces conditions correspondent au domaine de stabilité de l'amphibole en système mafique hydraté et couvrent la transition vers le faciès granulitique où le grenat devient stable, transition documentée entre 10 et 15 kbar dans des systèmes de composition similaire (Qian & Hermann, 2013 ; Wolf & Wyllie, 1994). Elles sont en outre directement représentatives des conditions ayant prévalu lors de la formation du complexe de Jijal, dont est issu le matériau de départ KH04-14, dont l'enfouissement à des profondeurs supérieures à 25–30 km a été documenté par Garrido et al. (2006).

6. Composition de départ

L'étude de la fusion partielle de la croûte mafique nécessite un matériel de départ dont la composition est analogue aux racines d'arcs magmatiques. Le choix s'est porté sur l'échantillon KH04-14, prélevé au sein du complexe de Jijal (Pakistan). Cette unité constitue un affleurement de la base de l'arc paléo-océanique du Kohistan, majoritairement composé de cumulats d'amphibolites et de granulites mafiques (Garrido et al., 2006 ; Jagoutz, 2014). Si l'échantillon KH04-14 présente un faciès de gabbro anhydre sans grenat, sa composition en roche totale demeure équivalente à celle d'une amphibolite, préservant ainsi la signature géochimique initiale de la croûte mafique hydratée (Garrido et al., 2006 ; Dhuime et al., 2007).

Afin de confirmer cette représentativité, la composition de KH04-14 a été comparée à la variabilité géochimique globale des roches d'arcs (Fig. 3). L'intégration de ses teneurs en éléments dans des diagrammes de Harker (SiO_2 vs éléments) montre que KH04-14 s'insère précisément dans les tendances évolutives des bases de données de référence pour les roches mafiques du complexe de Jijal (Garrido et al., 2006 ; Dhuime et al., 2009), validant son utilisation comme point de départ représentatif pour modéliser les processus de fusion crustale en contexte d'arc.

L'échantillon KH04-14 se présente macroscopiquement comme un gabbro caractérisé par une association de minéraux clairs (feldspaths) et de minéraux sombres (pyroxènes, amphibole, oxydes) (Fig. 5). En lame mince, l'assemblage minéralogique est composé de plagioclase (Plag), quartz (Qtz), clinopyroxène (Cpx), orthopyroxène (Opx), amphibole (Amp) et oxydes Fe-Ti sous forme d'ilménite et de magnétite. Les proportions modales volumiques de cet assemblage ont été déterminées par analyse d'image sur lame mince, à l'aide du plugin de segmentation supervisée Trainable Weka Segmentation implémenté dans le logiciel ImageJ (Arganda-Carreras et al., 2017) (Fig. 5). Cette méthode permet d'attribuer automatiquement chaque pixel de l'image à une phase minérale sur la base de critères texturaux et colorés entraînés manuellement sur des zones de référence. L'assemblage obtenu est dominé par le plagioclase avec une faible quantité de quartz, qui représentent ensemble environ 50 vol. %, suivis par le clinopyroxène et l'orthopyroxène (~44,7 vol. %), l'amphibole (~3,9 vol. %) et les oxydes Fe-Ti (~1,4 vol. %) (tableau 1 et Fig. 5). La composition chimique de KH04-14 en roche totale ainsi que la composition moyenne de chacune des phases minérales constitutives, mesurée à la microsonde électronique (EPMA), sont reportées dans le Tableau 1.

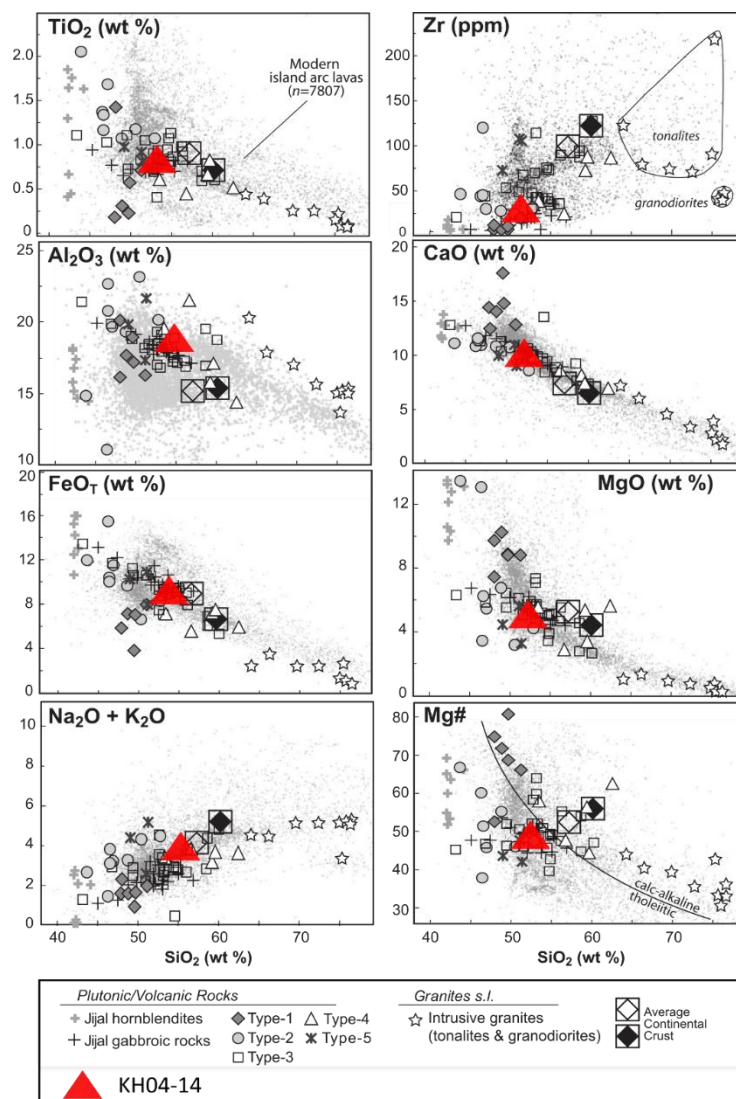


Figure 3 : Diagrammes d'Harker, issu des compositions de Garrido et al. (2006) et Dhuime et al. (2009), comparant les compositions d'hornblende du complexe de Jijal. Modifié en y ajoutant la composition de l'échantillon KH04-14.

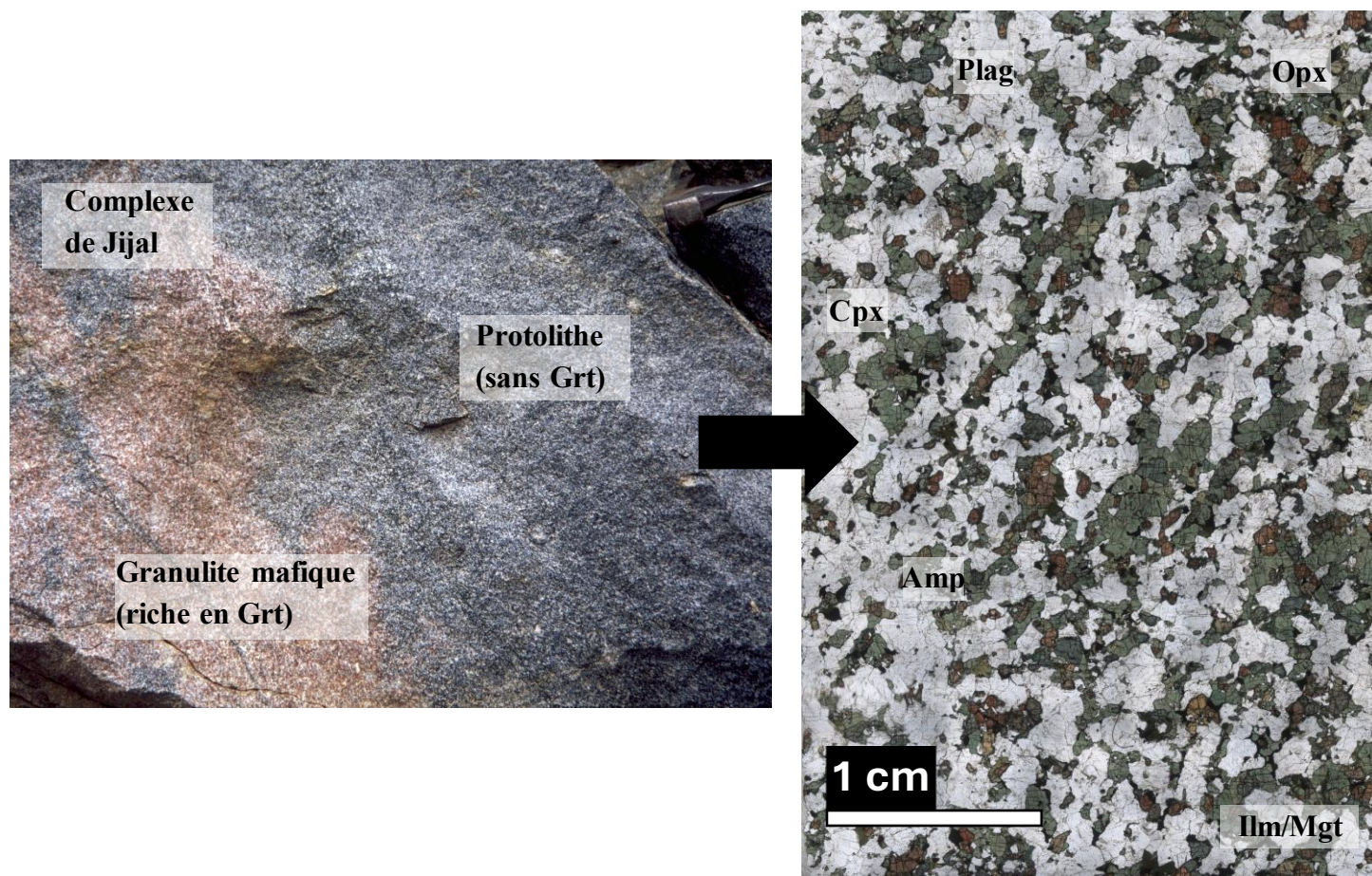


Figure 4 : (gauche) Photo du protolithe et des granulites mafiques riche en grenat du complexe de Jijal. (droite) Image microscope d’une lame mince de l’échantillon KH04-14.

KH04-14 est un gabbro issu du complexe de Jijal, représentant le protolithe de la croûte mafique constituant la racine de l’arc du Kohistan avant tout épisode de fusion partielle. Les travaux de Garrido et al. (2006) montrent que des roches de ce type ont subi, lors de l’épaississement de l’arc, un enfouissement atteignant des profondeurs supérieures à 25–30 km combiné à un réchauffement intense ($\approx 900\text{ }^{\circ}\text{C}$), déclenchant une fusion par déshydratation de l’amphibole résiduelle et produisant les granulites à grenat observées dans le complexe de Jijal. KH04-14 représente donc précisément le type de matériau qui, dans les conditions de la croûte inférieure des arcs, est susceptible de subir ce processus de fusion partielle. Sa composition en roche totale, proche de celle d’une croûte mafique peu hydratée, justifie son utilisation comme matériau de départ représentatif pour simuler expérimentalement la fusion de l’éponge d’arc profonde.

Tableau 1 : Eléments majeurs de la composition de départ (KH04-14) et de son assemblage minéralogique. Les valeurs entre parenthèses représentent la déviation standard (std) qui a été calculée sur n point d’analyse (Plag = plagioclase, Opx = orthopyroxènes, Cpx = clinopyroxènes, Amp = amphibole, Ilm = ilménite et Mag = magnétite).

Analyse	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
KH04-14	/	49,87	0,74	18,64	10,98	0,19	5,72	10,55	3,26	0,15	0,09	100,39
Plag	27	53,31 (0,60)	0,00 (0,00)	29,21 (0,35)	0,10 (0,04)	0,02 (0,02)	0,01 (0,01)	12,25 (0,46)	4,56 (0,28)	0,18 (0,06)	0,02 (0,02)	99,64 (0,24)
Cpx	2	48,68 (0,26)	0,32 (0,03)	8,17 (0,02)	9,87 (0,40)	0,30 (0,04)	9,78 (0,01)	20,47 (0,16)	1,38 (0,02)	0,03 (0,03)	0,00 (0,00)	99,00 (0,28)

Opx	36	48,91 (0,37)	0,02 (0,01)	5,84 (0,33)	25,08 (0,40)	0,72 (0,07)	18,09 (0,39)	0,42 (0,21)	0,08 (0,05)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	99,19 (0,31)
Amp	9	40,43 (0,29)	0,98 (0,10)	15,82 (0,32)	15,07 (0,40)	0,23 (0,02)	9,23 (0,37)	11,26 (0,12)	1,72 (0,33)	1,68 (0,08)	0,02 (0,01)	96,43 (0,27)
Ilm	4	0,02 (0,03)	38,21 (3,91)	0,05 (0,04)	53,82 (3,55)	0,40 (0,14)	0,10 (0,03)	0,01 (0,01)	0,06 (0,02)	0,00 (0,00)	0,01 (0,01)	92,68 (1,27)
Mag	3	0,01 (0,02)	14,74 (0,28)	0,15 (0,05)	75,42 (0,08)	0,11 (0,04)	0,05 (0,03)	0,00 (0,00)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	0,01 (0,01)	90,51 (0,39)

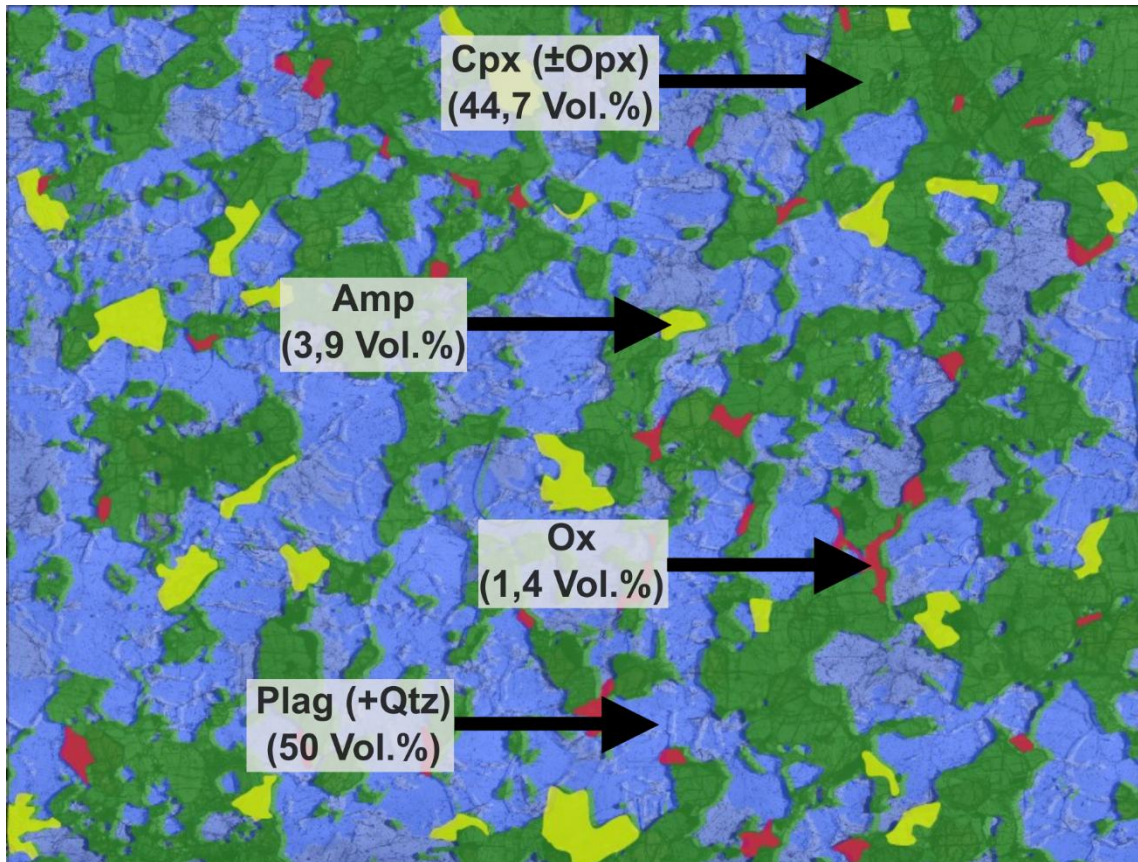


Figure 5 : Visuel du résultat par traitement analytiques des proportions modales volumiques par ImageJ sur l'échantillon KH04-14.

7. Méthodologie

7.1. Réalisation de l'assemblage des capsules expérimentales

Les expériences ont été réalisées à l'aide d'un piston-cylindre à l'Université de Liège (Belgique). Un assemblage de 1,25 pouce (inch) a été utilisé pour l'ensemble des expériences. L'assemblage est composé de quatre éléments principaux dont les rôles sont complémentaires (Fig. 6 et 7). La cellule de carbonate de baryum (BaCO_3) constitue le milieu transmetteur de pression. Le four en graphite assure le chauffage par effet Joule. Le support en MgO , taillé aux dimensions de la capsule, joue un rôle de maintien mécanique et centre la capsule au

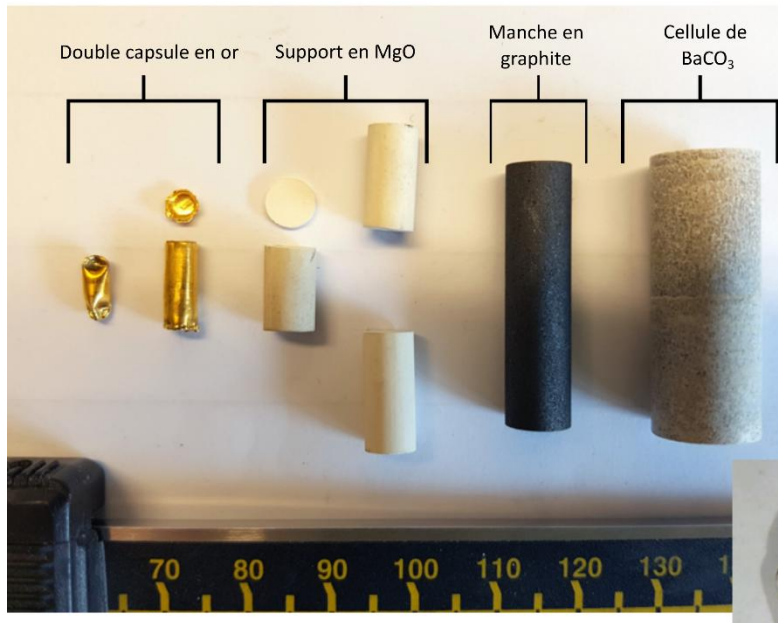


Figure 6 : Photo des différentes parties composant l'assemblage expérimental (échelle en mm).

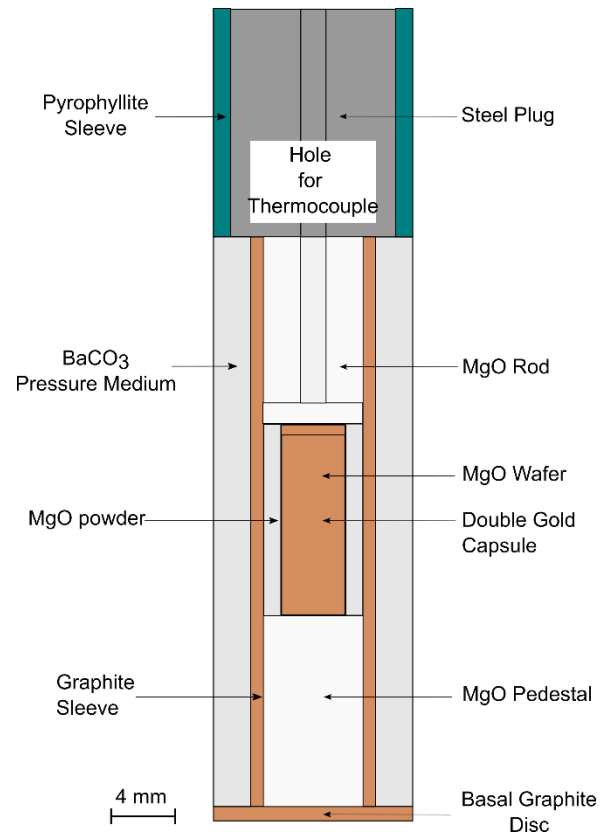


Figure 7 : Schéma du montage de l'assemblage dans le piston-cylindre.

sein de l'assemblage. Une feuille de Mylar entoure l'ensemble et assure l'isolation électrique entre le four et la cellule de pression. La température est mesurée à l'aide d'un thermocouple de type W-Re positionné au sommet de la capsule.

Les charges expérimentales sont contenues dans une double capsule en or (Au 99,99 %), configuration permettant de limiter les échanges chimiques avec l'environnement. La capsule interne (3 mm de diamètre extérieur et 2,6 mm de diamètre intérieur) contient 30 mg de poudre et 0,3 μL d'eau déminéralisée. La capsule externe (4 mm de diamètre extérieur et 3,6 mm de diamètre intérieur) contient 60 mg de poudre et 0,6 μL d'eau déminéralisée, pour une masse totale de poudre d'environ 60 mg et une teneur nominale en eau de 1 wt%. Les deux capsules sont scellées par soudure et leur étanchéité est vérifiée par passage en étuve avant montage dans l'assemblage (Fig. 7). L'étanchéité est confirmée par l'absence de perte de masse après passage en étuve.

Après les expériences, les capsules ont été récupérées et les charges expérimentales montées en résine époxy. Les sections polies ont ensuite été préparées par polissage progressif jusqu'à une granulométrie finale de 2 μm . Afin de garantir la conductivité électrique de surface nécessaire aux analyses par microsonde électronique et par microscopie électronique à balayage, l'ensemble des sections polies a été recouvert d'une fine pellicule de carbone par évaporation sous vide avant toute acquisition d'images ou de données analytiques.

Un total de 16 assemblages ont été réalisés pour couvrir l'ensemble des gammes de pression et de température étudiées, auxquels s'ajoutent 6 assemblages en conditions supposées anhydres, portant le total à 22. Suite à des contraintes temporelles, 2 expériences n'ont pas été réalisées : A523 et A524 (Tableau 2).

Tableau 2 : Liste des échantillons, conditions P-T et expérimentale correspondantes.

Échantillon	Pression (kbar)	Température (°C)	Temps experimental (h)	Condition	Phases
A075	10,8	950	192	Anhydre	Amp, Qtz, Plag, Cpx, Opx, Ox
A072	12,6	950	168	Anhydre	Amp, Qtz, Plag, Cpx, Opx, Ox
A062	10,8	975	163	Anhydre	Amp, Qtz, Plag, Cpx, Opx, Ox
A068	12,6	975	168	Anhydre	Amp, Qtz, Plag, Cpx, Opx, Ox
A065	10,8	1000	169	Anhydre	Amp, Qtz, Plag, Cpx, Opx, Ox
A080	12,6	1000	173	Anhydre	Amp, Qtz, Plag, Cpx, Opx, Ox
A096	10,8	875	141	1 wt% H ₂ O	Amp, Qtz, Plag, Cpx, Opx, Ox
A522	12,6	875	120	1 wt% H ₂ O	Amp, Qtz, Plag, Cpx, Opx, Ox
A517	14,4	875	168	1 wt% H ₂ O	Amp, Qtz, Plag, Cpx, Opx, Ox
A520	10,8	900	119	1 wt% H ₂ O	Amp, Qtz, Plag, Cpx, Opx, Ox
A518	12,6	900	164	1 wt% H ₂ O	Amp, Qtz, Plag, Cpx, Opx, Ox
A519	14,4	900	168	1 wt% H ₂ O	Amp, Qtz, Plag, Cpx, Opx, Ox
A095	10,8	925	165	1 wt% H ₂ O	Plag, Cpx, Opx, Ox
A091	12,6	925	169	1 wt% H ₂ O	Gt, Plag, Cpx, Opx, Ox
A089	14,4	925	170	1 wt% H ₂ O	Gt, Amp, Plag, Cpx, Opx, Ox
A083	10,8	950	169	1 wt% H ₂ O	Plag, Cpx, Opx, Ox
A082	12,6	950	168	1 wt% H ₂ O	Gt, Plag, Cpx, Opx, Ox
A088	14,4	950	168	1 wt% H ₂ O	Gt, Plag, Cpx, Opx, Ox
A521	10,8	975	74	1 wt% H ₂ O	Plag, Cpx, Opx, Ox
A523	12,6	975	/	1 wt% H ₂ O	/
A524	14,4	975	/	1 wt% H ₂ O	/

A515	10,8	1000	70	1 wt% H ₂ O	Plag, Cpx, Opx, Ox
A514	12,6	1000	74	1 wt% H ₂ O	Gt, Plag, Cpx, Opx, Ox
A513	14,4	1000	71	1 wt% H ₂ O	Gt, Plag, Cpx, Opx, Ox

7.2. Microsonde électronique (EPMA)

Les analyses quantitatives des phases minérales et du verre silicaté ont été réalisées à l'aide d'une microsonde électronique CAMECA SX Five-TACTIS (Fig. 8). Cet instrument, équipé de spectromètres à dispersion de longueur d'onde (WDS), permet une mesure précise des éléments majeurs et mineurs avec une haute résolution spatiale.

Les éléments analysés sont les suivants : Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K et P. Afin de garantir la fiabilité des mesures et de limiter la migration des éléments volatils, particulièrement le sodium et le potassium dans les phases vitreuses, des conditions opératoires spécifiques ont été appliquées : une tension d'accélération de 15 kV et un courant de faisceau de 15 nA. Pour les phases minérales, un faisceau défocalisé de 15 μm a été utilisé. Pour le verre silicaté, le faisceau a été réduit à 5 μm afin de limiter la migration du sodium tout en conservant une résolution spatiale acceptable. Pour certaines plages de verre dont le diamètre est inférieur à 5 μm , des essais avec un faisceau ponctuel (0 μm) ont été réalisés sans résultat probant, soulignant la limite analytique imposée par la taille micrométrique de certaines plages vitreuses. La stratégie de faisceau large à 5 μm constitue ainsi la principale mesure de limitation du Na-loss.



Figure 8 : Photo de la microsonde utilisée.

Un minimum de 7 points d'analyse a été effectué par phase minérale et par échantillon. Pour le verre silicaté, un minimum de 10 points a été recherché, sous réserve que la taille des plages vitreuses le permette. Les incertitudes analytiques (écart-type moyen sur l'ensemble des analyses, exprimé en wt%) sont les suivantes : Si = 0,32 ; Ti = 0,036 ; Al = 0,13 ; Fe = 0,413 ; Mn = 0,077 ; Mg = 0,13 ; Ca = 0,20 ; Na = 0,098 ; K = 0,007 ; P = 0,044. Les limites de détection moyennes (en ppm) sont : Si = 420 ; Ti = 270 ; Al = 270 ; Cr = 940 ; Fe = 930 ; Mn = 740 ; Mg = 330 ; Ca = 470 ; Na = 410 ; K = 240 ; P = 400. Ces valeurs attestent d'une bonne sensibilité analytique pour l'ensemble des éléments majeurs. La teneur en H₂O du liquide silicaté a été estimée par différence à 100 %, une méthode couramment utilisée en pétrologie expérimentale (Devine et al., 1995). Cette approche présente toutefois des limitations importantes discutées en section 7.4.

7.3. Microscope électronique à balayage (MEB)

Un microscope électronique à balayage TESCAN MIRA (modèle S6153) a été utilisé en complément de la microsonde électronique pour la caractérisation texturale des charges expérimentales. Les observations ont été menées en mode électrons rétrodiffusés (BSE = Backscattered Electrons) à l'aide du détecteur 4Q-BSE COMPO. Les conditions opératoires appliquées sont les suivantes : tension d'accélération de 20 kV, courant de faisceau de 300 pA, taille de sonde de 3,5 nm et temps de pixel de 10 μs . Chaque image a été acquise en mode RESOLUTION

avec une accumulation de 2 frames afin d'optimiser le rapport signal sur bruit. Le mode BSE exploite le contraste de numéro atomique moyen entre les phases : les minéraux à numéro atomique élevé, tels que les oxydes Fe-Ti ou le grenat, apparaissent en teintes claires, tandis que les phases plus légères, telles que le verre silicaté ou le quartz, apparaissent en teintes sombres. Cette propriété est essentielle pour distinguer les différentes phases minérales et cartographier précisément leurs relations texturales. En complément du mode BSE, des cartographies chimiques élémentaires ont été réalisées sur les grenats afin de visualiser les éventuelles zonations chimiques.

7.4. Calcul du bilan de masse : taux de fusion et proportions modales

La détermination de la proportion modale de chaque phase ainsi que du taux de fusion (F) a été réalisée à l'aide d'un code Python dédié (Zhang et al., 2023). Ce programme utilise une méthode d'analyse de régression par les moindres carrés pour résoudre les équations de bilan de masse entre la composition globale et les phases produites (liquides + cristaux). La structure de l'algorithme de ce code repose sur plusieurs piliers théoriques. L'approximation par matrice non-négative, essentielle pour garantir que les proportions calculées ne soient jamais négatives, est basée sur l'algorithme de Lawson & Hanson (1987). Pour ce qui est des matrices de décomposition et du traitement des solutions solides, le code intègre les approches de Li et al. (2020) et de Ghiorso (1983). Cette méthode de calcul avancée permet d'assurer une cohérence robuste entre les compositions chimiques mesurées à la microsonde et les assemblages minéralogiques observés.

Il est important de souligner deux limitations analytiques majeures affectant les résultats de cette étude. Premièrement, les incertitudes associées aux taux de fusion estimés par bilan de masse sont globalement élevées, avec des écarts-types pouvant atteindre 4 % en valeur absolue. Ces incertitudes se propagent depuis les incertitudes analytiques de la microsonde sur chaque oxyde et depuis la faible taille des plages vitreuses dans certaines charges, limitant le nombre de points d'analyse représentatifs. Les tendances extraites de ces bilans de masse doivent donc être considérées comme indicatives. Deuxièmement, l'estimation de la teneur en H₂O par différence à 100 % intègre l'ensemble des incertitudes analytiques de la microsonde. En outre, la migration du sodium sous le faisceau électronique, même atténuée par l'utilisation d'un faisceau de 5 µm, peut conduire à une sous-estimation systématique de Na₂O et donc à une surestimation de la teneur en eau par différence. Sans correction mathématique du Na-loss ou analyse par spectrométrie Raman pour validation directe, les valeurs d'H₂O rapportées dans ce travail constituent des estimations dont l'incertitude absolue est supérieure à celle des oxydes directement mesurés. Elles permettent néanmoins d'identifier des tendances relatives entre conditions expérimentales, qui restent interprétables qualitativement.

8. Résultats :

8.1. Assemblage minéralogique et texture

L'ensemble des charges expérimentales réalisées présente un assemblage minéralogique de base systématique, composé de plagioclase (Plag), clinopyroxène (Cpx), orthopyroxène (Opx) et oxydes Fe-Ti (Ox Fe-Ti). Un résultat fondamental de cette étude est la présence systématique de verre silicaté (liquide) dans toutes les charges, ce qui confirme que l'intégralité des expériences se situe au-dessus du solidus de la charge de départ. À cet assemblage commun s'ajoutent le grenat (Grt), l'amphibole (Amp) et le quartz (Qtz), dont la stabilité respective est étroitement contrôlée par les variations de pression et de température, définissant ainsi l'évolution du système lors de la fusion partielle.

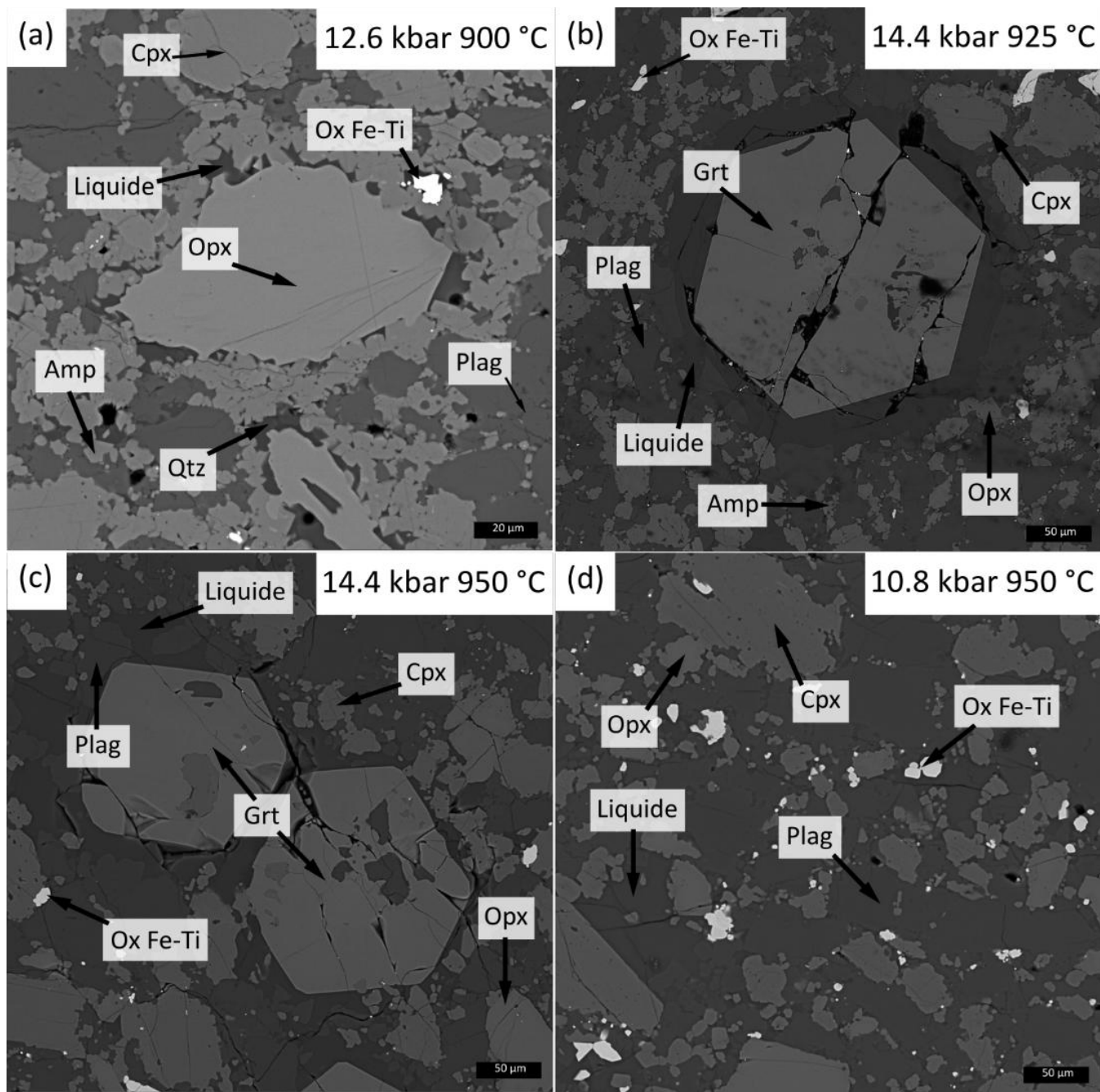


Figure 9 : Planche d'images BSE représentatives des assemblages minéralogiques observés dans les charges expérimentales. (a) 12,6 kbar 900 °C : assemblage à amphibole et quartz stables, proche du solidus. (b) 14,4 kbar, 925 °C : coexistence de l'amphibole et du grenat, point de fonctionnement de la réaction périclitique. (c) 14,4 kbar, 950 °C : assemblage post-péritectique à grenat, amphibole entièrement consommée. (d) 10,8 kbar, 950 °C : assemblage à basse pression sans grenat. Amp = amphibole, Cpx = clinopyroxène, Grt = grenat, Liquide = verre silicaté, Opx = orthopyroxène, Ox Fe-Ti = oxydes Fe-Ti, Plag = plagioclase, Qtz = quartz.

La figure 9 présente une planche BSE représentative des quatre assemblages minéralogiques caractéristiques observés dans les charges expérimentales en fonction des conditions P-T. L'image (a), réalisée sur une expérience produite à 12,6 kbar et 900 °C, illustre l'assemblage à basse température comprenant le plagioclase (Plag), le clinopyroxène (Cpx), l'orthopyroxène (Opx), l'amphibole (Amp), le quartz (Qtz), les oxydes Fe-Ti et le liquide silicaté interstitiel. Cet assemblage est caractéristique du régime proche du solidus, où l'amphibole et le quartz sont encore stables et où le liquide silicaté se présente sous forme de plages interstitielles de faible volume entre les phases solides. L'image (b), réalisée à 14,4 kbar et 925 °C, illustre la condition expérimentale la plus remarquable de cette étude où l'amphibole et le grenat coexistent dans l'assemblage

résiduel, aux côtés du plagioclase, du clinopyroxène, de l'orthopyroxène et du liquide silicaté. Le grenat présente une morphologie subautomorphe à automorphe caractéristique, entouré de plages de liquide silicaté. L'image (c), réalisée à 14,4 kbar et 950 °C, illustre l'assemblage à haute pression et température, dans lequel l'amphibole a été entièrement consommée. L'assemblage résiduel est composé de grenat, clinopyroxène, orthopyroxène, plagioclase et oxydes Fe-Ti, baignant dans un réseau interstitiel de liquide silicaté dont la proportion est plus importante qu'à 925 °C. L'image (d), réalisée à 10,8 kbar et 950 °C, illustre l'assemblage à basse pression au-delà de la déstabilisation de l'amphibole, composé uniquement de clinopyroxène, orthopyroxène, plagioclase, oxydes Fe-Ti et liquide silicaté.

Les limites de stabilité reportées sur le graphique de la figure 10 sont établies sur la base des observations directes de présence ou d'absence des phases dans les charges expérimentales, sans application d'un critère quantitatif de proportion modale minimale. Qui plus est, il est important de noter que malgré l'absence de données à 12,6 kbar et 975 °C ainsi qu'à 14,4 kbar et 975 °C, ces deux conditions ne se trouvent pas à la limite du champ de stabilité d'une phase, ce qui permet donc d'avoir une bonne représentation des champs de stabilités en l'absence de ces expériences.

La stabilité du grenat dépend conjointement de la pression et de la température. Il se stabilise à partir de températures supérieures à 900 °C pour des pressions dépassant 10,8 kbar. L'amphibole montre une dépendance à la pression moins marquée, restant stable à des températures strictement inférieures à 925 °C, sauf à 14,4 kbar où sa stabilité se maintient jusqu'à cette température. À l'inverse, le quartz présente une stabilité uniquement

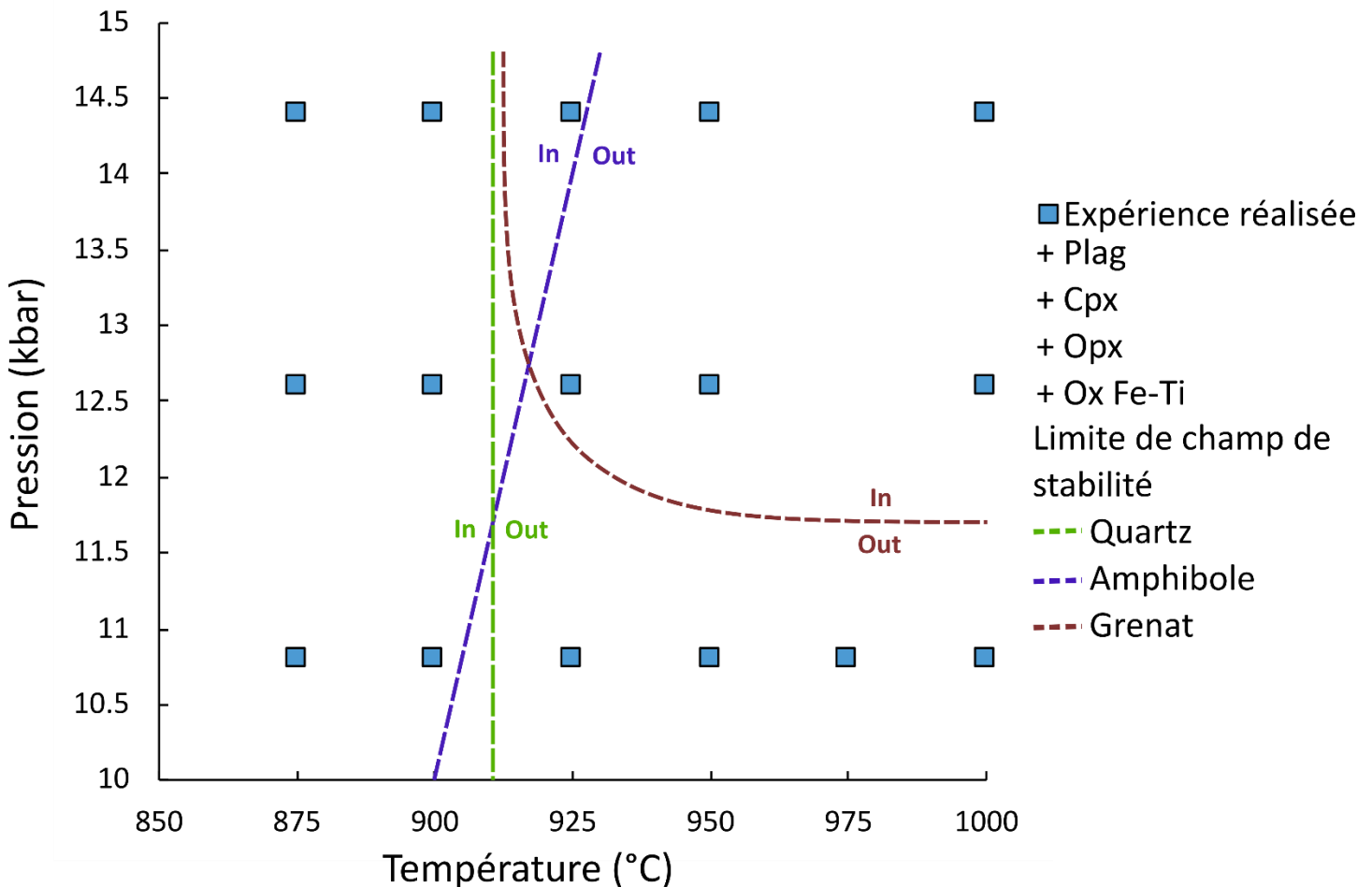


Figure 10 : Graphique de stabilité des phases.

régie par la température, étant systématiquement déstabilisé au-delà de 900 °C, quelle que soit la pression. Ces relations permettent d'identifier quatre assemblages caractéristiques : à 875–900 °C, l'assemblage complet Cpx + Opx + Plag + Qtz + Amp + Ox Fe-Ti domine ; à 925 °C et 14,4 kbar, le grenat apparaît alors que le quartz disparaît ; entre 925 et 1000 °C (pour 12,6–14,4 kbar), l'amphibole se déstabilise à son tour au profit d'un assemblage à grenat ; enfin, à 10,8 kbar et $T > 925$ °C, le grenat est absent, simplifiant l'assemblage en Cpx + Opx + Plag + Ox Fe-Ti.

D'un point de vue textural, le liquide silicaté (verre) se présente en faibles proportions sous forme de plages interstitielles dont la taille et l'abondance augmentent avec la température (Fig. 11a). Dans les échantillons contenant du grenat, le liquide entoure systématiquement ces cristaux, tandis qu'en son absence, il se localise préférentiellement au contact du plagioclase, du clinopyroxène et de l'amphibole (Fig. 11b). Le plagioclase constitue la phase dominante de la matrice dans toutes les expériences, formant de grandes plages en contact avec l'ensemble des autres minéraux. Les oxydes Fe-Ti, généralement subautomorphes et de taille variable (10-150 μm), sont disséminés dans la matrice et présentent parfois des textures d'exsolution internes.

Les phases néoformées ou résiduelles présentent des morphologies variées. Les grenats sont subautomorphes à automorphes (50-200 μm) et leur taille croît avec la pression (Fig. 12). Ils sont fréquemment fracturés, probablement en raison de la décompression lors de la trempe ("quench"). L'amphibole et le quartz présentent des tailles plus réduites, généralement autour de 10 μm pour l'amphibole et entre 5 et 30 μm pour le quartz, ce dernier occupant souvent une position interstitielle et est rarement subautomorphe (Fig. 13). Les pyroxènes montrent des relations texturales complexes : l'orthopyroxène (50-100 μm) présente fréquemment des exsolutions de clinopyroxène en lamelles et, de manière caractéristique, une zonation en bordure marquée par un liseré de clinopyroxène (Fig. 14). Le clinopyroxène lui-même (10-150 μm) peut présenter une zonation avec un cœur d'orthopyroxène, soulignant les interactions chimiques entre les phases solides et le liquide silicaté.

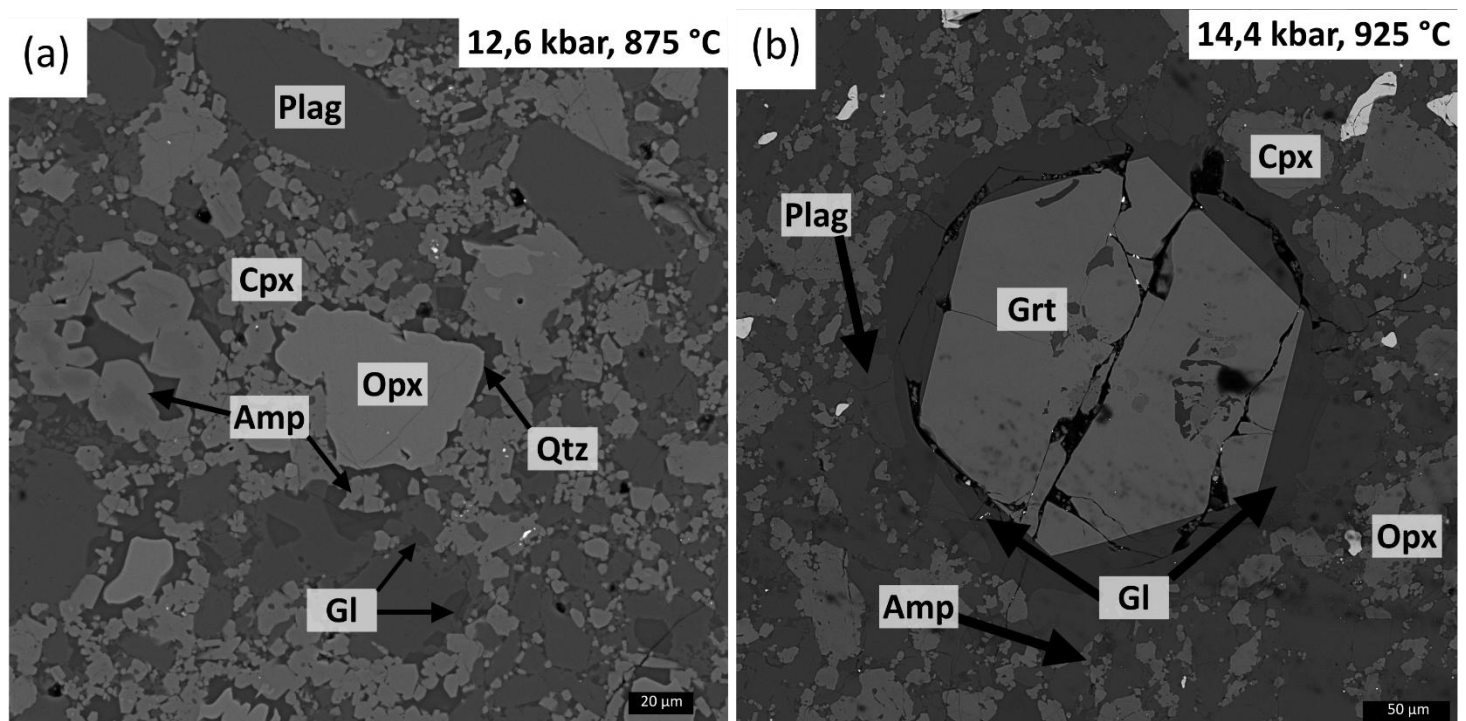


Figure 11 : Planche BSE de haute résolution MEB. (a) Visualisation des petites plages de verres (Gl) pour les conditions de basse température. (b) Grande plage de verre entourant un grenat.

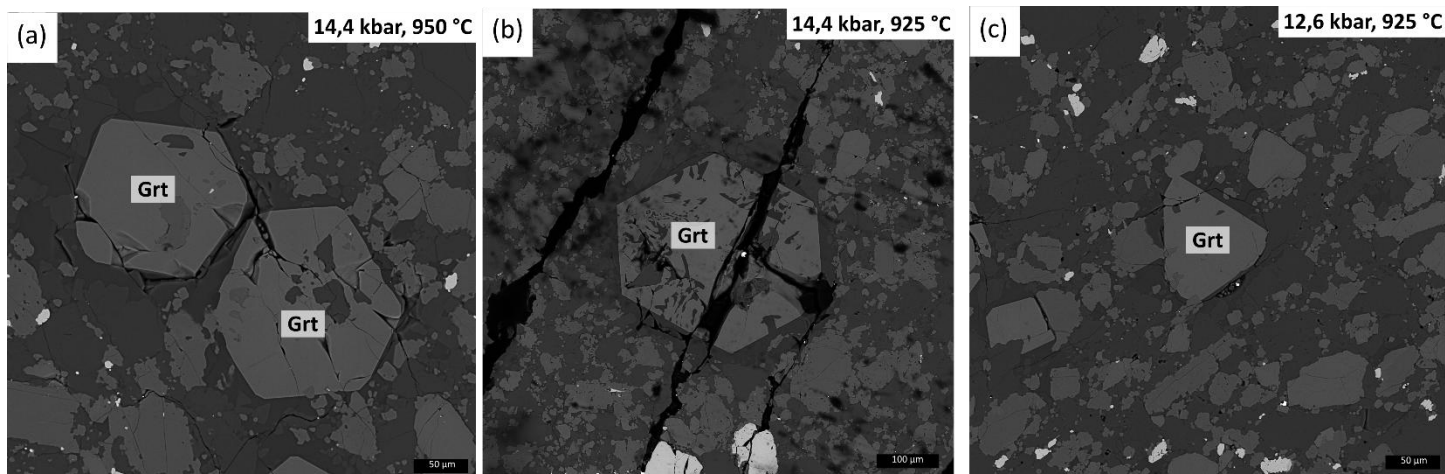


Figure 12 : Image BSE à haute résolution MEB. (a et b) Grenats automorphes de haute pression (14,4 kbar) ayant une taille de 150-200 µm. (c) Grenat subautomorphe de basse pression (12,6 kbar) ayant une taille d'envrion 75 µm.

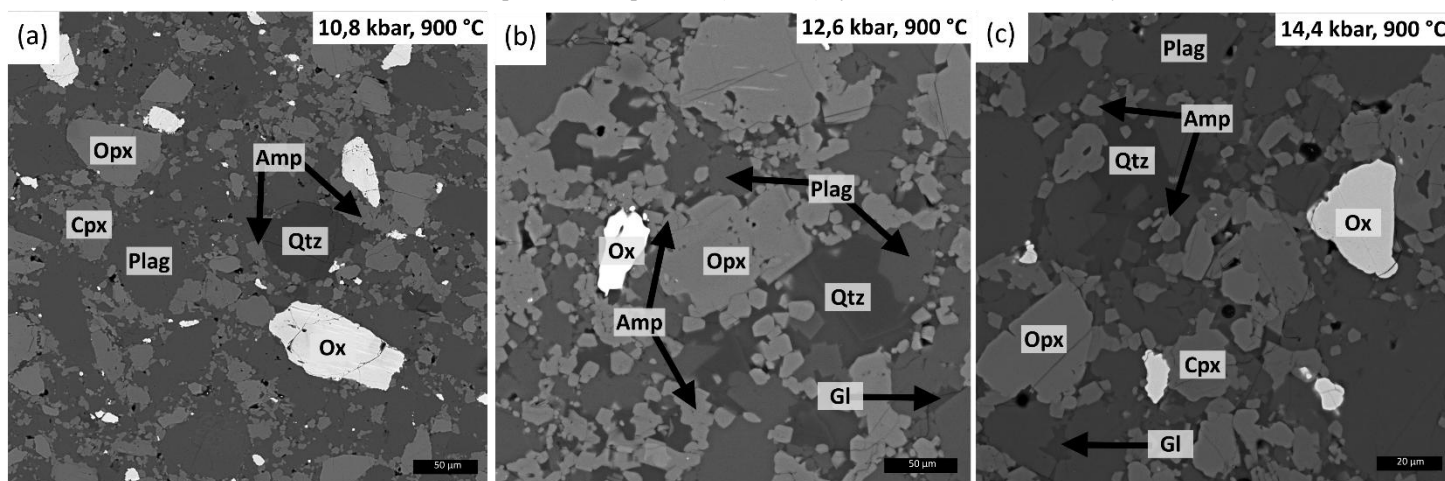


Figure 13 : Image BSE de haute résolution MEB. (a, b et c) Relation et position des amphiboles à différentes conditions P-T.

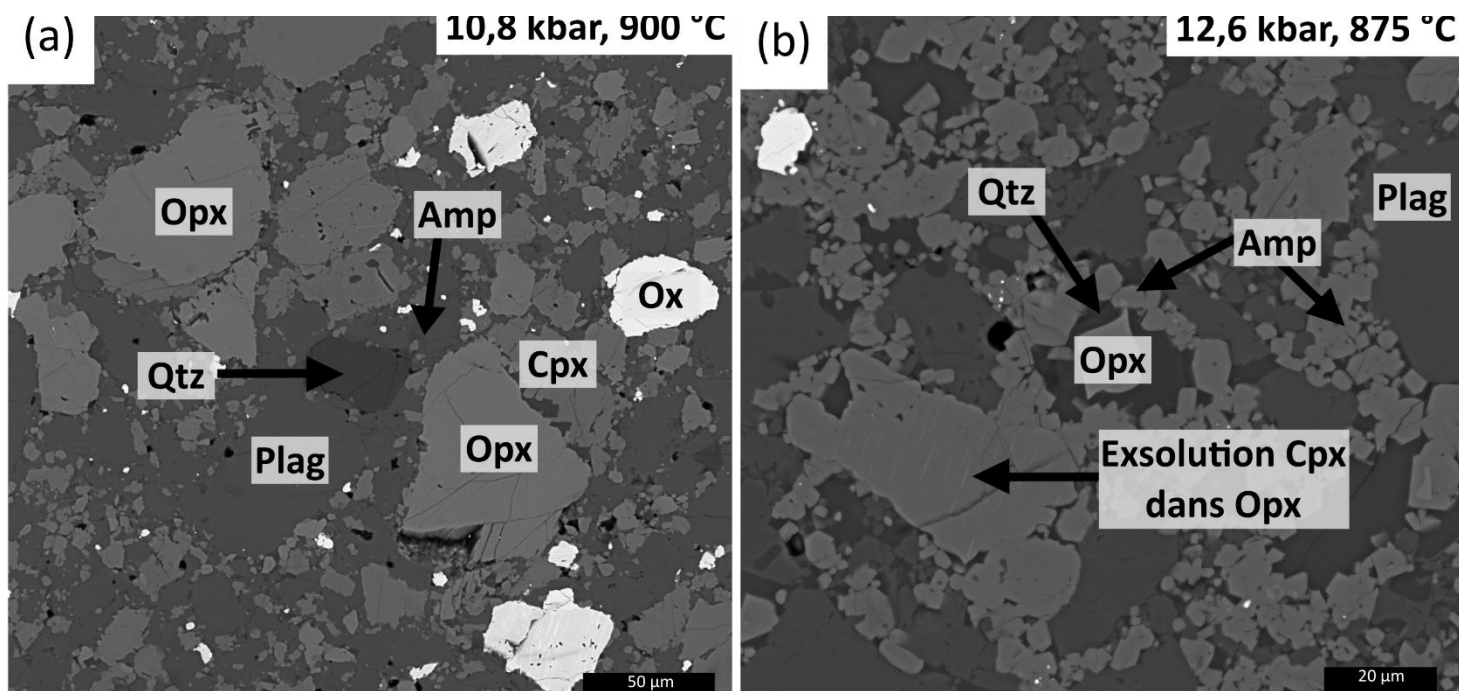


Figure 14 : Image BSE de haute résolution MEB. (a) Grand minéraux d'Opx entouré par de plus petits minéraux de Cpx. (b) Visualisation d'une texture d'exsolution de Cps dans un Opx.

8.2. Composition et classification des minéraux

Ce chapitre présente les résultats des analyses chimiques obtenues à la microsonde électronique (EPMA) pour les principales phases minérales et le liquide silicaté. L'étude de la composition des minéraux est essentielle pour caractériser les substitutions chimiques en fonction des conditions P–T imposées et pour valider l'atteinte de l'équilibre thermodynamique dans les charges expérimentales. L'évolution des rapports cationiques et des formules structurales permet de tracer précisément les mécanismes de réaction lors de la fusion partielle de la granulite de départ.

8.2.1. Amphibole (Amp)

Les analyses chimiques révèlent une grande homogénéité dans la classification des amphiboles néoformées. Indépendamment des variations de pression et de température, l'ensemble des analyses se projette dans le champ des magnésio-hornblendes (Fig. 15), selon la nomenclature de Hawthorne et al. (2012). Le calcul des formules structurales (Annexe 45), basé sur une base de 23 oxygènes, permet d'identifier les vecteurs de substitution régissant l'évolution de l'amphibole en réponse aux conditions expérimentales.

L'évolution chimique des sites tétraédriques (T) et octaédriques (C) montre une sensibilité marquée aux paramètres intensifs. Il est observé notamment une augmentation de l'aluminium total (Al_{tot}) avec la pression, principalement localisée sur les sites tétraédriques (Al^{IV}). Cette tendance souligne l'importance de la substitution de type Tschermak ($Si + (Mg, Fe) = Al^{IV} + Al^{VI}$), un mécanisme classique de réduction du volume molaire de l'amphibole sous l'effet de la pression (Schumacher, 2007). À l'inverse, l'aluminium en site C (Al^{VI}) montre une légère diminution avec l'élévation de la température. Les sites octaédriques témoignent également des équilibres thermiques par l'incorporation du titane (Ti), dont la teneur augmente systématiquement avec la température. Parallèlement, le magnésium (Mg) en site C augmente avec la température mais diminue avec la pression, tandis que le fer (Fe^{2+}) et le calcium (Ca) restent globalement stables.

Les mécanismes de compensation de charge impliquant les alcalins (sites A et B) révèlent des échanges complexes. Le sodium (Na) en site B diminue avec la pression alors qu'il augmente avec la température. Ce comportement est couplé à une variation inverse du sodium en site A (site initialement vide), suggérant l'activation de la substitution de type édénite ($\square + Si \leftrightarrow Na^A + Al^{IV}$) (Schumacher, 2007). Cette redistribution du

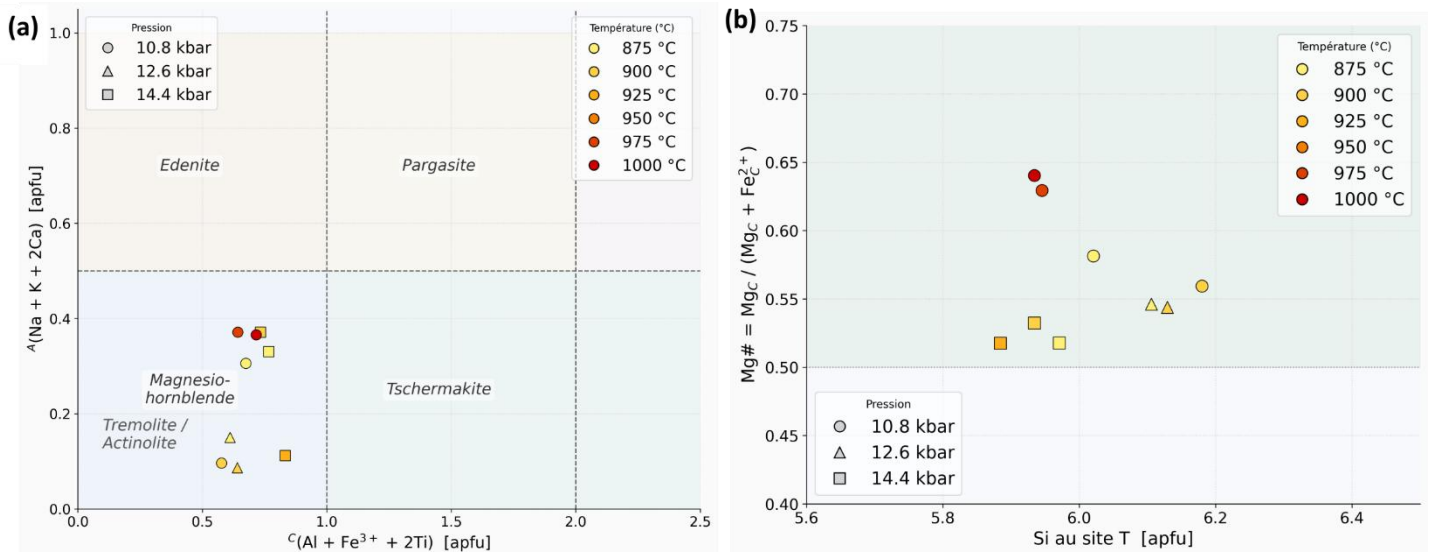


Figure 15 : (a) Classification des amphiboles en fonction de leur composition (Hawthorne et al., 2012). (b) Représentation de la relation entre l'évolution du Si par rapport au Mg #.

sodium entre les sites A et B est un indicateur sensible de l'ajustement de la structure cristalline aux variations de P-T (Schumacher, 2007). Le potassium (K), quant à lui, ne présente aucune tendance significative. Le nombre de cations au site A varie entre 0,10 et 0,37 apfu selon les conditions expérimentales, reflétant le degré d'occupation de ce site normalement vide dans les amphiboles calciques de basse pression. Une tendance à l'augmentation de l'occupation du site A avec la température est observable, les amphiboles néoformées à 875–900 °C présentent des occupations de site A plus faibles (0,10–0,19 apfu) que celles formées à 975–1000 °C (0,26–0,37 apfu). Cette occupation croissante du site A, couplée à l'augmentation simultanée de l' Al^{IV} , montre une évolution vers la pargasite des amphiboles néoformées à mesure que les conditions P-T s'intensifient. Ce résultat est cohérent avec les données expérimentales de la littérature sur les systèmes mafiques de haute pression, où la pargasite constitue la composition d'amphibole stable aux températures et pressions les plus élevées avant sa déstabilisation (Holloway & Ford, 1975 ; Schumacher, 2007). L'évolution vers la pargasite observée dans cette étude reste cependant partielle par rapport aux amphiboles reportées dans d'autres études expérimentales. Cela s'explique vraisemblablement par la très faible teneur en K_2O de KH04-14 (0,15 wt%), nettement inférieure à celle des matériaux de départ utilisés dans la littérature, qui peuvent atteindre jusqu'à 0,8 wt% de K_2O . Or, le potassium est un élément structural clé de la pargasite, occupant préférentiellement le site A de la structure amphibolique. Une disponibilité limitée en K dans le système restreint mécaniquement le degré de substitution vers le pôle pargasitique, indépendamment des conditions P-T.

8.2.2. Grenat (Grt)

L'analyse de la composition chimique des grenats (Annexe 46) montre une homogénéité compositionnelle remarquable au sein de la solution solide. Indépendamment des conditions de pression et de température appliquées, les grenats néoformés présentent une composition intermédiaire dominée par les pôles almandin (Fe) et pyrope (Mg), avec une contribution moindre en grossulaire (Ca) et mineur en spessartine (Mn). Cette signature chimique place systématiquement les échantillons sur une ligne d'évolution typique des environnements de haute

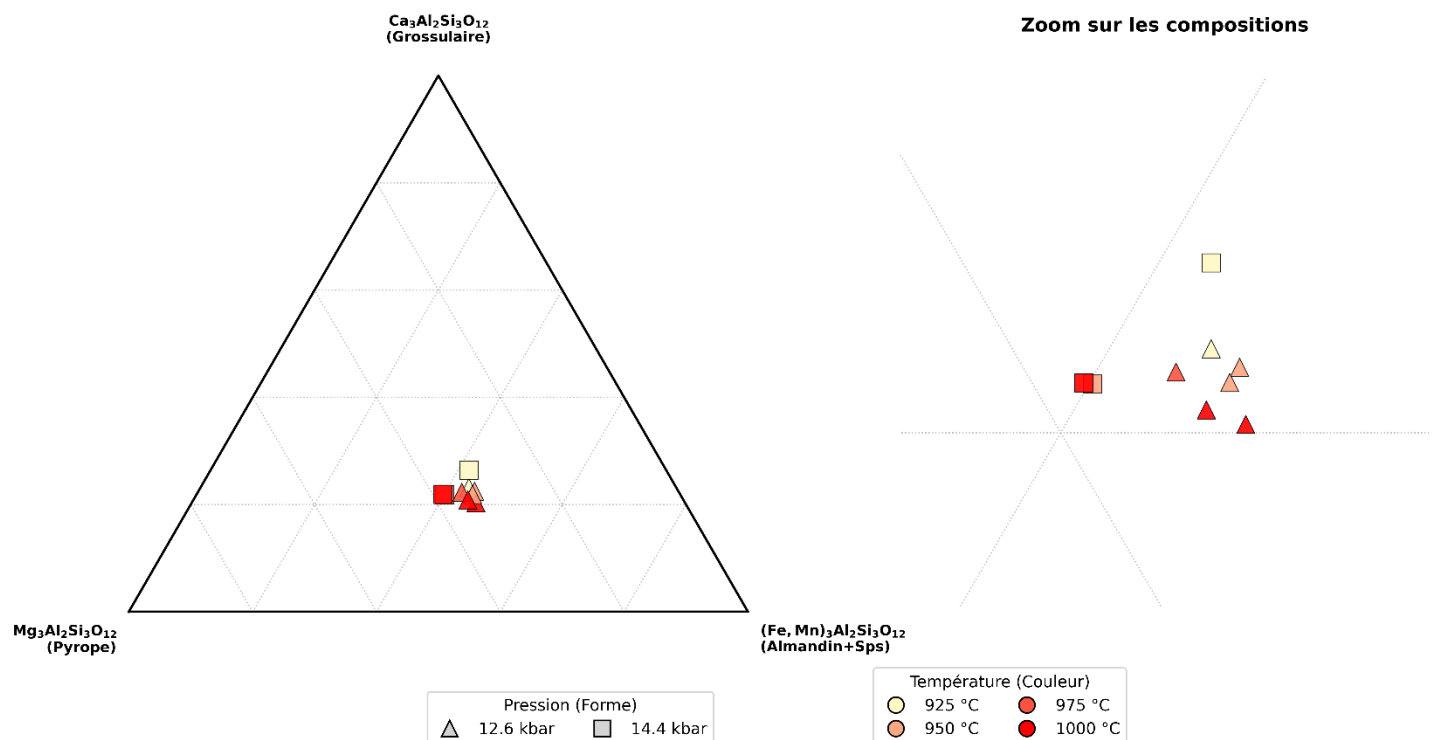


Figure 16 : Classification des grenats en fonction du pôle pyrope, du pôle almandin + spessartine et du pôle grossulaire (Grew et al., 2013).

pression et haute température (Fig. 16). L'évolution des rapports cationiques révèle toutefois des ajustements structuraux en réponse aux paramètres intensifs. Il est observé notamment une augmentation progressive de la teneur en pyrope (enrichissement en Mg) corrélée à l'élévation de la température. La teneur en grossulaire montre quant à elle une évolution distincte, se maintenant entre 20 et 26 % sur l'ensemble du champ P–T étudié. Une légère tendance à l'augmentation du grossulaire est observable avec la pression, passant d'environ 21–22 % à 12,6 kbar à 21–26 % à 14,4 kbar pour une même température. À l'inverse, la teneur en grossulaire tend à diminuer légèrement avec l'augmentation de la température à pression donnée, passant d'environ 26 % à 925 °C à environ 22 % à 1000 °C à 14,4 kbar.

Au-delà de l'évolution des compositions en fonction des conditions P–T, les cartographies géochimiques réalisées au MEB apportent une information complémentaire sur l'homogénéité interne des grenats néoformés (Fig. 17). Les cartes élémentaires présentées ici superposent les signaux de Al, Fe, Ca et Mg (éléments majeurs) sur deux grenats représentatifs issus de charges à haute pression. Dans les deux cas, la couleur est rigoureusement uniforme du cœur à la bordure du cristal, sans gradient compositionnel détectable ni zonation. Aucune variation d'intensité du signal n'est observable entre le centre et la périphérie des cristaux pour l'ensemble des éléments cartographiés.

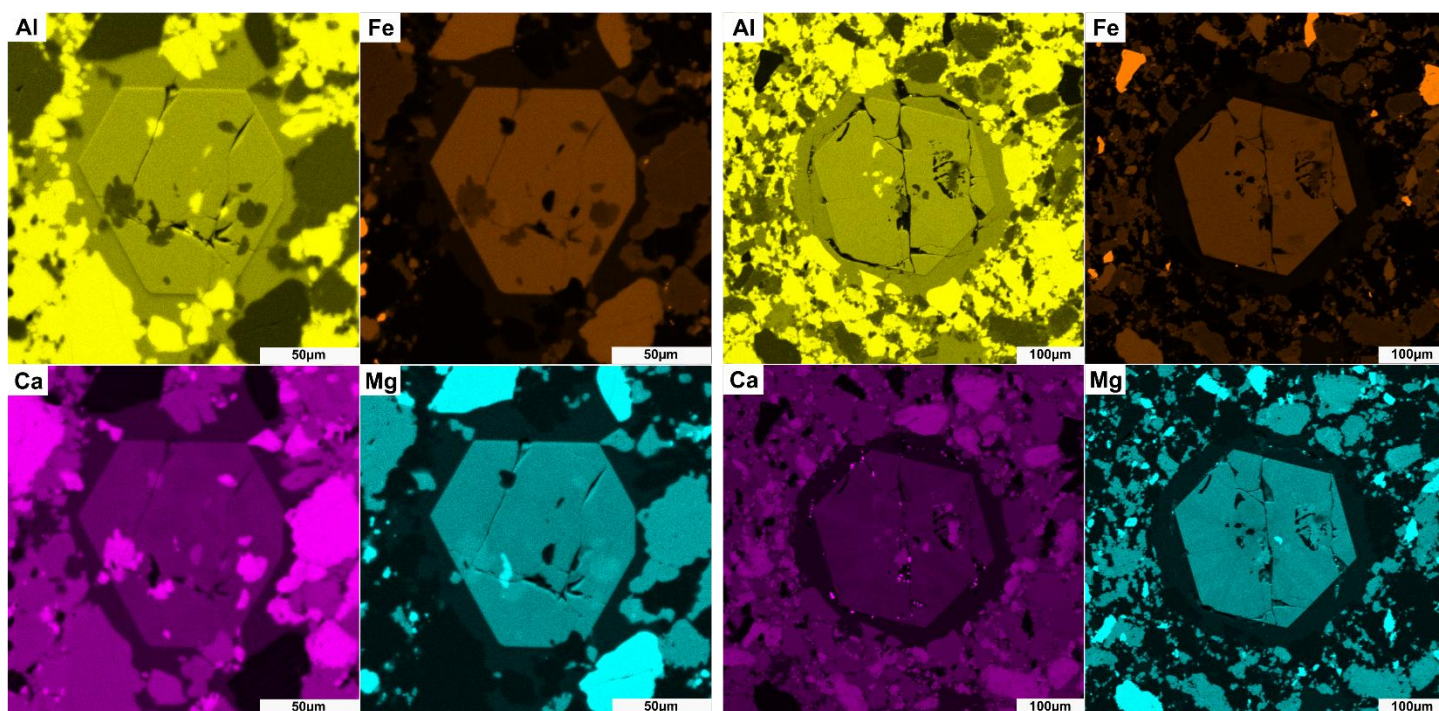


Figure 17 : Cartographies géochimiques pour les éléments Al, Fe, Ca et Mg réalisées au MEB sur deux grenats néoformés issus de charges expérimentales de haute pression. (gauche) Grenat subautomorphe (~100 µm) ; (droite) Grenat hexagonal automorphe (~250 µm).

8.2.3. Pyroxènes (Opx et Cpx)

Les pyroxènes constituent, avec le plagioclase, la phase majeure du résidu solide dans l'ensemble des charges expérimentales. Les analyses chimiques (Annexe 48 et 49) révèlent la présence systématique de deux solutions solides : un orthopyroxène de type enstatite et un clinopyroxène de type diopside (Fig. 18). L'orthopyroxène se caractérise par une composition chimique homogène et constante sur l'ensemble du champ P–T étudié. Ses teneurs en magnésium (Mg) et en aluminium (Al) sont stables et ne montrent pas de tendance évolutive particulière. Sur le plan textural, l'Opx est marqué par la présence de fines lamelles d'exsolution de clinopyroxène au cœur de certains cristaux. Le clinopyroxène présente également une composition de diopside

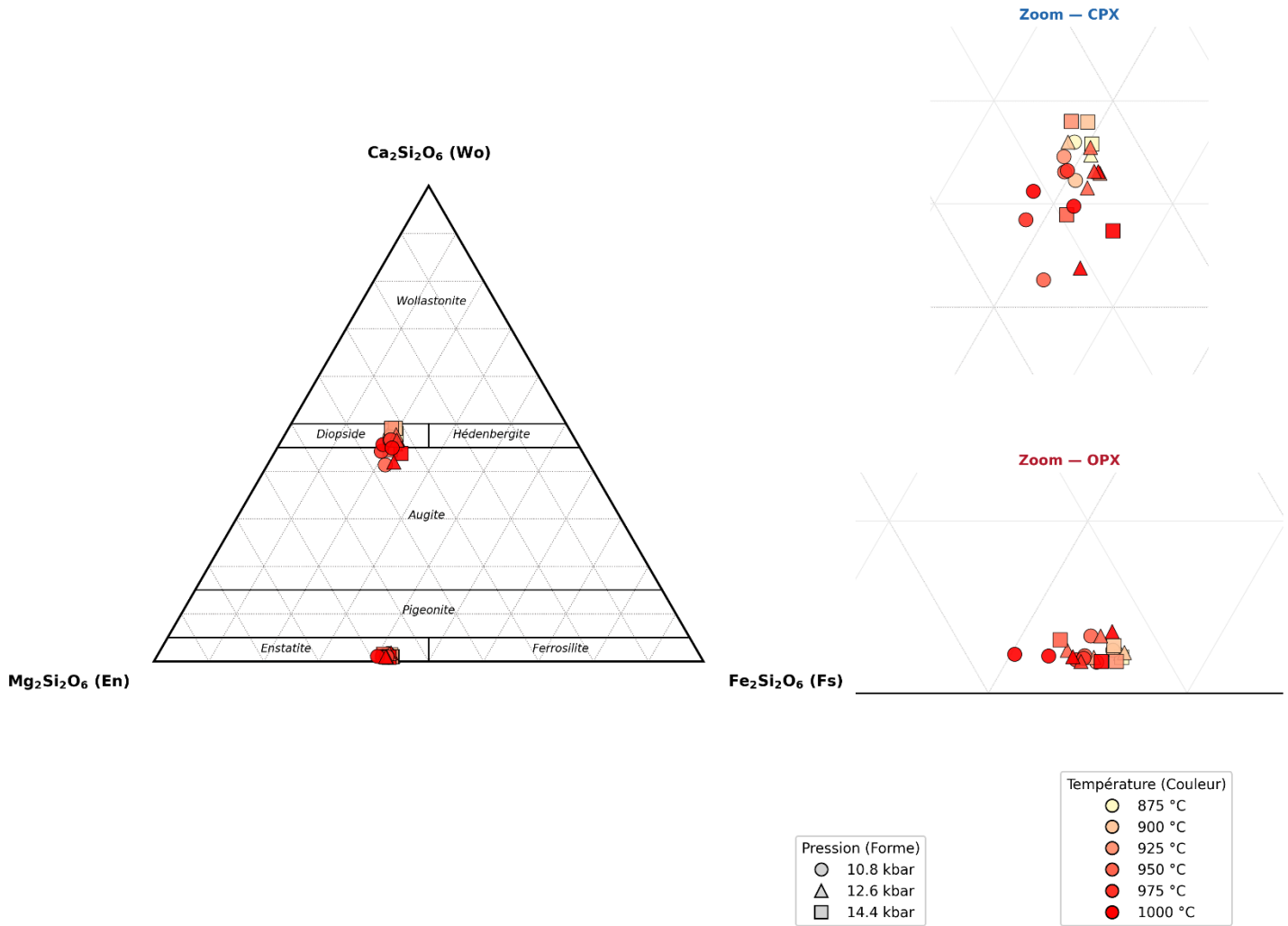


Figure 18 : Classification des pyroxènes dans un diagramme de Morimoto (Neave et al., 2024).

très stable. Les teneurs en sodium (Na) et en aluminium (Al) sont constantes et ne varient pas de manière significative avec l'augmentation de la pression ou de la température. Les images BSE mettent en évidence une zonation texturale systématique, un liseré de clinopyroxène entoure les cœurs d'orthopyroxène, formant une couronne de réaction à l'interface avec le liquide silicaté. La composition chimique de ce liseré est identique à celle des cristaux de clinopyroxène isolés dans la matrice. La coexistence de ces deux pyroxènes, aux compositions stables, définit l'équilibre minéralogique du résidu solide en présence du liquide silicaté. La stabilité remarquable des compositions de l'orthopyroxène et du clinopyroxène sur l'ensemble du champ P–T étudié, sans tendance évolutive significative avec la pression ou la température, constitue un indicateur fort de l'atteinte de l'équilibre thermodynamique dans les charges expérimentales. Cette invariance compositionnelle des pyroxènes contraste avec le comportement du liquide silicaté, dont la composition évolue sensiblement avec les conditions P–T, et suggère que les pyroxènes agissent principalement comme phases tampons du résidu solide plutôt que comme marqueur de l'évolution du système.

8.2.4. Plagioclase (Plag)

Le plagioclase constitue la phase dominante dans l'ensemble des charges expérimentales. Il se présente majoritairement sous forme de plages matricielles au sein desquelles se distinguent localement des cristaux

subautomorphes. Les analyses chimiques indiquent que les plagioclases conservent une composition de type labradorite dans toutes les conditions de pression et de température étudiées (Fig. 19). Les teneurs en anorthite (An) sont comprises entre 55 et 65 %, tandis que la teneur d'orthose (Or) reste systématiquement inférieure à 0,01 %. Cette remarquable stabilité compositionnelle, malgré l'augmentation de la pression jusqu'à 14,4 kbar, concorde avec les observations expérimentales montrant que la chimie du plagioclase est peu affectée par les paramètres intensifs dans cette gamme de pression pour des systèmes de composition similaire (Vander et al., 2000). Néanmoins, une légère tendance à la diminution de la teneur en anorthite avec l'augmentation de la pression est observable dans les données. À titre d'exemple, à 900 °C, la teneur en An passe d'environ 60 % à 10,8 kbar à environ 55 % à 14,4 kbar. En raison de son abondance, le plagioclase forme la trame principale de l'assemblage au contact de laquelle se retrouvent les phases néoformées et le liquide silicaté.

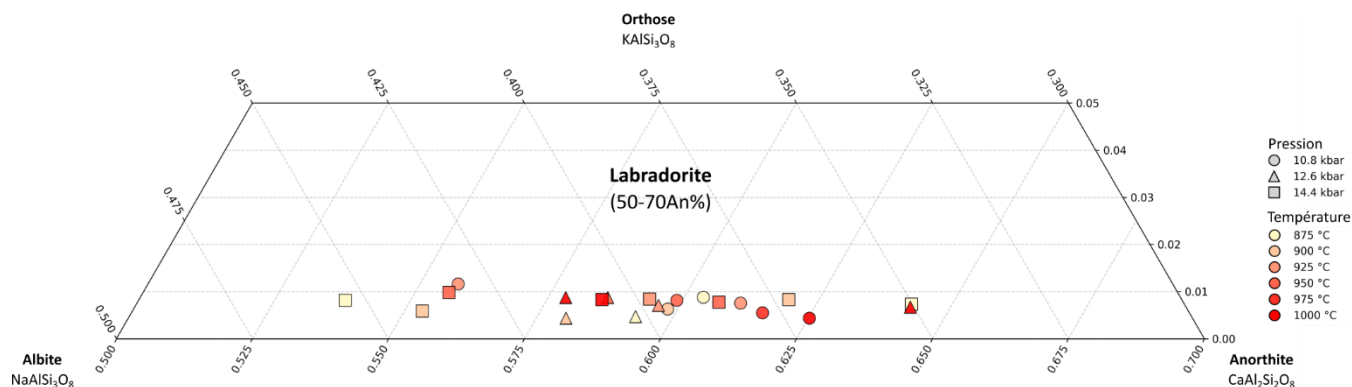


Figure 19 : Classification des plagioclases en fonction de leur teneur en albite (Ab), anorthite (An) et orthose (Or).

8.2.5. Oxyde Fe-Ti

Les oxydes Fe-Ti sont présents de manière systématique dans toutes les charges expérimentales. Ils appartiennent à la solution solide des titano-magnétites, se plaçant entre les pôles de l'ulvöspinelle et de la magnétite (Fig. 20). Les analyses chimiques (Annexe 50) permettent de distinguer deux populations d'oxydes aux signatures contrastées. La première espèce est caractérisée par une teneur notable en titane, avec des proportions moyennes d'environ 21 % de pôle rutile, 55 % de wüstite et 24 % d'hématite. La seconde espèce, plus pauvre en titane (3 à 4 % de pôle rutile), est dominée par le pôle de l'hématite, dont les proportions varient entre 55 et 60 %, pour environ 40 % de pôle wüstite. La présence systématique de ces deux types d'oxydes, indépendamment des conditions de pression et de température, indique que le système est resté dans des conditions d'oxydoréduction stables durant l'expérimentation. Il est à noter qu'aucune phase rhomboédrique de type ilménite-hématite n'a été identifiée de manière certaine dans les charges expérimentales.

8.3. Evolution et géochimie du liquide silicaté

La nature chimique du liquide silicaté produit lors de la fusion partielle a été caractérisée à l'aide du diagramme de classification TAS (Total Alkali vs Silica) (Fig. 21). L'ensemble des verres analysés se projette dans les champs des dacites et des andésites, soulignant le caractère évolué des liquides générés à partir du protolithe mafique. L'évolution de la composition du liquide est étroitement liée au degré de fusion, lui-même contrôlé par les paramètres intensifs. À basse pression (10,8 kbar), l'augmentation de la température favorise un taux de fusion plus élevé, entraînant une dilution de la silice et une transition des compositions depuis le pôle dacitique vers le pôle andésitique. À l'inverse, pour les charges à haute pression (14,4 kbar), le taux de fusion est

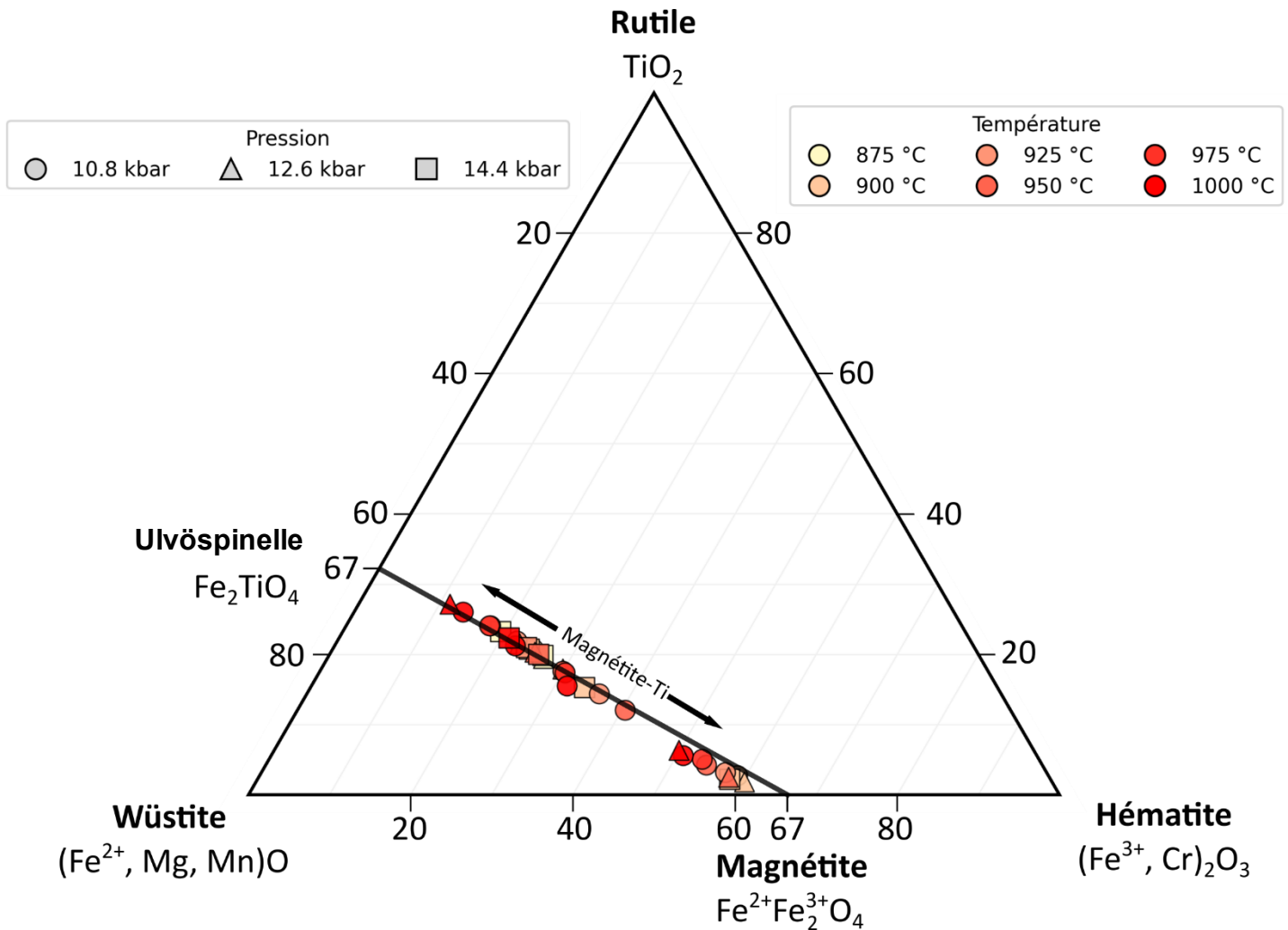


Figure 20 : Classification des oxydes, dans un diagramme selon trois pôles principaux : Fe^{2+} , Fe^{3+} et Ti.

plus limité. En raison de cette relation inversement proportionnelle entre la pression et la production de liquide, ces verres conservent une signature majoritairement dacitique, plus riche en silice. Les liquides générés à une pression intermédiaire de 12,6 kbar illustrent parfaitement cette dynamique, montrant une tendance compositionnelle intermédiaire entre les pôles de haute et de basse pression.

8.3.1. Evolution du liquide silicaté par rapport à la silice

Les diagrammes de Harker montrent des tendances systématiques pour l'ensemble des liquides silicatés produits entre 875 et 1000 °C et 10,8 à 14,4 kbar (Fig. 22). Le FeO présente une corrélation négative avec la silice. Pour une même teneur en SiO_2 , les liquides à 14,4 kbar sont systématiquement moins riches en fer que ceux à 10,8 kbar. Les liquides à 12,6 kbar occupent une position intermédiaire. L'alumine (Al_2O_3) montre également une corrélation négative avec la silice. Les liquides à 10,8 kbar présentent les teneurs en alumine les plus élevées et suivent une tendance quasi linéaire. Les liquides à 12,6 et 14,4 kbar sont globalement moins riches en Al_2O_3 pour une même teneur en SiO_2 . Le CaO suit une corrélation négative. Les liquides à basse pression (10,8 kbar) montrent les teneurs les plus élevées (environ 5,1 wt%), tandis que les liquides à haute pression (14,4 kbar) présentent des valeurs nettement plus basses (environ 3,8 % en poids). Le MgO présente une corrélation négative avec une chute rapide dès les faibles teneurs en silice. Le TiO_2 montre une corrélation négative, avec des teneurs plus basses à haute pression pour une même teneur en SiO_2 . Les alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) présentent un comportement particulier décrit comme un « L » inversé. Les teneurs augmentent légèrement jusqu'à environ

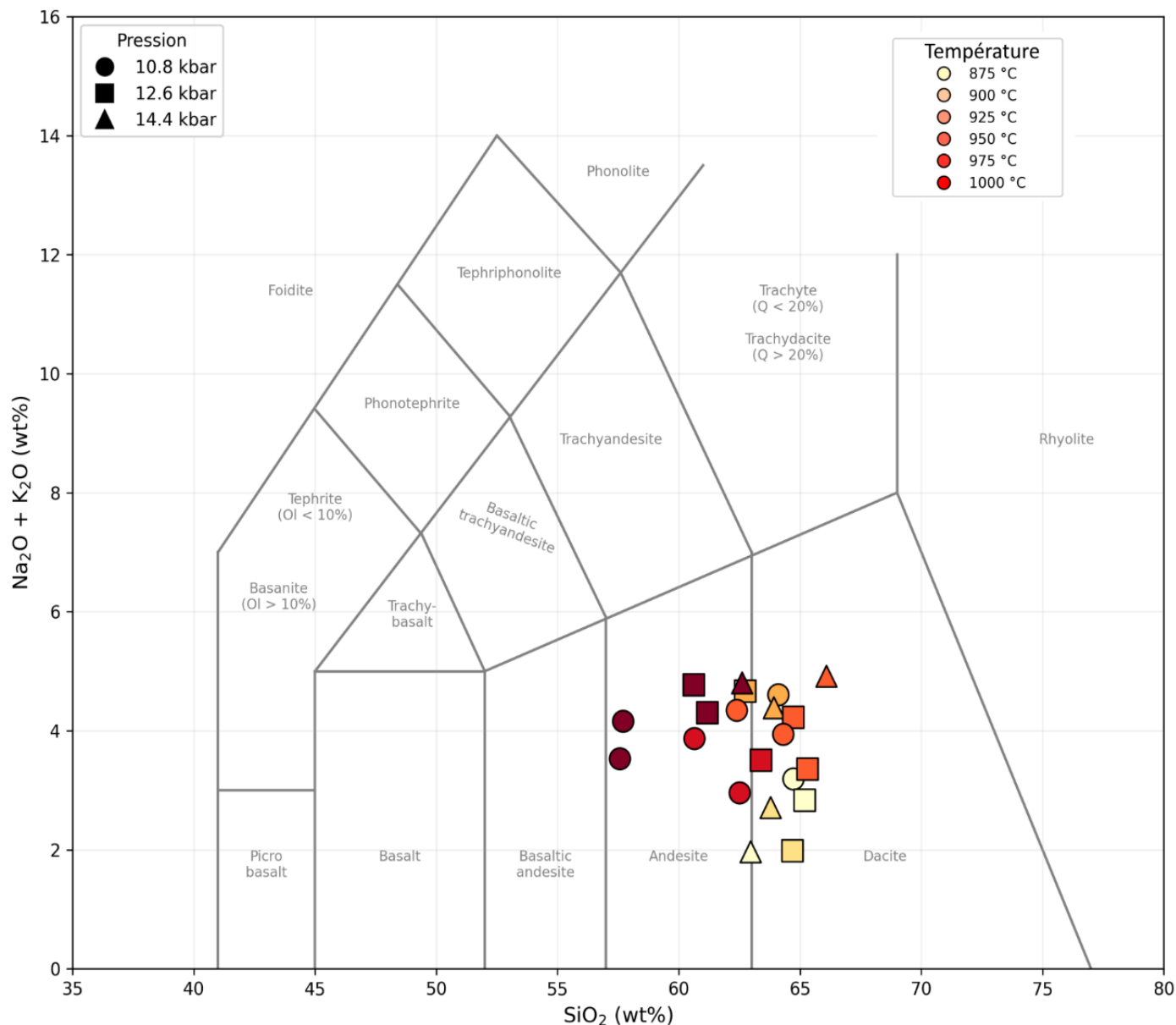


Figure 21 : Classification des compositions de liquide silicaté dans un diagramme TAS.

62,5 % de SiO_2 , puis s'effondrent brusquement, passant de 5 % à moins de 2 %. Cette chute est particulièrement visible dans les liquides à 12,4 kbar. Cependant, à 14,4 kbar la tendance est inverse, avec une diminution des alcalins jusqu'à environ 64 % de SiO_2 suivie d'une augmentation. L' H_2O , estimée par différence à 100 %, varie entre environ 7 et 12 % selon les conditions expérimentales. Il convient de noter que cette méthode d'estimation par différence à 100 % intègre l'ensemble des incertitudes analytiques de la microsonde, notamment les erreurs sur chaque oxyde mesuré, et peut également inclure la contribution d'éléments mineurs non analysés. Les valeurs obtenues sont donc à considérer comme des estimations dont l'incertitude est supérieure à celle des oxydes directement mesurés. Les teneurs les plus élevées sont observées dans les liquides à haute pression et à faible teneur en SiO_2 . Les liquides à basse pression montrent des valeurs plus faibles pour une teneur en SiO_2 comparable. Le comportement en « L inversé » des alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), avec une augmentation jusqu'à environ 62,5 % SiO_2 suivie d'une chute brutale, mérite une attention particulière.

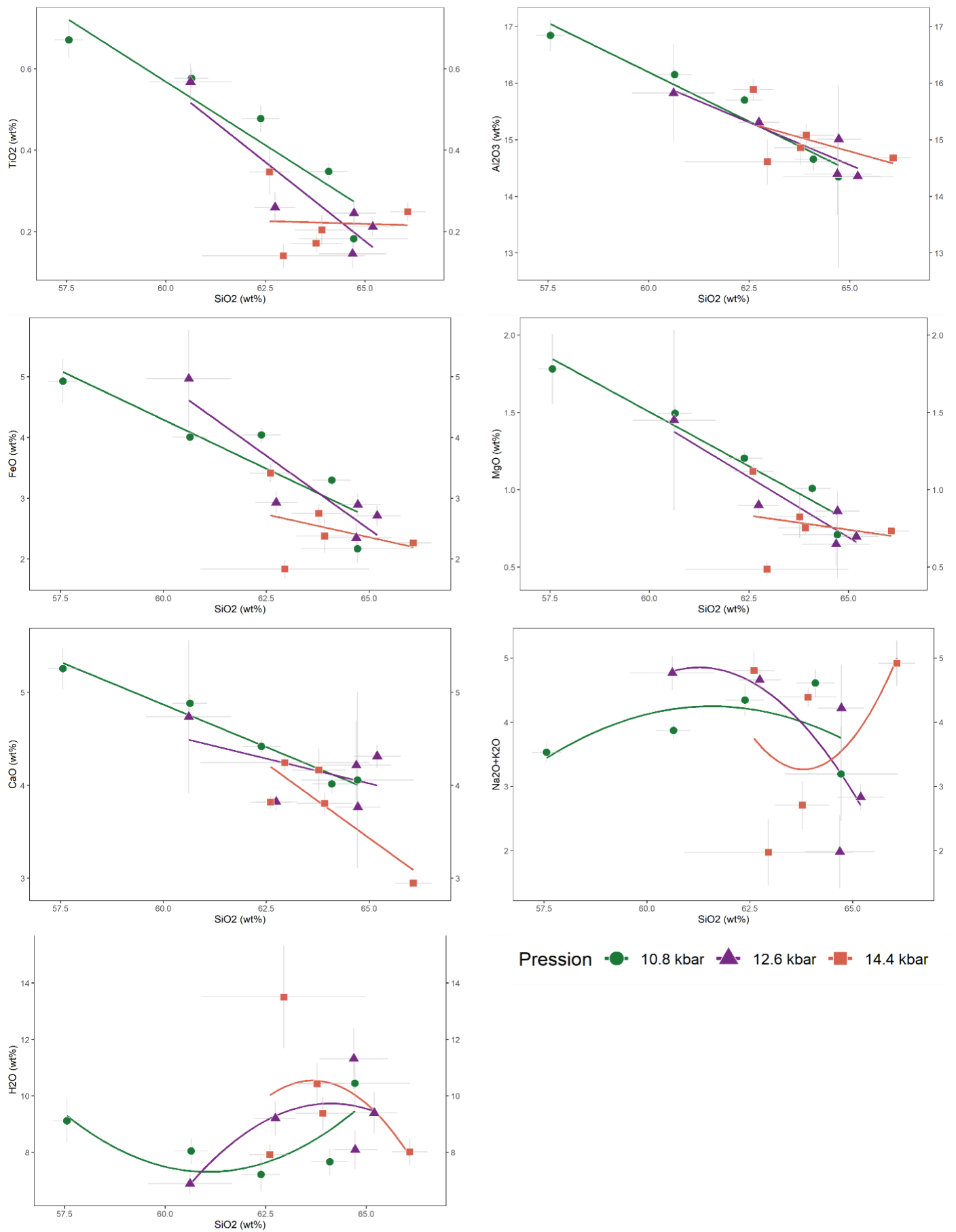


Figure 22 : Diagramme d'Harker montrant l'évolution des teneurs en éléments majeurs (wt%) par rapport à la silice (wt%) pour la composition des liquides silicatés.

8.3.2. Evolution du liquide silicaté par rapport au magnésium

L'ensemble des éléments majeurs montre des corrélations robustes avec le MgO (Fig. 23). Le SiO₂ présente une corrélation négative nette avec le MgO. Les liquides à 14,4 kbar se situent systématiquement à des teneurs en SiO₂ plus élevées pour un même niveau de MgO, tandis que les liquides à 10,8 kbar montrent les teneurs en SiO₂ les plus basses à MgO équivalent. Le FeO et le TiO₂ présentent tous deux des corrélations positives avec le MgO. Pour une même teneur en MgO, les liquides à 14,4 kbar affichent des teneurs en FeO et en TiO₂ inférieures à celles des liquides à 10,8 kbar. Le CaO montre une corrélation positive avec le MgO. Pour un même taux de MgO, le liquide à 14,4 kbar est beaucoup plus pauvre en CaO que celui à 10,8 kbar. Les tendances montrent qu'à 12,6 et 14,4 kbar le CaO diminue avec l'augmentation du MgO, jusqu'à environ 1 wt%. Ensuite, la teneur en CaO tend à augmenter. L'alumine (Al₂O₃) présente une corrélation positive, avec des valeurs globalement plus élevées à 12,6 et 14,4 kbar par rapport à 10,8 kbar pour un même niveau de MgO. Les alcalins (Na₂O + K₂O) présentent une tendance globalement positive à faible teneur en MgO, suivit par une diminution des alcalins à partir d'environ 1,2 % de MgO. Ce point de transition semble être atteint à plus haute teneur en MgO à 10,8 kbar (1,3 % MgO) par rapport aux autres pressions (1,2 % MgO pour 12,6 kbar et 1 % MgO pour 14,4 kbar). Enfin, l'H₂O montre une corrélation négative pour les liquides les plus pauvres en MgO. Suit par une faible augmentation vers 1,2 % MgO. Les teneurs en H₂O les plus élevées sont atteintes à haute pression pour un MgO donné. Le comportement non-linéaire du CaO, montrant une diminution jusqu'à un minimum d'environ 3,5 wt% avant une remontée vers les teneurs les plus élevées en MgO, constitue une particularité notable de l'évolution du liquide silicaté. Ce minimum est atteint à des teneurs en MgO plus faibles à haute pression (environ 0,5 wt% à 14,4 kbar) qu'à basse pression (environ 1 wt% à 10,8 kbar). De même, le comportement en « L inversé » des alcalins, avec une augmentation jusqu'à environ 1-1,2 wt% de MgO suivie d'une diminution marquée, est observable de manière systématique aux trois pressions étudiées, ce point de transition étant atteint à des teneurs en MgO légèrement plus élevées à 10,8 kbar qu'à 12,6 et 14,4 kbar.

8.3.3. Evolution du liquide silicaté par rapport à la température

L'évolution des compositions du liquide silicaté en fonction de la température reflète la progression de la fusion partielle depuis le solidus jusqu'à des taux de fusion élevés, modulée par les changements successifs de l'assemblage minéralogique résiduel. Notamment la disparition du quartz, la déstabilisation de l'amphibole et l'apparition du grenat, qui contrôlent le partitionnement des éléments entre solide et liquide à chaque étape. Le SiO₂ montre une corrélation négative avec la température (Fig. 24). À 875-900 °C, les liquides présentent des teneurs en SiO₂ supérieures à 62,5 wt%. À 1000 °C, ces teneurs chutent jusqu'à environ 57,5 % à 10,8 kbar, 61 % à 12,6 kbar et 62,5 % à 14,4 kbar. La décroissance est beaucoup plus prononcée à 10,8 kbar qu'à 14,4 kbar, où les liquides restent dacitiques sur l'ensemble de la gamme de température. À 12,6 et 14,4 kbar, un pic de SiO₂ est observable vers 950 °C avant une reprise de la décroissance. Le FeO présente une corrélation positive avec la température à 10,8 kbar, passant d'environ 2,2 % près du solidus à plus de 4,8 % à 1000 °C. À 14,4 kbar, les teneurs en fer restent inférieures à 3,5 % sur toute la gamme de température. Une stagnation des teneurs est observable entre 925 et 950 °C à 12,6 et 14,4 kbar. Ainsi qu'une stagnation entre 950 et 975 °C à 10,8 kbar. Le MgO suit un comportement analogue au FeO, avec une augmentation plus modeste à haute pression. Une stagnation similaire à FeO est observée à des teneurs entre 925 et 950 °C à 12,6 et 14,4 kbar. L'alumine (Al₂O₃) montre une corrélation positive à 10,8 kbar. À 12,6 et 14,4 kbar, une stagnation voire une légère diminution est observée entre 925 et 950 °C avant une reprise de l'augmentation. Le CaO présente un comportement non monotone. À 10,8 kbar, une augmentation significative est observée au-delà de 925 °C. À 12,6 et 14,4 kbar, un minimum est atteint à 950 °C, suivi d'une remontée à 1000 °C, ce minimum est moins marqué à 12,6 kbar.

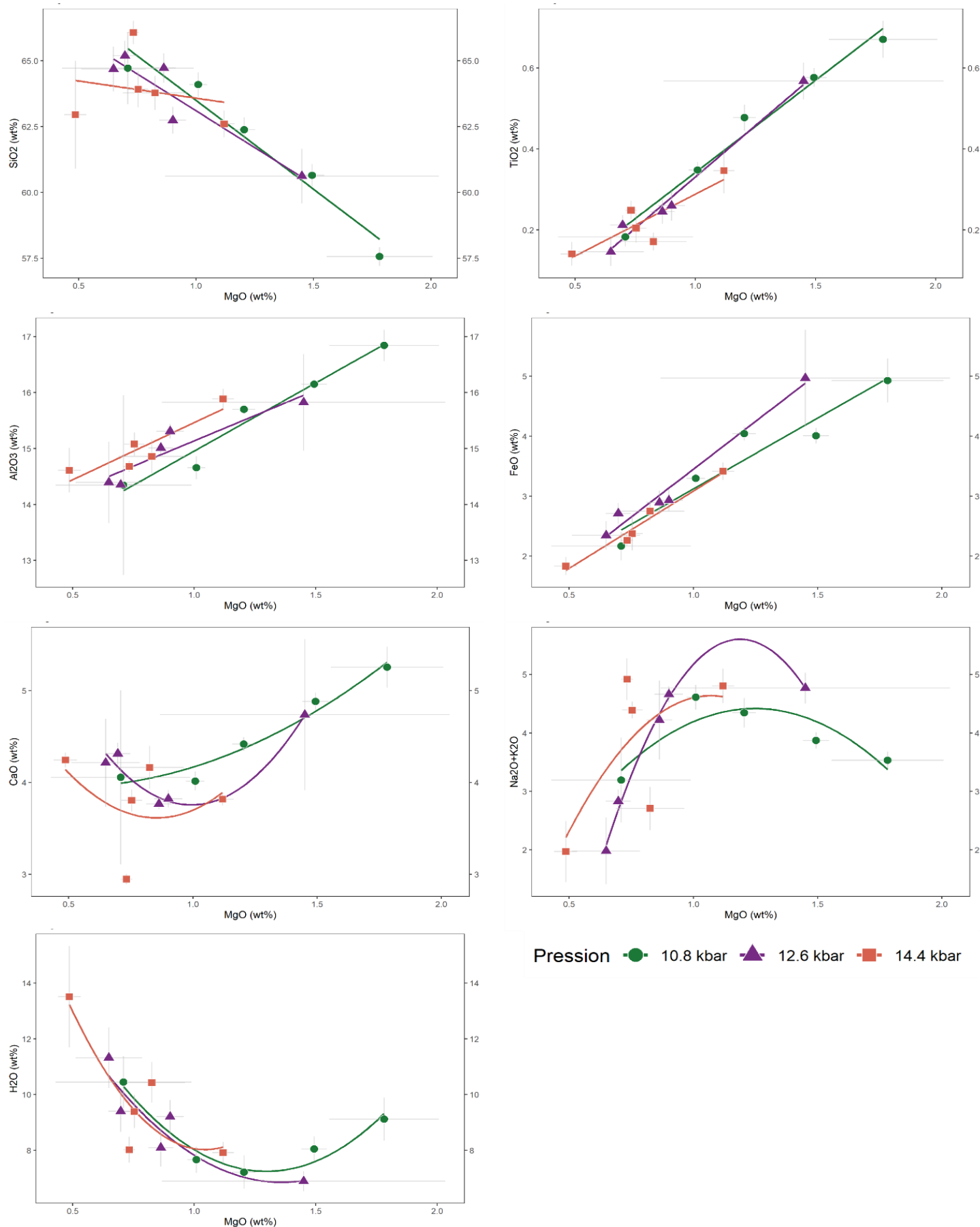


Figure 23 : Graphiques montrant l'évolution de la teneur en éléments majeurs (wt%) par rapport à la teneur en MgO (wt%) pour la composition des liquides silicatés.

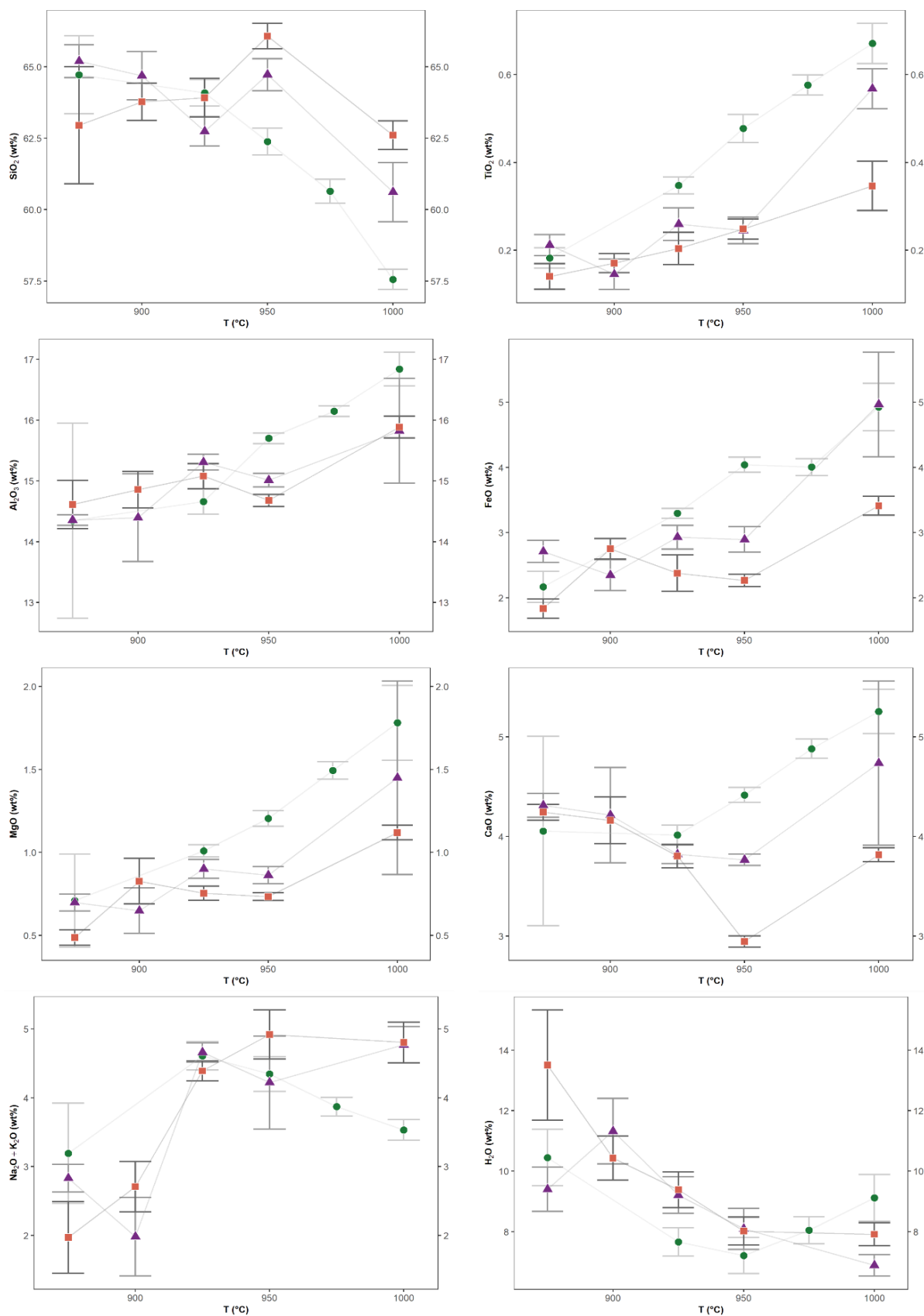


Figure 24 : Graphiques de l'évolution des éléments majeurs (wt%) par rapport à la température (°C) sur base de la composition des liquides silicatés.

Le TiO_2 présente une corrélation positive avec la température à 10,8 kbar. À 12,6 et 14,4 kbar, une stagnation est observable entre 925 et 950 °C, similaire à celle décrite pour FeO . Les alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) montrent un saut de teneurs vers 925 °C, passant d'environ 2 % à 4,5-5 %, suivi d'un plateau ou d'une légère diminution à plus haute température. L' H_2O montre une tendance décroissante avec la température. Les teneurs à haute pression restent supérieures à celles observées à basse pression pour une même température. Cette corrélation positive entre pression et teneur en H_2O du liquide pourrait être en partie liée à la stabilisation du grenat au détriment de l'amphibole aux conditions de haute pression. La réaction péritectique consommant l'amphibole (phase hydratée) pour produire du grenat (phase anhydre) libère en effet l'eau structurale de l'amphibole vers le liquide silicaté. Les proportions d'amphibole résiduelle étant plus importantes à haute pression (~15–34 vol.% à 12,6 et 14,4 kbar contre ~2 vol.% à 10,8 kbar), la quantité d'eau ainsi libérée contribue davantage au budget hydrique du liquide à haute pression. À 10,8 kbar, une rupture de pente est observable vers 950 °C, après laquelle les teneurs en eau augmentent légèrement. Des inflexions et stagnations sont observées de manière récurrente entre 925 et 950 °C pour plusieurs éléments majeurs à 12,6 et 14,4 kbar, notamment pour le FeO , le MgO , le TiO_2 et l' Al_2O_3 . Ces inflexions se manifestent sous forme de paliers ou de légères inversions de tendance avant une reprise de l'évolution attendue à plus haute température. Un comportement similaire, décalé vers 950–975 °C, est observable à 10,8 kbar pour certains de ces éléments. Ces stagnations coïncident avec la zone de transition thermique dans laquelle l'amphibole se déstabilise (entre 900 et 925 °C selon la pression) et dans laquelle le grenat apparaît (à partir de 925 °C à haute pression). Ces deux réactions minéralogiques simultanées modifient de façon antagoniste le bilan des éléments dans le liquide, la déstabilisation de l'amphibole libère Mg, Fe, Al et Ti vers le liquide, tandis que la cristallisation du grenat en consomme une partie, ce qui peut expliquer les paliers observés.

8.3.4. Taux de fusion

Les taux de fusion (F) estimés par bilan de masse varient entre environ 2 et 10 % sur l'ensemble des conditions expérimentales retenues. Il convient de souligner que les incertitudes associées à ces estimations sont globalement élevées, avec des écarts-types pouvant atteindre 4 % en valeur absolue. Ces incertitudes invitent à la prudence dans la lecture des tendances, lesquelles doivent être considérées comme indicatives plutôt que définitives.

Les proportions modales des phases résiduelles en fonction du taux de fusion montrent des tendances variables selon les phases considérées, et les barres d'erreur importantes sur les deux axes imposent une lecture prudente de ces résultats (Fig. 25). Le plagioclase constitue la phase dominante dans l'ensemble des charges, avec des proportions comprises entre environ 37 et 55 %. À 10,8 kbar, les proportions restent relativement stables entre 52 et 55 % sur la gamme de température retenue, sans tendance claire à la diminution avec le taux de fusion. Les proportions les plus faibles sont observées à 12,6 kbar (entre 38 et 50 %), tandis que les valeurs à 14,4 kbar sont intermédiaires (entre 42 et 50 %). Le clinopyroxène présente des proportions comprises entre environ 9 et 25 %. Une tendance générale à l'augmentation de la proportion de Cpx avec le taux de fusion est suggérée à toutes les pressions, avec les proportions les plus élevées observées à 14,4 kbar (jusqu'à ~25 % à 1000 °C). L'orthopyroxène présente des proportions comprises entre environ 5 et 22 %. À 10,8 kbar, les proportions varient entre 16 et 22 % sans tendance évolutive claire avec le taux de fusion. À 12,6 kbar, les proportions sont globalement plus faibles, variant entre 5 et 19 %, avec une légère tendance à la diminution aux taux de fusion les plus élevés. À 14,4 kbar, les valeurs sont intermédiaires, comprises entre 11 et 17 %. L'amphibole présente les proportions les plus élevées à 12,6 kbar (jusqu'à ~34 % à 900 °C), suivies de 14,4 kbar (~15 % à 875 °C) et de 10,8 kbar (~2 % à 875 °C). Le grenat est absent à 10,8 kbar sur l'ensemble de la gamme de température. Lorsqu'il est présent, ses proportions varient entre environ 2 et 9 %. À 950 °C, la proportion de grenat est nettement plus élevée à 14,4 kbar (~9 %)

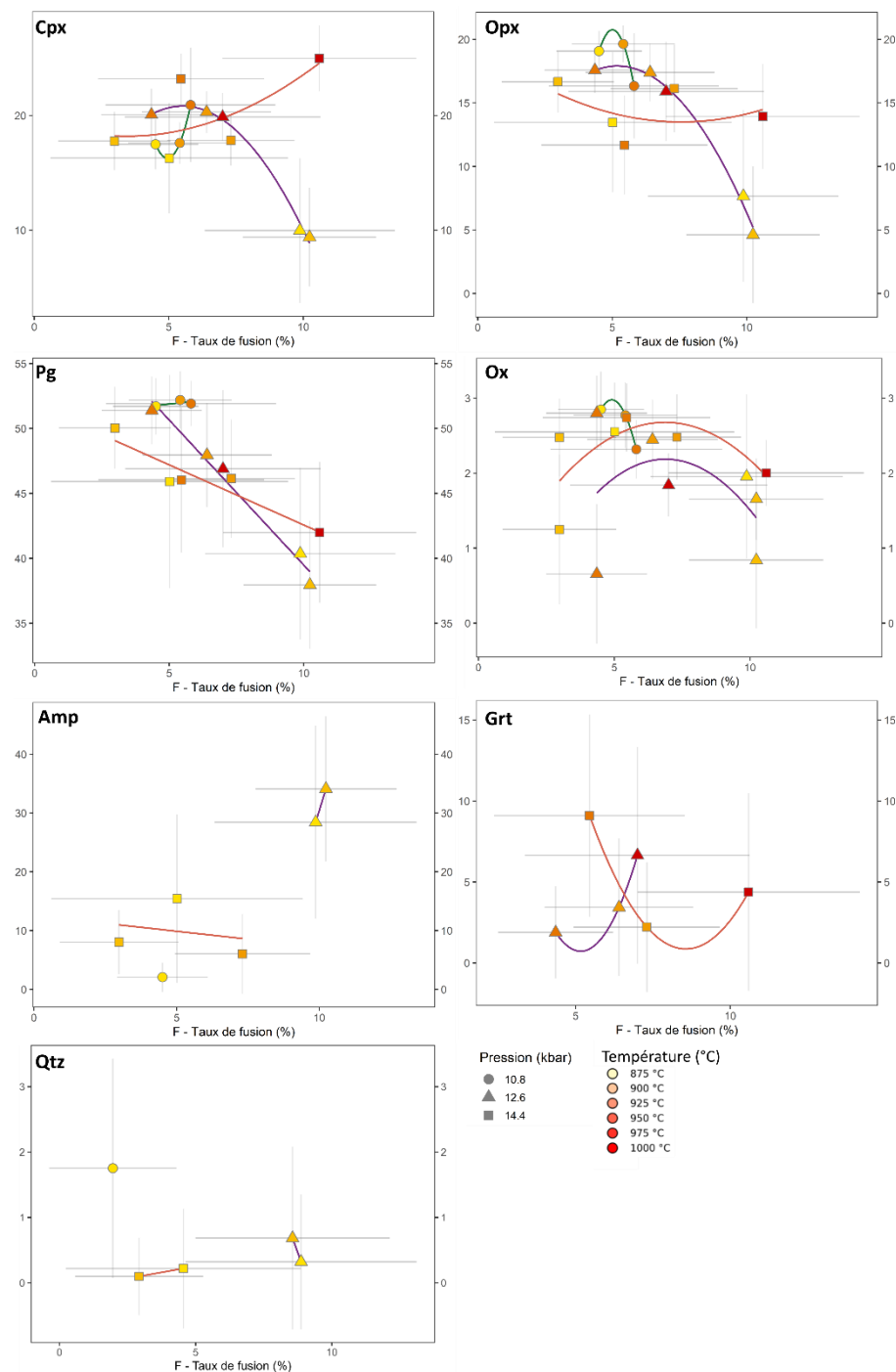


Figure 25 : Graphique des taux de fusion (F) par rapport aux proportions des phases minérales (courbe verte = tendance à 10,8 kbar, courbe violette = tendance à 12,6 kbar et courbe rouge = tendance à 14,4 kbar).

qu'à 12,6 kbar (~2–3 %). À 1000 °C, cette relation s'inverse, avec une proportion légèrement plus importante à 12,6 kbar (~7 %) qu'à 14,4 kbar (~4 %). Les oxydes Fe-Ti présentent des proportions généralement comprises entre 1,4 et 2,8 %, avec les valeurs les plus élevées à 10,8 kbar et les plus faibles à 12,6 kbar. Les proportions à 14,4 kbar sont intermédiaires.

Le SiO₂ présente une tendance à la diminution avec l'augmentation du taux de fusion, les teneurs les plus faibles étant associées aux températures les plus élevées (Fig. 26). Aucune tendance systématique liée à la pression ne se dégage clairement pour cet élément sur la gamme de données retenue. Le TiO₂ montre une tendance à

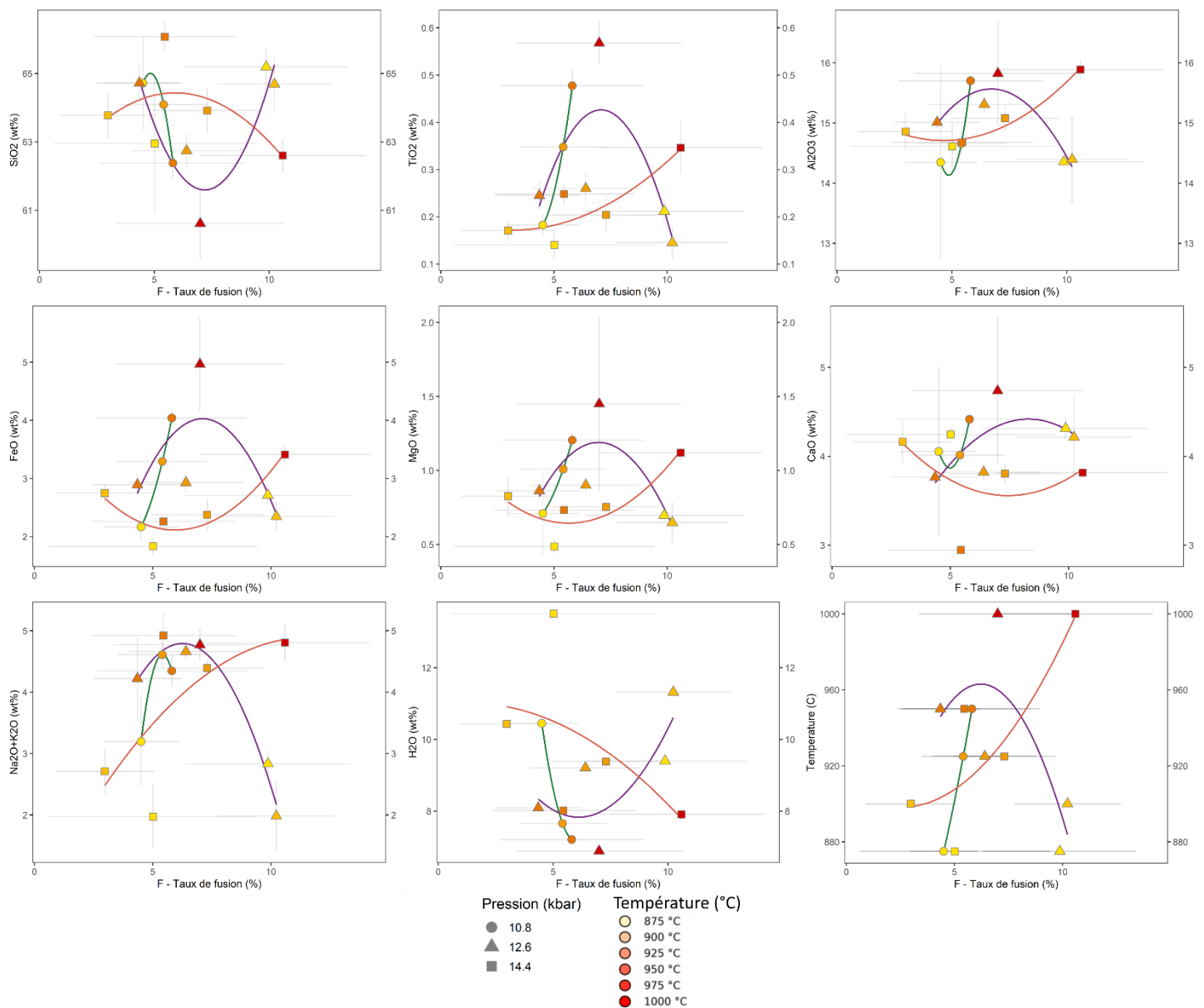


Figure 26 : Graphique des taux de fusion (F) par rapport aux éléments majeurs des liquides silicatés ainsi que par rapport à la température (courbe verte = tendance à 10,8 kbar, courbe violette = tendance à 12,6 kbar et courbe rouge = tendance à 14,4 kbar).

l'augmentation avec le taux de fusion, les valeurs étant globalement plus faibles à haute pression pour un taux de fusion donnée. L'Al₂O₃, le FeO et le MgO présentent tous trois une tendance à l'augmentation avec le taux de fusion, sans distinction nette entre les pressions pour l'Al₂O₃, tandis que le FeO et le MgO sont légèrement plus élevés à basse pression pour un taux de fusion équivalent. Le CaO montre un comportement distinct selon la pression : sa teneur tend à augmenter avec le taux de fusion à 10,8 kbar, tandis qu'une tendance inverse, avec une diminution du CaO, est observée à 14,4 kbar. Les alcalins (Na₂O + K₂O) tendent à augmenter avec le taux de fusion, les taux de fusion les plus élevés étant associés aux pressions les plus grandes. Enfin, l'H₂O estimée par différence montre une corrélation négative avec le taux de fusion, les liquides les plus hydratés correspondant aux taux de fusion les plus faibles.

8.3.5. Proportions modales des phases résiduelles en fonction de la température

Les proportions modales estimées par bilan de masse complètent la lecture des taux de fusion en permettant de suivre la consommation ou la croissance de chaque phase résiduelle en fonction des conditions P–T. Malgré des incertitudes élevées (écarts-types pouvant atteindre 4 % en valeur absolue), les tendances suivantes sont observées et synthétisées dans la figure 27. Le plagioclase constitue la phase dominante dans l'ensemble des charges (37–55 %), avec les proportions les plus faibles à 12,6 kbar. Le clinopyroxène tend à augmenter avec la température à toutes les pressions (jusqu'à ~25 % à 14,4 kbar et 1000 °C), cohérent avec son rôle de phase stable du résidu produite lors de la déstabilisation de l'amphibole. L'orthopyroxène est relativement stable à 10,8 kbar mais montre une légère tendance à la diminution aux taux de fusion les plus faibles à 12,6 kbar. L'amphibole atteint des proportions significatives à 12,6 kbar (~34 % à 900 °C) et 14,4 kbar (~15 % à 875–925 °C), soulignant l'effet stabilisateur de la pression sur cette phase. Le grenat, absent à 10,8 kbar, voit ses proportions augmenter avec la pression et atteindre un maximum vers 950 °C à 14,4 kbar (~9 %), avant de diminuer légèrement à 1000 °C (~4 %). Les oxydes Fe-Ti restent présents de manière systématique (1,4–2,8 %), avec des proportions légèrement plus élevées à 10,8 kbar.

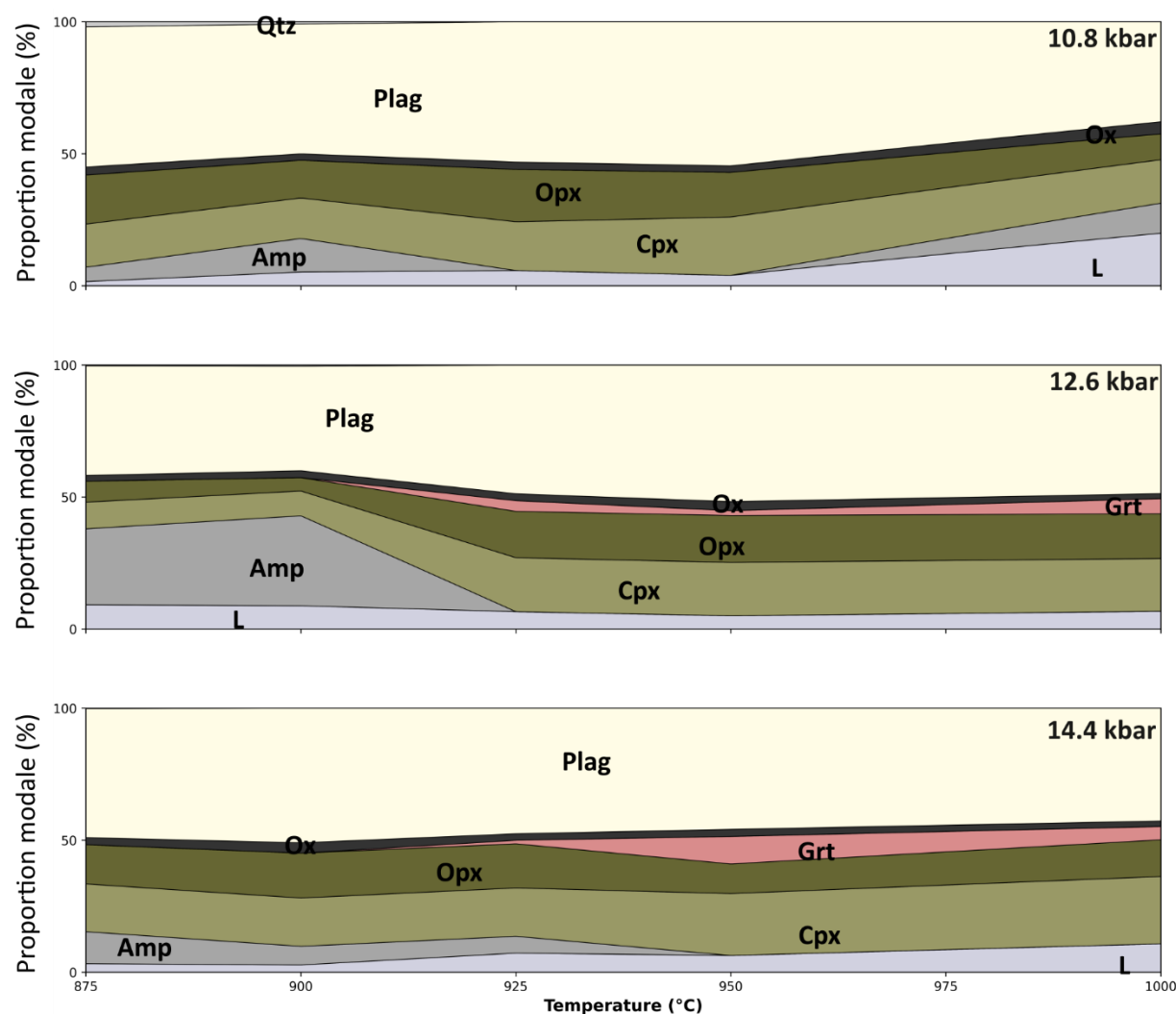


Figure 27 : Diagrammes empilés des proportions modales (Plag, Cpx, Opx, Amp, Grt, Ox et liquide) en fonction de la température, pour chacune des trois pressions (10,8, 12,6 et 14,4 kbar et 1 wt% H₂O) (L = liquide silicaté).

9. Interprétation-Discussion

L'objectif principal de ce projet de Master est de caractériser la diversité minéralogique et géochimique des magmas produits par la fusion partielle de la croûte mafique hydratée, avec une attention particulière portée sur la séquestration et le transfert des éléments majeurs et des volatiles (H_2O). Les résultats présentés en section 8 permettent de répondre à ces objectifs à travers quatre axes interprétatifs : la validation de l'équilibre thermodynamique, les mécanismes de contrôle sur la composition du liquide silicaté, les implications pour le modèle de l'éponge d'arc, et la confrontation avec la littérature expérimentale et les systèmes naturels. La clé de lecture transversale de cette discussion est la figure 10 (champs de stabilité des phases), lue en parallèle avec la figure 25 (proportions modales en fonction de la température). Les transitions de composition du liquide s'articulent systématiquement autour de trois événements minéralogiques majeurs : la disparition du quartz au-delà de 900 °C, la déstabilisation de l'amphibole à 925 °C, et l'apparition du grenat à partir de 925 °C pour des pressions supérieures à 10,8 kbar.

9.1. Validité de l'équilibre thermodynamique

9.1.1. Critères texturaux

Avant toute interprétation pétrogénétique, il est nécessaire de démontrer que les charges expérimentales ont atteint, ou approché, l'équilibre thermodynamique. En pétrologie expérimentale, cette validation repose en premier lieu sur l'analyse texturale des charges par microscopie électronique à balayage (MEB). L'examen des images BSE révèle des contacts entre phases nets et rectilignes, avec le développement fréquent d'angles triples entre grains adjacents. Ces géométries d'interfaces sont caractéristiques de systèmes ayant atteint un état d'équilibre textural avancé, où la réduction de l'énergie de surface a guidé la géométrie des grains vers des configurations stables (Aranovich & Pattison, 1995). Les phases cristallines ne se présentent pas sous la forme d'agrégats métastables issus d'une nucléation rapide, mais témoignent d'une recristallisation complète dans des morphologies équilibrées à automorphes à subautomorphes. L'absence de reliques de la poudre initiale et l'homogénéité chimique intra-granulaire des phases attestent que la durée des expériences a été suffisante pour s'affranchir des barrières cinétiques par diffusion. La distribution spatiale du liquide silicaté apporte un second critère textural majeur. Sa présence systématique dans toutes les charges confirme que l'intégralité des expériences se situe au-dessus du solidus du protolithe. Au MEB, ce liquide ne se limite pas à des poches isolées mais interconnecte les différents grains en formant un réseau continu le long des joints de cristaux. Cette interconnexion constitue un paramètre critique. Le liquide agit comme vecteur de diffusion rapide favorisant l'homogénéisation chimique globale de la charge (Wolf & Wyllie, 1994). Enfin, la présence systématique d'un liseré de clinopyroxène en bordure d'orthopyroxène, dont la composition est rigoureusement identique à celle des plages de clinopyroxène isolées dans la matrice, démontre l'établissement d'un équilibre chimique local complet à l'interface solide-liquide. Ces textures de réaction, particulièrement développées dans les charges dépourvues de grenat, indiquent que les échanges diffusifs ont été suffisants pour rééquilibrer complètement les bordures de grain avec le liquide environnant. Cette conclusion est renforcée par les cartographies géochimiques réalisées sur les grenats, qui révèlent une homogénéité chimique parfaite du cœur à la bordure, sans zonation détectable. Une telle absence de gradient compositionnel contraste avec les textures de dissolution-recristallisation documentées par Tesser et al. (2025) dans des systèmes hors équilibre, et confirme que les grenats néoformés dans cette étude ont cristallisé directement en équilibre avec le liquide coexistant. Cette conclusion est renforcée par l'homogénéité compositionnelle du liquide silicaté observée à toutes les échelles de la charge : la composition du liquide au voisinage immédiat des grenats, dans les halos qui les ceignent, est rigoureusement identique à celle du liquide

interstitiel apparemment déconnecté des grenats dans la matrice. Cette absence de gradient compositionnel du liquide confirme que les échanges diffusifs ont été suffisants pour homogénéiser chimiquement l'ensemble du liquide silicaté produit, indépendamment de sa position relative par rapport aux phases cristallines.

9.1.2. Stabilité compositionnelle des pyroxènes (Opx et Cpx)

Au-delà des critères texturaux, la démonstration d'un équilibre chimique robuste repose sur l'analyse systématique des compositions des pyroxènes, qui constituent les phases majeures et les plus stables du résidu solide dans l'ensemble des charges. En pétrologie expérimentale, la constance des compositions de l'Opx et du Cpx sur l'ensemble du champ P–T investigué constitue un critère quantitatif fondamental attestant que le système a atteint un état stationnaire, s'affranchissant des effets cinétiques transitoires (Aranovich & Pattison, 1995). L'examen des données EPMA révèle une stabilité remarquable des compositions chimiques de ces deux phases sur l'ensemble du champ P–T étudié. Les proportions des pôles purs (enstatite, ferrosilite, wollastonite) ne montrent aucune fluctuation significative d'une charge à l'autre pour des conditions analogues, et les compositions se concentrent dans des champs extrêmement resserrés dans le diagramme de classification de Morimoto (Fig. 18). Cette absence de dispersion inter-cristalline valide l'efficacité des processus de diffusion à l'état solide et à l'interface solide–liquide, nécessaires à l'homogénéisation chimique des phases en réponse aux conditions imposées. Si les pyroxènes résultaient d'une nucléation rapide hors d'équilibre, par exemple lors des phases de montée en température ou durant la trempe, leurs compositions présenteraient des gradients zonaux ou une dispersion statistique marquée entre grains. L'invariance compositionnelle observée confirme ainsi que les pyroxènes agissent comme des tampons thermodynamiques du résidu solide, dont les compositions sont uniquement dictées par les variables d'état P, T et X du système. L'ensemble de ces critères texturaux et compositionnels converge vers la conclusion que les assemblages obtenus représentent des états stables approchant l'équilibre thermodynamique, et que les compositions chimiques mesurées sont exploitables pour la caractérisation des processus pétrogénétiques liés à l'éponge d'arc.

9.2. Equilibres de phases : réaction péritectique et transition amphibole-grenat

Les champs de stabilité définis au chapitre 8.1 (Fig. 10) permettent de préciser les conditions de la réaction péritectique centrale de cette étude. L'amphibole se déstabilise à des températures strictement inférieures à 925 °C pour des pressions de 10,8 et 12,6 kbar, et reste stable jusqu'à 925 °C inclus à 14,4 kbar, démontrant que la pression stabilise légèrement l'amphibole vers des températures plus élevées. Sur le plan physico-chimique, cet effet reflète la contribution du volume molaire de l'amphibole : sa réduction sous l'effet de la pression, via la substitution de Tschermak par l'augmentation d'Al^{IV} avec la pression, stabilise la structure cristalline vers des conditions P–T plus élevées. Ce comportement est cohérent avec les données de Wolf & Wyllie (1994), qui montrent que la limite de stabilité de la hornblende en système amphibolite est décalée vers les températures plus élevées lorsque la pression augmente.

L'apparition du grenat à partir de 925 °C pour des pressions supérieures à 10,8 kbar est en accord avec les observations de Qian & Hermann (2013), qui placent la limite d'entrée du grenat entre 10 et 12 kbar dans des systèmes mafiques similaires, et avec Roberts et al. (2024), qui, sur la base d'une approche de modélisation thermodynamique, indiquent que le grenat se stabilise typiquement au-delà de 10–12 kbar (~35–40 km de profondeur) dans les contextes de croûte d'arc. L'absence totale de grenat à 10,8 kbar sur l'ensemble de la gamme

de température étudiée suggère que cette pression se situe en deçà, ou exactement à la limite inférieure, du champ de stabilité du grenat pour la composition spécifique de KH04-14. Cette limite est sensible à la composition du protolithe, notamment à sa teneur en calcium, et la teneur modérée en CaO de KH04-14 (~10,55 wt%) est cohérente avec une limite de stabilité du grenat vers 12 kbar telle que documentée par Qian & Hermann (2013) pour des compositions similaires.

La coïncidence entre la disparition de l'amphibole et l'apparition du grenat autour de 925 °C et 12,6–14,4 kbar correspond précisément à la réaction péritectique :



Cette réaction constitue le moteur principal de la différenciation chimique dans les conditions simulées. Les inflexions de composition du liquide observées dans cette fenêtre de température en sont la signature directe.

9.3. Contrôles sur la composition du liquide silicaté : un bilan de flux d'éléments

L'évolution de la composition du liquide silicaté ne peut pas être interprétée indépendamment de la minéralogie résiduelle. Chaque variation de composition traduit un bilan entre deux processus antagonistes : la libération d'éléments vers le liquide lors de la déstabilisation ou de la fusion partielle d'une phase, et leur recapture simultanée lors de la cristallisation d'une autre. La figure 27 (proportions modales) constitue ainsi la clé d'interprétation de la figure 26 (évolution des éléments majeurs en fonction du taux de fusion et de la température).

9.3.1. Effet de la pression : relation inverse entre pression et taux de fusion

La relation inversement proportionnelle entre la pression et le taux de fusion à température fixée se traduit directement par une relation entre pression et composition du liquide. À 10,8 kbar, les taux de fusion atteignent ~10 % à 1000 °C, conduisant à des liquides de composition andésitique (SiO_2 jusqu'à ~57,5 wt%). À 14,4 kbar, les taux de fusion restent limités à ~2–5 %, produisant des liquides dacitiques, plus riches en silice ($\text{SiO}_2 > 62,5$ wt%) et en eau estimée (~12–14 wt%). Cette relation s'explique par deux effets conjugués de la pression. D'une part, la pression stabilise l'amphibole vers des températures plus élevées, retardant la libération de son eau structurale et donc la production de liquide : à 14,4 kbar, la déstabilisation de l'amphibole intervient encore à 925 °C, alors qu'elle est achevée dès 900–925 °C à 10,8 kbar. D'autre part, à haute pression, la cristallisation du grenat consomme une fraction des éléments ferromagnésiens (Fe, Mg, Ca) qui auraient autrement partitionné vers le liquide, réduisant ainsi le volume de liquide produit à composition de protolithe équivalente. Ces deux effets conjugués produisent des liquides systématiquement plus felsiques et plus hydratés à haute pression, un résultat cohérent avec les prédictions de Rapp & Watson (1995) pour la fusion de metabasaltes au-delà de 12 kbar, et avec les observations de Qian & Hermann (2013) sur la génération de magmas tonalitiques à haute pression. Cette relation a des implications directes pour les flux chimiques verticaux au sein de l'éponge d'arc : les liquides produits dans les parties les plus profondes de l'éponge (~40 km, 14,4 kbar) sont moins abondants mais plus felsiques et plus hydratés que ceux produits à plus faible profondeur (~35 km, 10,8 kbar). Ils constituent donc des magmas potentiellement plus aptes à migrer vers la croûte supérieure en raison de leur faible densité et de leur faible viscosité liée à leur teneur en eau (Jackson et al., 2018).

9.3.2. Evolution du liquide en fonction de la température : trois régimes distincts

L'évolution de la composition du liquide en fonction de la température définit trois régimes distincts, directement gouvernés par les transitions de l'assemblage résiduel.

Régime 1 : 875–900 °C (près du solidus). L'assemblage résiduel comprend l'amphibole, le quartz, le clinopyroxène, l'orthopyroxène, le plagioclase et les oxydes Fe-Ti. Les taux de fusion sont faibles (2–5 %) et les liquides présentent les teneurs en SiO₂ les plus élevées de l'étude (62,5– 65 wt%), associées aux teneurs les plus faibles en FeO, MgO et TiO₂. Cette composition felsique des premiers liquides s'explique par la nature même de la fusion par déshydratation au voisinage du solidus : les composants incompatibles (SiO₂, Al₂O₃, alcalins) partitionnent préférentiellement vers le premier liquide produit depuis l'ensemble de l'assemblage solide. La présence du quartz impose simultanément une forte activité de SiO₂, maintenant les teneurs en silice élevées dans le liquide. Les faibles teneurs en FeO, MgO et TiO₂ reflètent la stabilité simultanée de l'amphibole, des pyroxènes et des oxydes Fe-Ti, qui séquestrent efficacement ces éléments ferromagnésiens dans la phase solide. Les fortes teneurs en H₂O estimées (10–14 wt%) reflètent la concentration de l'eau libérée par la déstabilisation partielle de l'amphibole dans un faible volume de liquide. C'est la manifestation directe de la capacité de séquestration des volatiles par l'éponge d'arc décrite par Davidson et al. (2007).

Régime 2 : 900–950 °C (zone de transition péritectique). Ce régime est le plus complexe et le plus informatif du jeu de données. La disparition du quartz au-delà de 900 °C lève la contrainte sur l'activité de SiO₂, permettant au liquide d'incorporer davantage d'éléments ferromagnésiens. Simultanément, la déstabilisation progressive de l'amphibole jusqu'à sa disparition complète à 925 °C libère vers le liquide l'ensemble des éléments séquestrés dans sa structure : Mg et Fe²⁺ des sites octaédriques C, Ti des sites M, Al des sites tétraédriques et octaédriques T et C, et Na des sites A et B via les substitutions de type Tschermak et édénite. Le pic d'alcalins observé vers 925 °C dans les figures 22–24 est la signature directe de cette libération massive du Na de l'amphibole. Ce comportement illustre concrètement le concept de l'amphibole comme « réservoir cryptique d'alcalins » dans la croûte inférieure des arcs (Davidson et al., 2007). L'amphibole séquestre les alcalins en profondeur et les libère de manière pulsée lors de sa déstabilisation thermique, modulant la composition des liquides transférés vers la croûte supérieure. La modération de ce signal à 10,8 kbar s'explique par les faibles proportions d'amphibole (~2 %) à cette pression, qui limitent la contribution absolue de sa déstabilisation au bilan alcalin du liquide. La stabilisation croissante du grenat à haute pression contribue également à amplifier cet enrichissement en alcalins dans le liquide. La réaction péritectique consomme en effet non seulement l'amphibole mais aussi le plagioclase, libérant vers le liquide le sodium contenu dans sa composante albite. Le grenat néoformé, dont la structure cristallographique n'accueille pas les alcalins, ne recapture pas ces éléments lors de sa cristallisation. L'enrichissement en alcalins du liquide à 925 °C résulte donc de la contribution combinée de la déstabilisation de l'amphibole et du plagioclase lors de la réaction péritectique, sans recapture possible par le grenat, ce qui amplifie le signal alcalin observé à haute pression par rapport à 10,8 kbar où le grenat est absent. Entre 925 et 950 °C, les inflexions et stagnations observées pour le FeO, le MgO, le TiO₂ et l'Al₂O₃ à 12,6 et 14,4 kbar reflètent le bilan antagoniste entre deux réactions simultanées. La déstabilisation de l'amphibole libère ces éléments vers le liquide, tandis que la cristallisation du grenat en recapture une fraction. La résultante nette de ces deux flux opposés se traduit par un palier dans la composition du liquide plutôt que par une variation monotone. Ce comportement est absent à 10,8 kbar, où le grenat ne cristallise pas, ce qui permet d'attribuer sans ambiguïté ces stagnations à la réaction péritectique plutôt qu'à un effet intrinsèque de la déstabilisation de l'amphibole seule. Le CaO présente le comportement le plus diagnostique de ce régime. À 12,6 et 14,4 kbar, un minimum net est

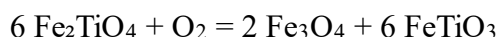
atteint vers 950 °C : en deçà, la cristallisation progressive du grossulaire (Grs = 20–26 %) soustrait du calcium au liquide. Au-delà, la diminution des proportions de grenat résiduel et la fusion accrue du plagioclase calcique et du clinopyroxène libèrent du calcium, inversant la tendance. À 10,8 kbar, sans grenat, le CaO évolue de façon monotone croissante avec la température, reflétant uniquement la contribution du plagioclase et du diopside. Ce contraste entre les deux régimes de pression constitue la signature géochimique la plus diagnostique de la présence ou de l'absence de grenat résiduel dans l'assemblage de fusion.

Une condition expérimentale mérite d'être discutée séparément : la charge à 925 °C et 14,4 kbar, dans laquelle l'amphibole et le grenat coexistent simultanément. Cette charge se situe précisément à l'intersection des champs de stabilité des deux phases, représentant le point de fonctionnement exact de la réaction péritectique. Le liquide de cette charge enregistre simultanément la signature de la libération des éléments de l'amphibole et celle de leur recapture partielle par le grenat néoformé. Le pic d'alcalins y atteint son maximum relatif pour 14,4 kbar, tandis que les teneurs en CaO commencent leur déclin sous l'effet de la cristallisation du grossulaire. Cette charge illustre ainsi de manière particulièrement nette le caractère transitoire et dynamique de la réaction péritectique.

Régime 3 : 950–1000 °C (post-déstabilisation de l'amphibole). Au-delà de 950 °C, l'amphibole est entièrement consommée dans toutes les charges. L'assemblage résiduel se simplifie en Cpx + Opx + Plag + Ox Fe-Ti ($\pm$ Grt à haute pression). Les éléments majeurs reprennent des tendances monotones : SiO₂ diminue par dilution liée à l'augmentation du taux de fusion, FeO et MgO augmentent par contribution croissante des pyroxènes, et H₂O estimée diminue par le même mécanisme de dilution. À haute pression, la proportion de grenat diminue progressivement avec l'augmentation du taux de fusion (Fig. 25), réduisant son emprise sur le bilan calcique et permettant au CaO du liquide de remonter après son minimum.

9.3.3. Rôle des oxydes Fe-Ti comme tampon redox

La stabilité permanente des oxydes Fe-Ti dans toutes les charges expérimentales, dont les compositions restent constantes sur l'ensemble du champ P–T, implique qu'ils jouent un rôle de régulateur redox et de tampon sur la teneur en TiO₂ du liquide. Les capsules en or utilisées dans cette étude constituent des systèmes fermés chimiquement inertes et imperméables aux gaz. La fugacité en oxygène (f_{O_2}) n'est donc pas imposée de l'extérieur mais émerge de la chimie interne du système Fe-Ti-O du gabbro du Kohistan, via les équilibres entre les deux populations d'oxydes coexistants, notamment la réaction (Buddington & Lindsley, 1964) :



Conformément aux travaux de Buddington & Lindsley (1964), cet auto-tamponnage redox maintient la f_{O_2} à des valeurs probablement proches du tampon FMQ pour une granulite mafique du Kohistan, voire légèrement inférieures selon le rapport Fe²⁺/Fe³⁺ initial du protolithe. L'absence de phase rhomboédrique identifiée dans les charges mérite discussion. À des conditions de f_{O_2} autour de FMQ dans la gamme de température explorée, Buddington & Lindsley (1964) prédisent la présence d'une phase rhomboédrique avec une composante hématite non négligeable. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer cette absence apparente : une f_{O_2} auto-tamponnée légèrement inférieure à FMQ si le rapport Fe²⁺/Fe³⁺ initial de KH04-14 est élevé ; une composante Fe₂O₃ dans cette phase inférieure à ~5–8 mol%, analytiquement indiscernable de l'ilménite pure par microsonde électronique standard ; une proportion volumique inférieure au seuil de détection texturale en raison de la faible teneur initiale en TiO₂ de KH04-14 (0,74 wt%). Une partie du titane libéré par la déstabilisation de l'amphibole est immédiatement recapturée par les oxydes résiduels, atténuant les variations de TiO₂ dans le liquide par rapport à ce qu'on observerait en leur absence. Cela explique pourquoi les variations de TiO₂ sont plus modérées et moins

systématiques que celles de FeO ou MgO, alors même que l'amphibole constitue un réservoir important de Ti via ses sites M. La tendance globale à l'augmentation du TiO₂ dans le liquide avec la température reflète néanmoins que la capacité de séquestration des oxydes est progressivement dépassée à mesure que le taux de fusion augmente.

9.3.4. Transfert des volatiles : séquestration et libération de l'eau

La teneur en H₂O des liquides, estimée par différence à 100 %, montre une corrélation négative avec le taux de fusion et une corrélation positive avec la pression à température fixée. Ces tendances sont cohérentes avec le mécanisme de dilution : à mesure que le taux de fusion augmente, le budget d'eau disponible dans le système, essentiellement libéré par la déstabilisation de l'amphibole, est distribué dans un volume de liquide croissant, diminuant ainsi la concentration en H₂O. Un mécanisme complémentaire contribue également à expliquer les teneurs en H₂O plus élevées à haute pression. La stabilisation progressive du grenat au détriment de l'amphibole lors de la réaction péritectique implique la substitution d'une phase hydratée par une phase strictement anhydre dans le résidu solide. Cette substitution libère vers le liquide une fraction supplémentaire de l'eau structurale initialement séquestrée dans l'amphibole, s'ajoutant ainsi à l'effet de concentration lié au faible volume de liquide produit à haute pression. Les teneurs les plus élevées (~12–14 wt%) sont observées dans les liquides produits près du solidus à haute pression, où le volume de liquide est minimal et où l'amphibole a concentré l'eau sur une faible fraction liquide. Ces valeurs sont cohérentes avec les teneurs documentées dans des liquides produits par fusion par déshydratation d'amphibolites dans des gammes de pression similaires (Wolf & Wyllie, 1994 ; Rapp & Watson, 1995). Il convient cependant de rappeler que ces estimations par différence intègrent l'ensemble des incertitudes analytiques de la microsonde, notamment les erreurs sur chaque oxyde mesuré. Les valeurs d'H₂O rapportées dans ce travail constituent des estimations dont l'incertitude absolue est supérieure à celle des oxydes directement mesurés. Elles permettent néanmoins d'identifier des tendances relatives entre conditions expérimentales, qui restent interprétables qualitativement et cohérentes avec les données de la littérature.

9.4. Implications pour le modèle de l'éponge d'arc et les flux chimiques verticaux

9.4.1. Nature des liquides produits et potentiel de migration

Les liquides silicatés produits dans cette étude, de composition dacitique à andésitique (SiO₂ entre ~57,5 et 65 wt%), sont représentatifs des magmas intermédiaires à felsiques attendus par la fusion partielle de la croûte mafique inférieure des arcs (Clemens et al., 2021 ; Davidson et al., 2007). Leurs teneurs élevées en H₂O estimée (~7–12 wt%) impliquent une faible viscosité, facilitant leur extraction de la matrice cristalline résiduelle par coalescence des gouttelettes de liquide dans les réseaux de bouillies cristallines (Jackson et al., 2018 ; Wolf & Wyllie, 1994). Ces liquides contribuent donc à la croissance de la croûte continentale supérieure. Le résidu solide laissé en place, dominé par le clinopyroxène, l'orthopyroxène, le plagioclase et le grenat à haute pression, présente une densité nettement plus élevée que les liquides extraits. La masse de ces résidus représente typiquement une à deux fois celle des magmas extraits (Ducea, 2002), et leurs densités élevées favorisent des processus de délamination ou de recyclage vers le manteau sur des échelles de temps géologiques (Schmidt & Jagoutz, 2017 ; Bowman et al., 2021). Ce mécanisme est indispensable pour maintenir une composition intégrée de la croûte d'arc vers des valeurs intermédiaires à felsiques plutôt que mafiques, conformément au modèle de Davidson et al. (2007) expliquant la composition andésitique moyenne de la croûte continentale.

Le schéma de la figure 28 synthétise l'ensemble de ces flux chimiques verticaux dans le contexte de la coupe crustale de l'arc. À 10,8 kbar (~35 km), le taux de fusion élevé ($F \sim 5-10 \%$) génère un flux ascendant abondant de liquides andésitiques ($\text{SiO}_2 \sim 58-62 \text{ wt}\%$), tandis que le résidu à pyroxènes et plagioclase, dépourvu de grenat, reste relativement peu dense. À 12,6 kbar (~40 km) et 14,4 kbar (~47 km), les flux ascendants sont moins volumineux mais produisent des liquides plus felsiques et plus hydratés ($\text{SiO}_2 \sim 61-65 \text{ wt}\%$, $F \sim 2-5 \%$), tandis que le résidu dense à grenat et clinopyroxène constitue une racine crustale susceptible de délaminer vers le manteau lithosphérique. La transition amphibole–grenat, matérialisée sur le schéma au niveau de ~40 km (Fig. 28), marque le seuil à partir duquel ce résidu dense s'accumule et à partir duquel la signature géochimique des liquides produits évolue vers des termes potentiellement adakitiques.

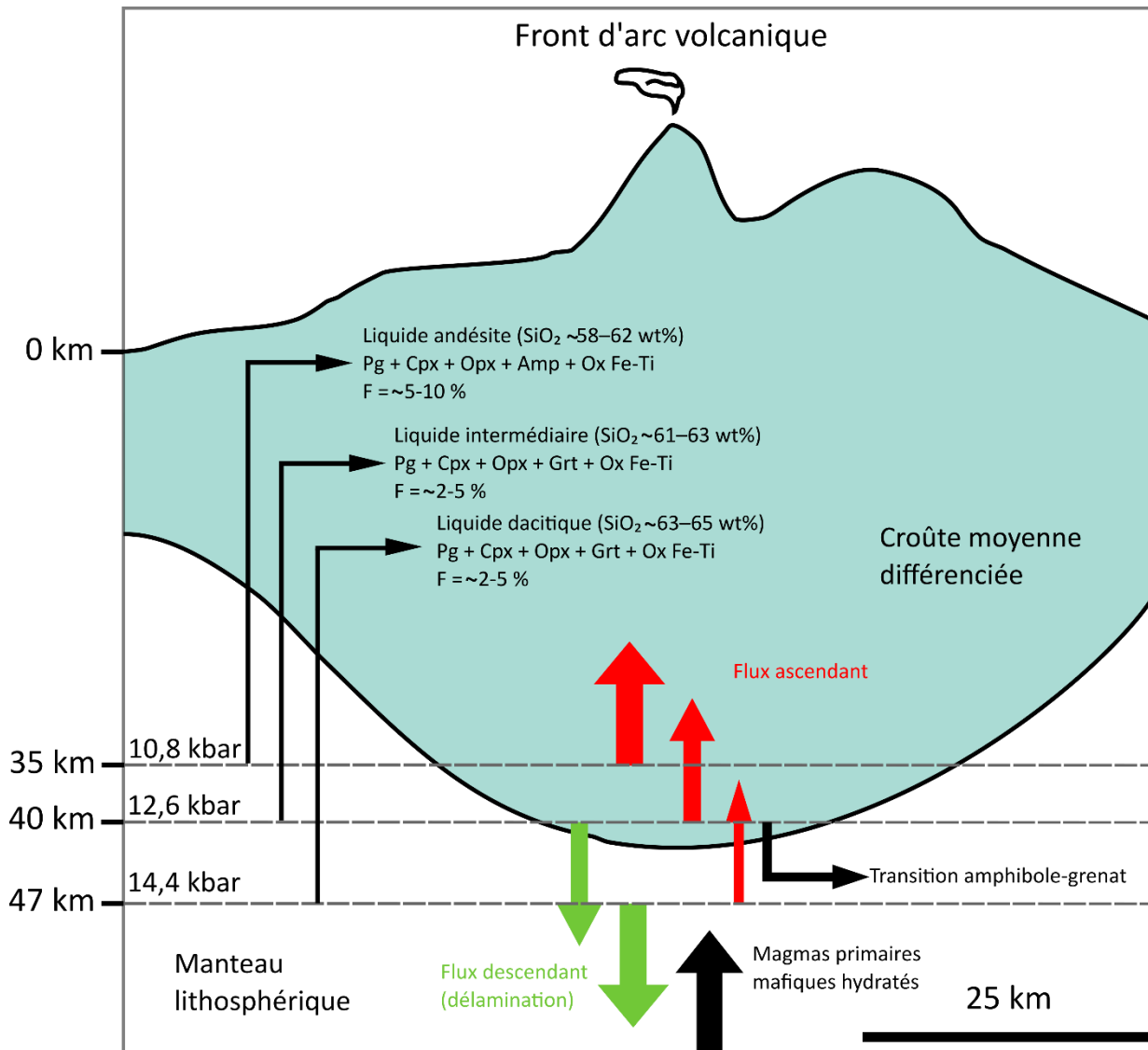


Figure 28 : Schémas simplifié d'un système d'arc magmatique avec la représentation des compositions moyennes des liquides expérimentaux pour les trois gammes de pressions étudiées ainsi que les assemblages minéralogiques caractéristiques et les taux de fusion. Les flèches rouges représentent les flux ascendants et les flèches vertes représentent les flux descendant (délamination) des résidus dense (Cpx + Grt). La taille des flèches correspond à la contribution des liquides à une pression donnée pour le flux.

9.4.2. Profondeur critique de la transition amphibole-grenat et signature géochimique

L'absence de grenat à 10,8 kbar (~35 km de profondeur) et sa présence systématique au-delà de 12,6 kbar (~40 km) définissent une profondeur critique pour l'acquisition d'une signature géochimique à grenat dans les liquides produits par l'éponge d'arc. Cette profondeur est d'une importance capitale pour l'interprétation des magmas d'arc naturels en termes de conditions de fusion. En deçà de ~40 km, les liquides produits sans grenat résiduel présentent une évolution des éléments majeurs caractéristique d'un régime calco-alcalin. Le CaO évolue de façon monotone croissante avec la température, les teneurs en FeO et MgO sont contrôlés par les pyroxènes. Au-delà de ~40 km, la présence du grenat imprime une signature distincte sur le liquide. Un minimum de CaO et, par extrapolation directe des coefficients de partage connus pour le grenat (Bédard, 2006 ; Qian & Hermann, 2013), un appauvrissement attendu en HREE (Y, Yb) générant des rapports La/Yb et Sr/Y élevés, caractéristiques des magmas adakitiques. Ce résultat fournit une contrainte directe sur la profondeur minimale à laquelle l'éponge d'arc doit opérer pour produire des magmas à signature adakitique, profondeur compatible avec la base de l'arc du Kohistan telle que documentée par les études géophysiques et pétrologiques (~40–50 km) (Garrido et al., 2006 ; Jagoutz, 2014).

Ces résultats s'inscrivent directement dans le cadre du modèle de Davidson et al. (2007). Le résidu dense de grenat + clinopyroxène formé à des pressions supérieures à ~12,6 kbar constitue une racine crustale susceptible d'être déstabilisée par délamination gravitaire vers le manteau. Ce processus est une condition nécessaire pour que la composition intégrée de la croûte d'arc tende vers une signature andésitique plutôt que mafique (Ducea, 2002 ; Schmidt & Jagoutz, 2017). Confirmant expérimentalement le rôle de filtre géochimique attribué à l'éponge d'arc profonde.

9.4.3. Contraintes sur les flux chimiques verticaux

Les résultats de cette étude permettent de préciser les flux chimiques verticaux associés à la remobilisation de l'éponge d'arc. À travers la déstabilisation de l'amphibole, l'éponge d'arc profonde libère vers la croûte supérieure un flux ascendant de magmas dacitiques à andésitiques, enrichis en SiO₂, Al₂O₃, alcalins (Na, K) et H₂O. Simultanément, elle retient dans son résidu dense les éléments ferromagnésiens (Fe, Mg, Ti) et, à haute pression, le calcium via le grenat (grossulaire). Cette partition entre flux ascendant felsique et résidu descendant mafique constitue le mécanisme fondamental par lequel la croûte continentale évolue d'une composition basaltique initiale vers une composition andésitique moyenne (Jagoutz, 2014 ; Ducea, 2002). L'eau joue un rôle pivot dans ce système. Sa séquestration dans l'amphibole de l'éponge constitue un tampon sur la teneur en volatiles des magmas primaires. Peu d'eau atteint la croûte supérieure sous forme libre tant que l'amphibole reste stable. Sa libération pulsée lors de la déstabilisation de l'amphibole génère des liquides fortement hydratés capables de s'extraire rapidement de la matrice résiduelle et de transporter un flux d'alcalins significatif vers les réservoirs superficiels, comme l'illustre le pic d'alcalins à 925 °C dans les liquides.

9.5. Comparaison avec la littérature expérimentale et les systèmes naturels

La confrontation des résultats de cette étude avec les données expérimentales de la littérature et les compositions naturelles d'arcs est présentée de manière intégrée à travers quatre figures complémentaires : le diagramme P–T comparatif des champs de stabilité (Fig. 29), le graphique F vs T (Fig. 30), le diagramme TAS (Fig. 31) et la série de diagrammes de Harker (Fig. 32). Ces figures permettent d'évaluer simultanément la

représentativité des conditions expérimentales choisies, la cohérence des taux de fusion obtenus, et la pertinence des liquides produits par rapport aux systèmes naturels et aux expériences antérieures.

Le diagramme P–T comparatif (Fig. 29) superpose les limites de stabilité de l’amphibole (amphibole-out, trait plein) et du grenat (grenat-in, trait pointillé) obtenues dans cette étude à celles documentées par Qian & Hermann (2013) et Rapp & Watson (1995, composition high-Al low-K basalt). Cette comparaison révèle un décalage systématique et progressif des limites de stabilité de l’amphibole vers les températures plus élevées dans l’ordre KH04-14, Qian & Hermann (2013) et Rapp & Watson (1995). L’amphibole se déstabilise vers 900–925 °C dans KH04-14, vers 960–970 °C pour Qian & Hermann (2013), et vers 1010–1020 °C pour Rapp & Watson (1995). Ce décalage progressif reflète la contribution combinée de trois facteurs. Premièrement, la composition du protolithe joue un rôle direct, une teneur plus élevée en Na et en Al stabilise l’amphibole (pargasite) vers des températures plus élevées, en favorisant les substitutions de type édénite. Deuxièmement, la proportion modale d’amphibole initiale dans le protolithe influence la cinétique de déstabilisation, un protolithe riche en amphibole (40–60 vol.% pour les amphibolites de la littérature) maintient une activité de l’eau structurale élevée plus longtemps qu’un protolithe partiellement déshydraté comme KH04-14 (~3,9 vol.% d’amphibole résiduelle). Ce qui retarde la déstabilisation complète de l’amphibole. Troisièmement, la quantité d’eau externe ajoutée dans les capsules peut influencer la température de déstabilisation lorsqu’une phase fluide libre est présente. Ce qui est le cas dans les conditions de cette étude, avec 1 wt% H₂O ajoutée, ce qui est en dessous de la saturation en eau du liquide. La limite grenat-in présente un comportement plus complexe. Pour KH04-14, le grenat apparaît à des pressions plus faibles que pour les deux études de référence à partir d’environ 950 °C, suggérant que la composition spécifique de KH04-14, notamment sa teneur modérée en CaO et ses proportions en Fe et Mg, favorise légèrement la stabilisation du grenat à plus basse pression que les matériaux de départ de la littérature. Les tendances des deux études de référence sont par ailleurs distinctes entre elles. Rapp & Watson (1995) montrent une corrélation positive entre P et T pour le grenat-in, tandis que Qian & Hermann (2013) présentent une corrélation négative aux basses températures (avant ~900 °C) qui s’inverse en corrélation positive au-delà, formant un minimum de pression vers 900 °C. Ce comportement non-monotone de Qian & Hermann (2013) reflète probablement le changement de composition du liquide coexistant autour du solidus, qui modifie les conditions thermodynamiques d’équilibre avec le grenat. L’ensemble de ces comparaisons confirme que les champs de stabilité obtenus pour KH04-14 sont cohérents avec ceux de la littérature, tout en reflétant les spécificités compositionnelles du matériau naturel utilisé.

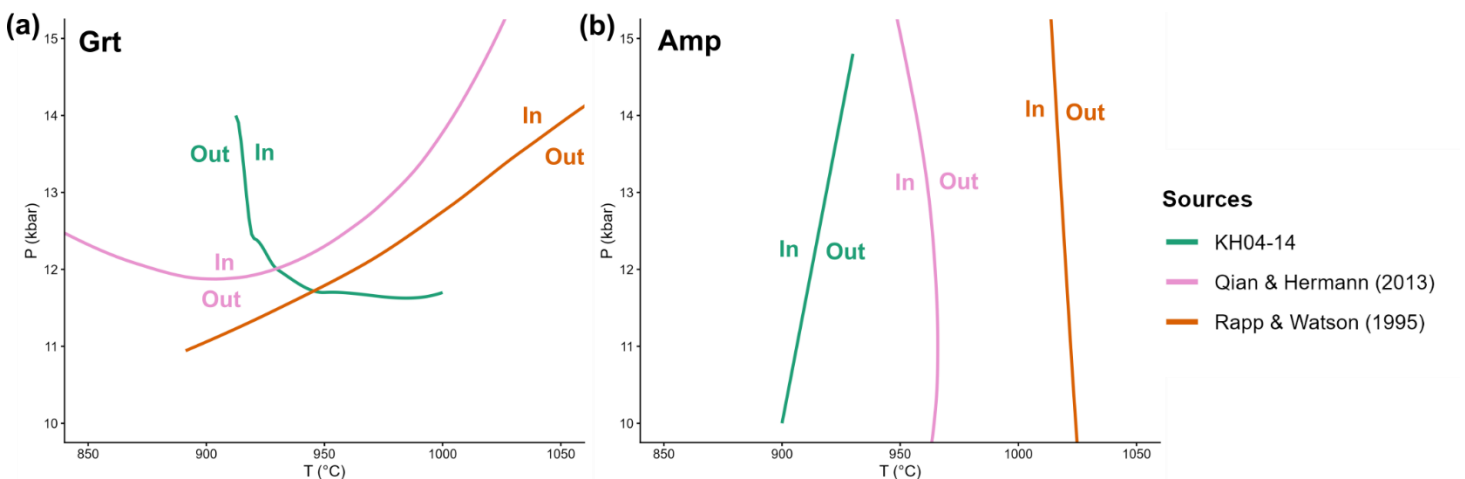


Figure 29 : Limites de stabilité du grenat (a) et de l’amphibole (b) pour KH04-14 (vert), Qian & Hermann (2013) (rose) et Rapp & Watson (1995) (orange).

Le graphique F vs T (Fig. 30) révèle une différence systématique et considérable entre les taux de fusion de cette étude et ceux de la littérature. Les taux de fusion de KH04-14 restent systématiquement faibles (entre ~2 et 10 %) indépendamment de la pression. En comparaison, les taux documentés par Qian & Hermann (2013) atteignent 25–65 % et ceux de Wolf & Wyllie (1994) varient entre 10 et 45 % dans des gammes de température similaires. Cet écart s'explique directement par la nature du matériau de départ. KH04-14 est une granulite mafique quasi anhydre dont la teneur en amphibole résiduelle n'est que de ~3,9 vol.%, reflétant une consommation partielle de l'amphibole lors de l'enfouissement métamorphique du protolithe (Garrido et al., 2006). Le budget d'eau structurale disponible pour alimenter la fusion par déshydratation est donc structurellement limité dans KH04-14. À l'inverse, les protolithes utilisés par Qian & Hermann (2013) et Wolf & Wyllie (1994) sont plus riches en amphibole atteignent 40–60 vol.%, ce qui équivaut à approximativement 1 wt% H₂O libre. Constituant un réservoir d'eau structurale bien plus important. La différence de taux de fusion entre les études est donc avant tout le reflet d'une différence de teneur initiale en phases hydratées dans le protolithe. Cette observation a une implication pétrogénétique importante dans le cadre du projet PROBARC. Les faibles taux de fusion de cette étude sont géologiquement plus représentatifs de la fusion d'une éponge d'arc profonde déjà partiellement déshydratée par rapport aux taux élevés documentés dans la littérature à partir de matériau de départ différent. Un second facteur, lié au protocole expérimental, contribue à expliquer l'absence de relation claire entre la température et le taux de fusion observée en figure 26. Dans les études de référence, le budget en H₂O est dominé par l'eau structurale des amphiboles (40–60 vol.%), libérée progressivement avec l'augmentation de la température. La relation F-T y est donc directe et bien marquée. Dans le cas de KH04-14, la contribution en

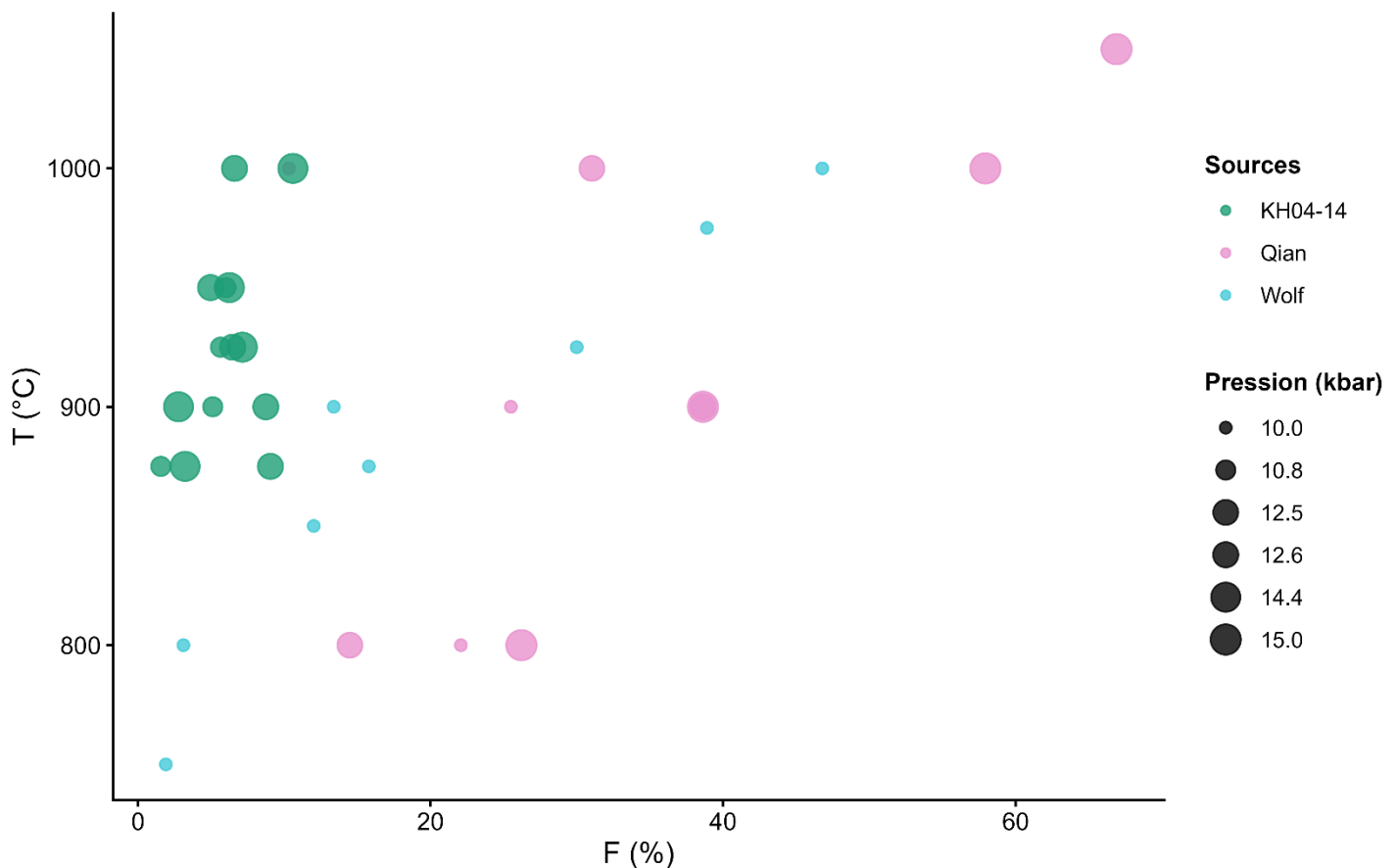


Figure 30 : Comparaison des taux de fusion F (%) en fonction de la température T (°C). Données de KH04-14 (vert), Qian & Hermann (2013) (rose) et Wolf & Wyllie (1994) (bleu). La taille des symboles est proportionnelle à la pression (kbar). Les faibles taux de fusion de KH04-14 reflètent la faible teneur en amphibole résiduelle (~3,9 vol.%) de ce protolithe partiellement déshydraté.

eau structurale de l'amphibole résiduelle (~3,9 vol.%) est négligeable devant l'eau externe ajoutée (1 wt%), qui domine très largement le budget en H₂O total du système. Contrairement à l'eau structurale, cette eau externe est disponible dès le début de l'expérience et ne suit pas la cinétique de déstabilisation des phases hydratées. À basse température, elle se concentre dans un faible volume de liquide, abaissant localement le solidus et favorisant une production précoce de liquide. À mesure que la température augmente et que le taux de fusion croît, cette même quantité d'eau se dilue dans un volume de liquide croissant, atténuant progressivement son effet fluxant. Ces deux effets conjugués tendent à découpler partiellement le taux de fusion de la température, expliquant ainsi les tendances peu marquées de la figure 26 par rapport aux études de la littérature. Il convient néanmoins de noter que les incertitudes élevées sur les taux de fusion estimés par bilan de masse (écarts-types pouvant atteindre 4 %), combinées aux faibles intervalles de température entre charges (25 °C), ne permettent pas d'exclure que cette absence de tendance claire soit en partie d'ordre analytique plutôt que strictement pétrogénétique.

Dans le diagramme TAS (Fig. 31), les liquides expérimentaux révèlent un comportement évolutif en deux temps directement relié aux transitions d'assemblage résiduel. À basse température (875–900 °C), les liquides se positionnent à la marge inférieure du champ calco-alcalin des arcs naturels (GEOROC), avec des compositions appauvries en alcalins évoquant une lignée tholéiitique. À partir de 925–950 °C, indépendamment de la pression, les liquides migrent progressivement vers le champ calco-alcalin et rejoignent la tendance des arcs naturels, tout

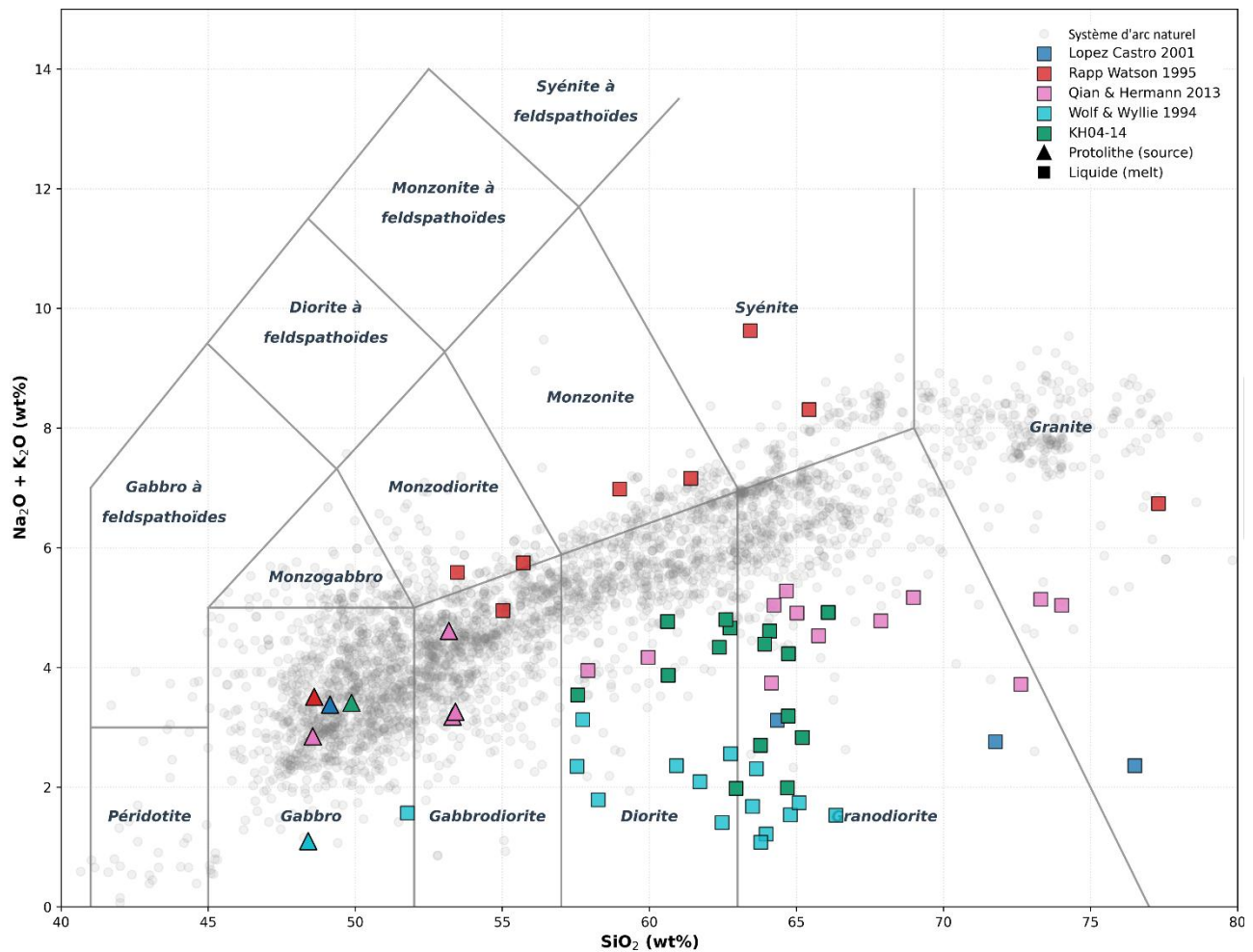


Figure 31 : Diagramme TAS comparatif du protolithe KHO4-14, liquides expérimentaux, données de Wolf & Wyllie (1994), Rapp & Watson (1995), Qian & Hermann (2013), López & Castro (2001), et compilation de donnée d'arcs naturels en fond (Mariannes et Cascades - GEOROC).

en conservant des teneurs en alcalins légèrement inférieures à celles des magmas naturels. Cette transition coïncide précisément avec la déstabilisation de l'amphibole et s'explique par la libération massive de Na et K depuis les sites A et B de la structure des amphiboles vers le liquide. L'amphibole constitue en effet le seul réservoir minéralogique de l'assemblage résiduel porteur simultanément de Na et de K en quantités significatives. Le plagioclase libère du Na mais pas de K, tandis que les pyroxènes ne contiennent ces éléments qu'en proportions négligeables. La déstabilisation de l'amphibole est donc le mécanisme le plus cohérent pour expliquer cette transition vers le champ calco-alcalin. Ce résultat illustre concrètement le concept de l'amphibole comme filtre cryptique des arcs (Davidson et al., 2007). Tant que l'amphibole est stable, elle séquestre les alcalins et maintient les liquides dans une lignée appauvrie, sa déstabilisation libère les alcalins et imprime la signature calco-alcaline caractéristique des arcs magmatiques matures. Le léger déficit en alcalins persistant après la déstabilisation de l'amphibole est cohérent avec la nature du matériau de départ. KH04-14 présente une teneur en K_2O particulièrement faible (0,15 wt%), caractéristique des arcs océaniques primitifs peu différenciés, ce qui limite structurellement l'enrichissement en alcalins des liquides produits par rapport à des arcs continentaux plus évolués qui constituent une partie importante de la compilation GEOROC.

Les diagrammes de Harker (Fig. 32) permet d'affiner la comparaison élément par élément. Aucune étude de référence ne se superpose parfaitement aux liquides de cette étude sur l'ensemble des oxydes simultanément, ce qui reflète les différences de composition des protolithes. En revanche, chaque étude partage un sous-ensemble d'éléments en accord, permettant d'identifier les points de convergence et les divergences systématiques. Les données de Wolf & Wyllie (1994) s'alignent avec celles de cette étude pour le MgO , le MnO , le FeO et le TiO_2 . Cette convergence sur les éléments ferromagnésiens et le titane est cohérente avec des conditions de pression similaires (~10 kbar) et reflète un contrôle commun par les pyroxènes et les oxydes Fe-Ti sur ces éléments dans l'assemblage résiduel. L'absence d'alignement sur les alcalins s'explique par la composition plus sodique du protolithe de Wolf & Wyllie (1994), produisant des liquides plus enrichis en alcalins. Les données de Qian & Hermann (2013) partagent avec cette étude le Na_2O , le MnO et le FeO . L'alignement sur les alcalins est particulièrement significatif. Les deux études couvrent des gammes de pression similaires impliquant la déstabilisation de l'amphibole, produisant des liquides dont le bilan alcalin est gouverné par le même mécanisme. Les données de Rapp & Watson (1995) s'alignent pour l' Al_2O_3 et le CaO , reflétant un rôle similaire du plagioclase résiduel dans le contrôle de l'aluminium, et une séquestration comparable du Ca par le grenat résiduel à haute pression dans les deux études. Les données de López & Castro (2001) s'alignent sur le MgO , cohérent avec un contrôle commun par l'enstatite résiduelle sur cet élément, une phase stable et de composition invariante dans tous les systèmes mafiques de cette gamme de pression. L'absence d'alignement parfait pour tous les oxydes confirme que la composition du protolithe joue un rôle de premier ordre dans la composition des liquides produits et justifie l'utilisation d'un matériau naturel représentatif plutôt qu'un analogue synthétique simplifié.

La séparation de Na_2O et K_2O révèle que le déficit alcalin apparent dans le diagramme TAS est attribuable quasi-exclusivement à K_2O . Le Na_2O des liquides expérimentaux s'aligne bien avec les données de Qian & Hermann (2013) et de Wolf & Wyllie (1994), avec seulement un léger déficit par rapport à la compilation GEOROC. En revanche, K_2O présente des valeurs systématiquement inférieures à celles des arcs naturels, tout en restant comparables à celles des autres études expérimentales de la littérature. Ce résultat démontre que le déficit en K_2O n'est pas une particularité de KH04-14, mais une caractéristique commune aux liquides issus de la fusion partielle expérimentale de protolithes mafiques primitifs, structurellement appauvris en potassium. Les magmas d'arcs naturels de la compilation GEOROC, en comparaison, ont subi l'ensemble des processus de différenciation (cristallisation fractionnée, assimilation crustale, apports de fluides riches en K issus du slab), qui

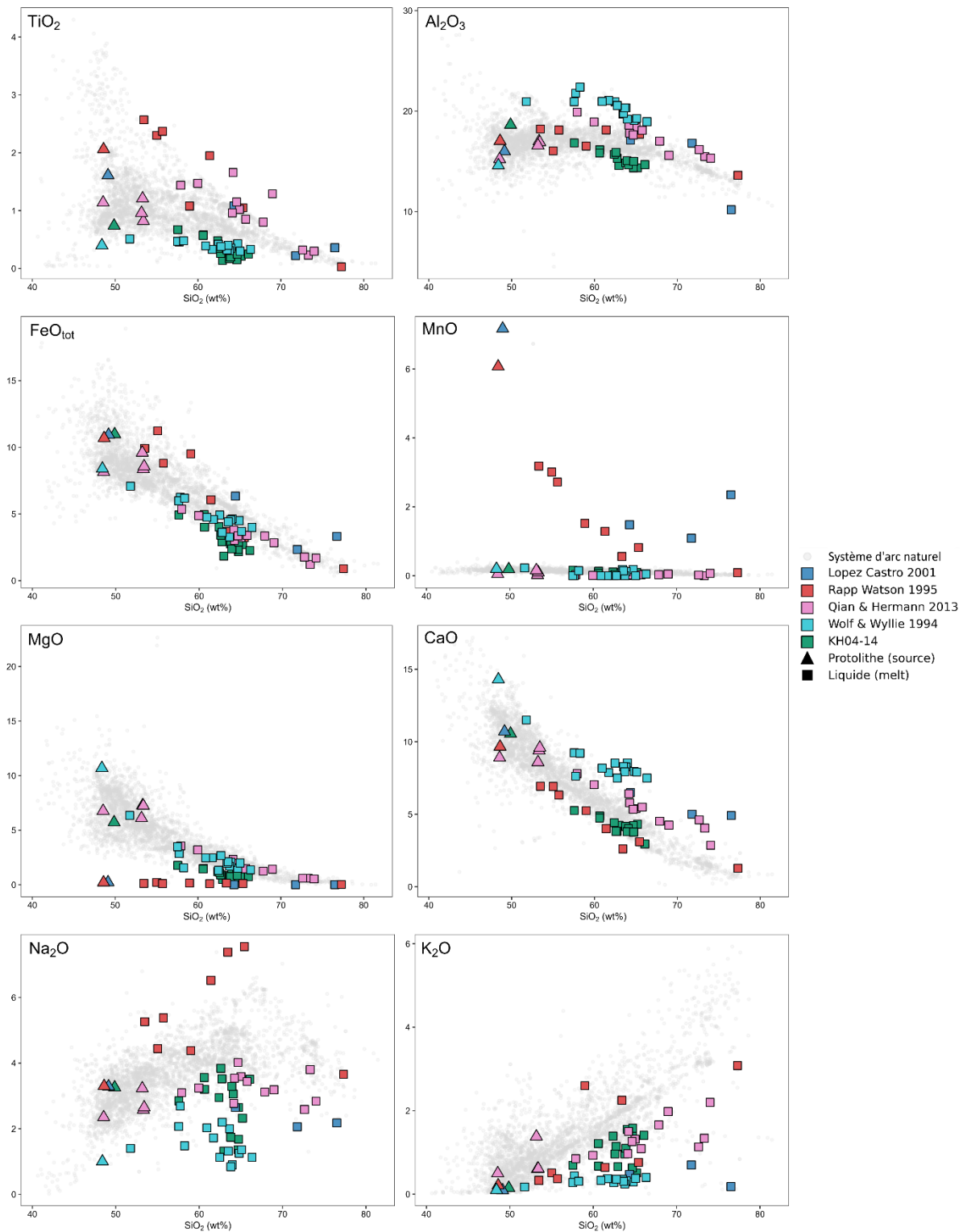


Figure 32 : Diagramme d'Harker des éléments majeurs comparatif du protolithe KHO4-14 et liquides expérimentaux obtenu avec l'ajout des données de Wolf & Wyllie (1994), Rapp & Watson (1995), Qian & Hermann (2013), López & Castro (2001), et compilation de donnée d'arcs naturels en fond (GEOROC).

enrichissent progressivement les liquides en K_2O lors de leur remontée vers la surface. Les liquides expérimentaux, produits par fusion partielle directe sans ces processus secondaires, ne peuvent donc pas atteindre les teneurs en K_2O caractéristiques des magmas d'arcs différenciés. Il convient par ailleurs de noter que Rapp & Watson (1995) présentent des teneurs en Na_2O nettement supérieures à celles de la compilation GEOROC, et

donc à celles de toutes les autres études. Cette anomalie reflète vraisemblablement les conditions de très haute pression de leurs expériences (jusqu'à 32 kbar), au-delà du domaine de stabilité du plagioclase. L'absence de plagioclase résiduel dans l'assemblage élogitique libère vers le liquide l'intégralité du Na du protolithe, sans recapture possible par cette phase, produisant des liquides anormalement sodiques par rapport aux conditions de croûte d'arc modérée étudiées ici.

La position des liquides dans le champ GEOROC dans les diagrammes de Harker confirme leur représentativité géochimique. Pour la majorité des oxydes, les liquides expérimentaux s'inscrivent dans la continuité de la tendance de différenciation des arcs naturels vers les termes les plus siliceux et les plus appauvris en éléments ferromagnésiens. Le complexe du Kohistan constitue la référence la plus directe pour cette étude, dans la mesure où le matériau de départ KH04-14 en est issu. Les données de Jagoutz (2010, 2014) sur les roches plutoniques de composition proche d'un liquide magmatique dans la croûte supérieure du Kohistan montrent des compositions d'andésite à dacite (SiO_2 entre ~55 et 70 wt%), cohérentes avec les liquides produits dans cette étude (Fig. 2). Cette concordance suggère que les processus simulés expérimentalement sont représentatifs de ceux ayant effectivement opéré dans la croûte profonde du Kohistan lors de sa construction. Cette cohérence est renforcée par la nature même des résidus solides produits dans cette étude. Les assemblages résiduels obtenus à 10,8 kbar, dominés par le plagioclase, le clinopyroxène, l'orthopyroxène et les oxydes Fe-Ti, correspondent à des granulites mafiques à deux pyroxènes. À 12,6 et 14,4 kbar, l'apparition du grenat dans le résidu produit des assemblages de type granulite mafique à grenat. Ces lithologies sont précisément celles documentées par Garrido et al. (2006) dans le complexe de Jijal, où les granulites mafiques à grenat constituent la racine profonde de l'arc du Kohistan. Le fait que les expériences partent d'un gabbro représentatif du protolithe de cet arc et produisent des résidus dont la minéralogie correspond exactement aux roches observées in situ dans ce même arc constitue une validation indépendante et particulièrement forte de la représentativité des conditions expérimentales choisies. La comparaison peut être étendue à d'autres sections crustales d'arcs exposées. À Fiordland (Nouvelle-Zélande), Manselle et al. (2025) documentent des assemblages résiduels à amphibole et grenat similaires à ceux observés dans les charges expérimentales, ainsi que des compositions de magmas tonalitiques associés comparables aux liquides produits à haute pression (14,4 kbar). Dans les Cascades (Amérique du Nord), Tepper et al. (1993) montrent que la fusion partielle de la croûte mafique inférieure produit une gamme de liquides calco-alcalins cohérente avec celle documentée ici. Dans les deux cas, la présence de grenat dans les résidus de fusion et les compositions intermédiaires à felsiques des liquides associés sont compatibles avec une profondeur de fusion supérieure à ~12 kbar.

10. Conclusion

Ce travail de Master s'inscrit dans le cadre du projet PROBARC et avait pour objectif principal de caractériser la diversité minéralogique et géochimique des magmas produits par la fusion partielle de la croûte mafique hydratée de l'éponge d'arc profonde, avec une attention particulière portée sur la séquestration et le transfert des éléments majeurs et des volatiles (H_2O). Pour y répondre, une approche de pétrologie expérimentale a été mise en œuvre à partir d'un matériau de départ naturel représentatif, l'échantillon KH04-14 issu du complexe de Jijal (arc du Kohistan, Pakistan), soumis à des conditions de pression (10,8–14,4 kbar) et de température (875–1000 °C) reproduisant celles de la croûte inférieure des arcs magmatiques.

Les résultats obtenus permettent de répondre à cet objectif à travers quatre points majeurs. Premièrement, la fusion partielle de KH04-14 produit systématiquement des liquides silicatés de composition dacitique à

andésitique (SiO_2 entre $\sim 57,5$ et 65 wt%), dont la nature évolue de façon inversement proportionnelle à la pression. À $10,8$ kbar, des taux de fusion atteignant ~ 10 % génèrent des liquides andésitiques relativement appauvris en silice, tandis qu'à $14,4$ kbar, des taux limités à $\sim 2\text{--}5$ % produisent des liquides dacitiques plus felsiques et plus hydratés. Ces liquides, enrichis en SiO_2 , Al_2O_3 , alcalins et H_2O , constituent des candidats sérieux pour la croissance de la croûte continentale supérieure, leur faible densité et leur forte teneur en eau favorisant leur extraction et leur migration verticale au travers des réservoirs de bouillies cristallines. Deuxièmement, trois régimes de fusion distincts ont été identifiés en fonction de la température, directement gouvernés par les transitions de l'assemblage résiduel. Entre 875 et 900 °C, au voisinage du solidus, les premiers liquides produits sont les plus riches en silice et en eau, reflétant la séquestration des volatiles par l'amphibole stable. Entre 900 et 950 °C, la zone de transition péritectique est marquée par la déstabilisation progressive de l'amphibole et, à haute pression, par l'apparition simultanée du grenat. Ces deux réactions antagonistes impriment des variations caractéristiques dans la composition du liquide, notamment un pic d'alcalins à 925 °C lié à la libération massive de Na et K depuis les sites structuraux de l'amphibole, illustrant concrètement son rôle de filtre cryptique des arcs magmatiques. Au-delà de 950 °C, l'amphibole étant entièrement consommée, les éléments majeurs reprennent des évolutions monotones contrôlées par les pyroxènes et le plagioclase résiduels. Troisièmement, la profondeur critique de la transition amphibole–grenat a pu être contrainte expérimentalement. L'absence de grenat à $10,8$ kbar (~ 35 km) et sa présence systématique au-delà de $12,6$ kbar (~ 40 km) définissent un seuil de profondeur à partir duquel la minéralogie résiduelle imprime une signature géochimique distincte sur les liquides produits. En deçà de ce seuil, le CaO du liquide évolue de façon monotone croissante avec la température. Au-delà, la cristallisation du grossulaire induit un minimum net de CaO vers 950 °C, signature directement observable dans les données expérimentales et potentiellement extrapolable à un appauvrissement en HREE caractéristique des magmas adakitiques dans les systèmes naturels. Ce résultat fournit une contrainte directe sur la profondeur minimale à laquelle l'éponge d'arc doit opérer pour produire des magmas à signature adakitique, compatible avec la base documentée de l'arc du Kohistan ($\sim 40\text{--}50$ km) (Jagoutz, 2010, 2014). Quatrièmement, le rôle de l'éponge d'arc comme filtre géochimique vertical est confirmé expérimentalement. La déstabilisation de l'amphibole génère un flux ascendant pulsé de magmas felsiques hydratés enrichis en alcalins, tandis que le résidu dense en clinopyroxène, orthopyroxène et grenat constitue une racine crustale susceptible de délaminer vers le manteau lithosphérique. Cette partition entre flux ascendant felsique et résidu descendant mafique représente le mécanisme fondamental par lequel la croûte d'arc évolue progressivement d'une composition basaltique initiale vers une composition andésitique moyenne, conformément au modèle de l'éponge d'arc proposé par Davidson et al. (2007). Les faibles taux de fusion obtenus dans cette étude ($\sim 2\text{--}10$ %), directement liés à la faible teneur en amphibole résiduelle de KH04-14 ($\sim 3,9$ vol.%), constituent non pas une limitation mais une caractéristique représentative d'une éponge d'arc naturelle partiellement déshydratée. Ce résultat souligne l'importance du choix d'un matériau de départ naturel plutôt qu'un analogue synthétique pour reproduire fidèlement les processus pétrogénétiques de la croûte inférieure des arcs.

En perspective future, plusieurs axes de développement permettraient de renforcer et d'étendre les résultats de cette étude. À court terme, la complétion des séries expérimentales constitue une priorité. Les expériences A523 (975 °C, $12,6$ kbar) et A524 (975 °C, $14,4$ kbar), non réalisées dans le cadre de ce travail, permettraient de combler les lacunes du champ P–T exploré. Une attention particulière devra être portée sur les charges A515 et A521 (respectivement 1000 °C et 975 °C, toutes deux à $10,8$ kbar), qui présentent deux anomalies cohérentes entre elles. D'une part, des exsolutions fluides témoignant d'une sursaturation en eau ont été observées au MEB. D'autre part, de l'amphibole a été identifiée dans ces deux charges alors que les champs de stabilité définis dans cette étude indiquent que cette phase devrait être entièrement déstabilisée à ces conditions. Ces deux

observations sont compatibles avec un excès d'eau introduit lors de la préparation des capsules, une teneur en eau supérieure à celle nominale visée abaissant le solidus et stabilisant l'amphibole à des conditions P-T où elle ne devrait plus être présente. Ces charges devront être reproduites avec un contrôle rigoureux de la quantité d'eau ajoutée. Dans la continuité directe de ce travail, deux approches complémentaires permettraient de renforcer la robustesse des résultats obtenus. D'une part, la détermination des proportions modales volumiques par analyse d'image sur les clichés MEB, via le plugin de segmentation supervisée Trainable Weka Segmentation implémenté dans ImageJ, offrirait une estimation indépendante des proportions de phases résiduelles. La comparaison de ces valeurs avec celles calculées par l'algorithme de bilan de masse constituerait un test de cohérence précieux, permettant d'évaluer la fiabilité respective des deux approches et d'identifier d'éventuels biais systématiques dans l'une ou l'autre méthode. D'autre part, la réalisation d'analyses par spectrométrie Raman sur l'ensemble des charges expérimentales permettrait de quantifier directement la teneur en H₂O des liquides silicatés, s'affranchissant ainsi des limitations inhérentes à l'estimation par différence à 100 % utilisée ici, et fournirait un contrôle indépendant sur la qualité de la préparation des échantillons. Enfin, à plus long terme, des analyses complémentaires à la microsonde électronique ciblant les éléments mineurs et en traces, et notamment les terres rares (REE), ouvriraient la voie à une caractérisation géochimique complète des liquides produits. Ces données permettraient de tester quantitativement les signatures adakitiques prédites à haute pression, et de contraindre de façon plus précise les flux chimiques verticaux au sein de l'éponge d'arc dans le cadre du projet PROBARC.

11. Bibliographie

- Annen, C., Blundy, J. D., & Sparks, R. S. J. (2006). The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of petrology*, 47(3), 505–539. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi084>
- Arganda-Carreras, I., Kaynig, V., Rueden, C., Eliceiri, K. W., Schindelin, J., Cardona, A., & Seung, H. S. (2017). Trainable weka segmentation : a machine learning tool for microscopy pixel classification. *Bioinformatics*, 33(15), 2424–2426. <https://doi.org/10.1093/bioinformatics/btx180>
- Aranovich, L. Y., & Pattison, D. R. M. (1995). Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe–Mg exchange thermometer : I. Evaluation of the Pattison and Newton (1989) experiments. *Contributions to mineralogy and petrology*, 119(1), 16–29. <https://doi.org/10.1007/bf00310714>
- Bédard, J. H. (2006). A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et cosmochimica acta*, 70(5), 1188–1214. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.008>
- Buddington, A. F., & Lindsley, D. H. (1964). Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of petrology*, 5(2), 310–357. <https://doi.org/10.1093/petrology/5.2.310>
- Bowman, E. E., Ducea, M. N., & Triantafyllou, A. (2021). Arclogites in the subarc lower crust : effects of crystallization, partial melting, and retained melt on the foundering ability of residual roots. *Journal of petrology*, 62(12). <https://doi.org/10.1093/petrology/egab094>
- Christensen, N. I., & Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust : a global view. *Journal of geophysical research*, 100(B6), 9761–9788. <https://doi.org/10.1029/95jb00259>
- Clemens, J. D., Stevens, G., & Mayne, M. J. (2021). Do arc silicic magmas form by fluid-fluxed melting of older arc crust or fractionation of basaltic magmas ? *Contributions to mineralogy and petrology*, 176(6). <https://doi.org/10.1007/s00410-021-01800-w>
- Daczko, N. R., Piazzolo, S., Meek, U., Stuart, C. A., & Elliott, V. (2016). Hornblende delineates zones of mass transfer through the lower crust. *Scientific Reports*, 6, 31369. <https://doi.org/10.1038/srep31369>
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., & Dosseto, A. (2007). Amphibole “sponge” in arc crust ? *Geology*, 35(9), 787–790. <https://doi.org/10.1130/g23637a.1>
- Devine, J. D., Gardner, J. E., Brack, H. P., Layne, G. D., & Rutherford, M. J. (1995). Comparison of microanalytical methods for estimating H₂O contents of silicic volcanic glasses. *American mineralogist*, 80(3–4), 319–328. <https://doi.org/10.2138/am-1995-3-413>
- Dhuime, B., Bosch, D., Bodinier, J., Garrido, C., Bruguier, O., Hussain, S., & Dawood, H. (2007). Multistage evolution of the Jijal ultramafic–mafic complex (Kohistan, N Pakistan) : Implications for building the roots of island arcs. *Earth and planetary science letters*, 261(1–2), 179–200. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.06.026>
- Dhuime, B., Bosch, D., Garrido, C. J., Bodinier, J., Bruguier, O., Hussain, S. S., & Dawood, H. (2009). Geochemical architecture of the lower- to middle-crustal section of a paleo-island arc (Kohistan complex,

- Jijal–Kamila area, northern Pakistan) : implications for the evolution of an oceanic subduction zone. *Journal of petrology*, 50(3), 531–569. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp010>
- Ducea, M. N. (2002). Constraints on the bulk composition and root foundering rates of continental arcs : a California arc perspective. *Journal of geophysical research*, 107(B11). <https://doi.org/10.1029/2001jb000643>
- Ducea, M. N., Chapman, A. D., Bowman, E., & Triantafyllou, A. (2021). Arclogites and their role in continental evolution ; part 1 : Background, locations, petrography, geochemistry, chronology and thermobarometry. *Earth-science reviews*, 214, 103375. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103375>
- Forneris, J. F., & Holloway, J. R. (2004). Evolution of mineral compositions during eclogitization of subducting basaltic crust. *American mineralogist*, 89(10), 1516–1524. <https://doi.org/10.2138/am-2004-1021>
- Garrido, C. J., Bodinier, J. L., Burg, J. P., Zeilinger, G., Hussain, S., Dawood, H., Chaudhry, M. N., Gervilla, F. (2006). Petrogenesis of mafic garnet granulite in the lower crust of the Kohistan paleo-arc Complex (northern Pakistan) : implications for intra-crustal differentiation of island arcs and generation of continental crust. *Journal of petrology*, 47(10), 1873–1914. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl030>
- Ghiorso, M.S. (1983). LSEQIEQ: a FORTRAN IV subroutine package for the analysis of multiple linear regression problems with possibly deficient pseudorank and linear equality and inequality constraints. *Computers & geosciences*, 9(3), 391–416. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(83\)90008-0](https://doi.org/10.1016/0098-3004(83)90008-0)
- Glazner, A. F., & Ussler, W. (1988). Trapping of magma at midcrustal density discontinuities. *Geophysical research letters*, 15(7), 673–675. <https://doi.org/10.1029/gl015i007p00673>
- Grew, E. S., Locock, A. J., Mills, S. J., Galuskina, I. O., Galuskin, E. V., & Hålenius, U. (2013). Nomenclature of the garnet supergroup. *American mineralogist*, 98(4), 785–811. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4201>
- Grove, T. L., & Kinzler, R. J. (1986). Petrogenesis of andesites. *Annual review of earth and planetary sciences*, 14, 417-454. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002221>
- Grove, T. L., Till, C. B., & Krawczynski, M. J. (2012). The role of H₂O in subduction zone magmatism. *Annual review of earth and planetary sciences*, 40, 413–439. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105310>
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch, M.D. (2012). Nomenclature of the amphibole supergroup. *American mineralogist* 97(11–12), 2031–2048. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- Hildreth, W., & Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to mineralogy and petrology*, 98, 455–489. <https://doi.org/10.1007/bf00372365>
- Holloway, J. R., & Ford, C. (1975). Fluid-absent melting of the fluoro-hydroxy amphibole pargasite to 35 kilobars. *Earth and planetary science letters*, 25(1), 44–48. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(75\)90208-3](https://doi.org/10.1016/0012-821x(75)90208-3)
- Jackson, M. D., Blundy, J., & Sparks, R. S. J. (2018). Chemical differentiation, cold storage and remobilization of magma in the Earth's crust. *Nature*, 564, 405–409. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0746-2>

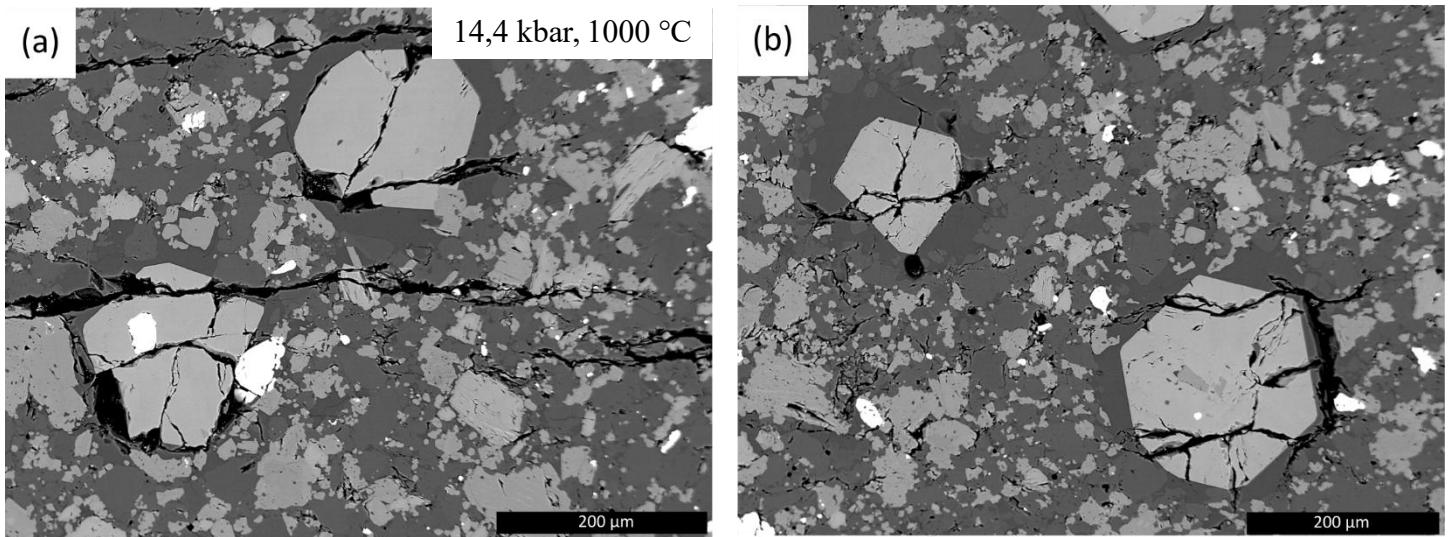
- Jagoutz, O. (2010). Construction of the granitoid crust of an island arc. Part II : a quantitative petrogenetic model. *Contributions to mineralogy and petrology*, 160, 359–381. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0482-6>
- Jagoutz, O. (2014). Arc crustal differentiation mechanisms. *Earth and planetary science letters*, 396, 267–277. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.03.060>
- Lawson C., Hanson R.J., (1987). *Solving Least Squares Problems*. SIAM
- Lee, C. A., & Anderson, D. L. (2015). Continental crust formation at arcs, the arclogite “delamination” cycle, and one origin for fertile melting anomalies in the mantle. *Science bulletin*, 60(13), 1141–1156. <https://doi.org/10.1007/s11434-015-0828-6>
- Li, X., Zhang, C., Almeev, R.R. and Holtz, F. (2020). GeoBalance: An Excel VBA program for mass balance calculation in geosciences. *Geochemistry*, 80(2), 125629. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125629>
- López, S., & Castro, A. (2001). Determination of the fluid-absent solidus and supersolidus phase relationships of MORB-derived amphibolites in the range 4–14 kbar. *American mineralogist*, 86(11–12), 1396–1403. <https://doi.org/10.2138/am-2001-11-1208>
- Manselle, P. (2024). Hydrous cumulates in arc crust, refinements to the amphibole sponge model. Thèse de doctorat, Australie, université de Macquarie. <https://doi.org/10.25949/27236541>
- Manselle, P., Foley, S., & Daczko, N. (2025). Origin of amphibole cumulates at the base of an exposed arc crustal section : perspectives from Fiordland, New Zealand. *Island arc*, 34(1), e70030. <https://doi.org/10.1111/iar.70030>
- Musselwhite, D. S., DePaolo, D. J., & McCurry, M. (1989). The evolution of a silicic magma system : isotopic and chemical evidence from the Woods Mountains volcanic center, eastern California. *Contributions to mineralogy and petrology*, 101, 19–29. <https://doi.org/10.1007/bf00387198>
- Neave, D. A., Stewart, A. G., Hartley, M. E., & McCammon, C. (2024). Re-evaluating stoichiometric estimates of iron valence in magmatic clinopyroxene crystals. *Contributions to mineralogy and petrology*, 179(5). <https://doi.org/10.1007/s00410-023-02080-2>
- Qian, Q., & Hermann, J. (2013). Partial melting of lower crust at 10–15 kbar : constraints on adakite and TTG formation. *Contributions to mineralogy and petrology*, 165, 1195–1224. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0854-9>
- Rapp, R. P., & Watson, E. B. (1995). Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar : implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of petrology*, 36(4), 891–931. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.891>
- Rapp, R. P., Irifune, T., Shimizu, N., Nishiyama, N., Norman, M. D., & Inoue, T. (2008). Subduction recycling of continental sediments and the origin of geochemically enriched reservoirs in the deep mantle. *Earth and planetary science letters*, 271(1–4), 14–23. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.02.028>
- Ribeiro, J. M., & Lee, C. A. (2017). An imbalance in the deep water cycle at subduction zones : The potential importance of the fore-arc mantle. *Earth and planetary science letters*, 479, 298–309. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.09.018>

- Roberts, N. M., Hernández-Montenegro, J. D., & Palin, R. M. (2024). Garnet stability during crustal melting : implications for chemical mohometry and secular change in arc magmatism and continent formation. *Chemical geology*, 659, 122142. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.122142>
- Rogers, G., & Hawkesworth, C. J. (1989). A geochemical traverse across the North Chilean Andes : evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth and planetary science letters*, 91(3–4), 271–285. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(89\)90003-4](https://doi.org/10.1016/0012-821x(89)90003-4)
- Rudnick, R., & Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. Dans *Treatise on geochemistry*, 3, 1–64. <https://doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4>
- Rushmer, T. (1991). Partial melting of two amphibolites : contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contributions to mineralogy and petrology*, 107, 41–59. <https://doi.org/10.1007/bf00311184>
- Schmidt, M. W., & Jagoutz, O. (2017). The global systematics of primitive arc melts. *Geochemistry, geophysics geosystems*, 18(8), 2817–2854. <https://doi.org/10.1002/2016gc006699>
- Scholl, D. W., & Von Huene, R. (2007). Crustal recycling at modern subduction zones applied to the past—Issues of growth and preservation of continental basement crust, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction. *Geological society of America*, 200, 9–32. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(02\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(02))
- Schumacher, J. C. (2007). Metamorphic amphiboles : composition and coexistence. *Mineralogy and geochemistry*, 67(1), 359–416. <https://doi.org/10.2138/rmg.2007.67.10>
- Smith, D. J. (2014). Clinopyroxene precursors to amphibole sponge in arc crust. *Nature communications*, 5, 4329. <https://doi.org/10.1038/ncomms5329>
- Stern, C. R. (2011). Subduction erosion : rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle. *Gondwana research*, 20(2–3), 284–308. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.03.006>
- Takada, A. (1989). Magma transport and reservoir formation by a system of propagating cracks. *Bulletin of volcanology*, 52, 118–126. <https://doi.org/10.1007/bf00301551>
- Tatsumi, Y. (1989). Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of geophysical research*, 94(B4), 4697–4707. <https://doi.org/10.1029/jb094ib04p04697>
- Tatsumi, Y., Shukuno, H., Tani, K., Takahashi, N., Kodaira, S., & Kogiso, T. (2008). Structure and growth of the Izu-Bonin-Mariana arc crust : 2. Role of crust-mantle transformation and the transparent Moho in arc crust evolution. *Journal of geophysical research*, 113(B2). <https://doi.org/10.1029/2007jb005121>
- Tesser, L. R., Lanari, P., Forshaw, J. B., Markmann, T. A., Hueck, M., Putlitz, B., De Leijer, N., Cioffi, C. R., Basei, M. A., & Ganade, C. E. (2025). Melting the myth : Prograde garnet dissolves during early crustal melting. *Geology*, 54(3), 253–258. <https://doi.org/10.1130/g54000.1>
- Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W., & Irving, A. J. (1993). Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington : generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to mineralogy and petrology*, 113, 333–351. <https://doi.org/10.1007/bf00286926>

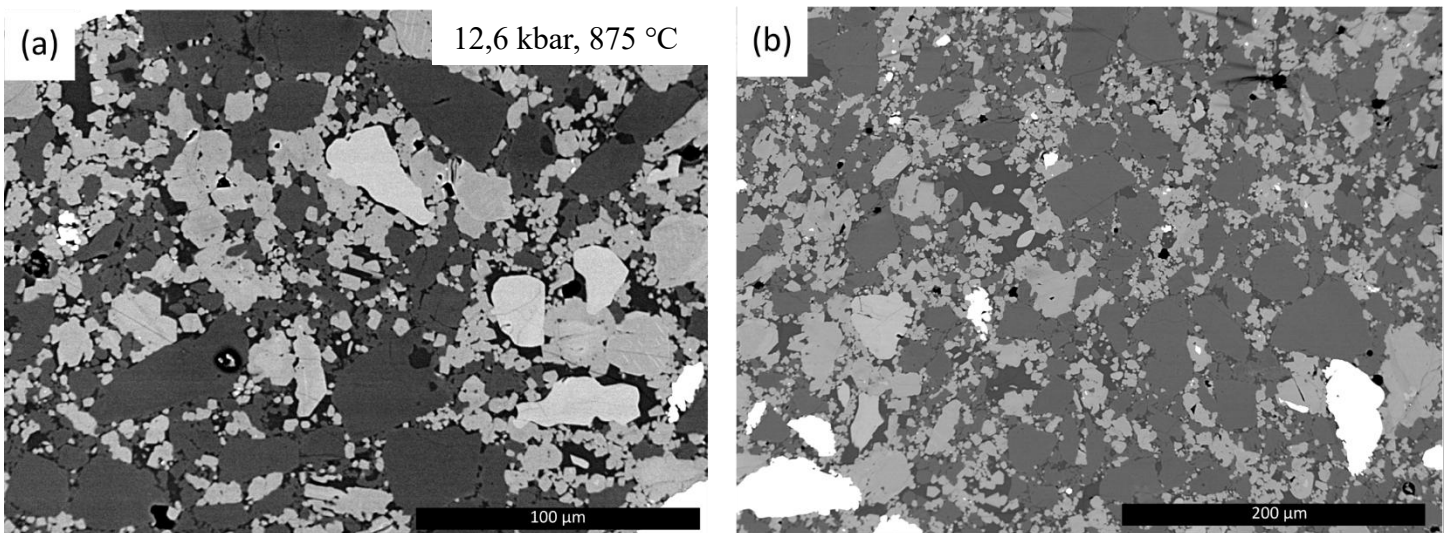
- Triantafyllou, A. (2019). F.R.S.-FNRS grants and fellowships call 2019 'Postdoctoral Researcher' [Proposition de projet de recherche, Belgique, inédit].
- Vander, A. J., Longhi, J., & Duchesne, J. C. (2000). The effect of pressure on D_{Sr} (plag/melt) and D_{Cr} (opx/melt) : implications for anorthosite petrogenesis. *Earth and planetary science letters*, 178(3–4), 303–314. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(00\)00086-8](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(00)00086-8)
- Wolf, M. B., & Wyllie, P. J. (1994). Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar : the effects of temperature and time. *Contributions to mineralogy and petrology*, 115, 369–383. <https://doi.org/10.1007/bf00320972>
- Wyllie, P. J., & Wolf, M. B. (1993). Amphibolite dehydration-melting : sorting out the solidus. *Geological society, London*, 76, 405–416. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1993.076.01.20>
- Zhang, Y., Namur, O., Charlier, B. (2023). Experimental study of high-Ti and low-Ti basalts: liquid lines of descent and silicate liquid immiscibility in large igneous provinces. *Contributions mineralogy petrology* 178(7). <https://doi.org/10.1007/s00410-022-01990-x>
- Zhang, J., Wang, R., & Hong, J. (2022). Amphibole fractionation and its potential redox effect on arc crust : evidence from the Kohistan arc cumulates. *American mineralogist*, 107(9), 1779–1788. <https://doi.org/10.2138/am-2022-8141>
- Zhou, J., Yang, Z., Hou, Z., & Wang, Q. (2020). Amphibole-rich cumulate xenoliths in the Zhazhalong intrusive suite, Gangdese arc : Implications for the role of amphibole fractionation during magma evolution. *American Mineralogist*, 105, 262–275. <https://doi.org/10.2138/am-2020-7199>

12. Annexes

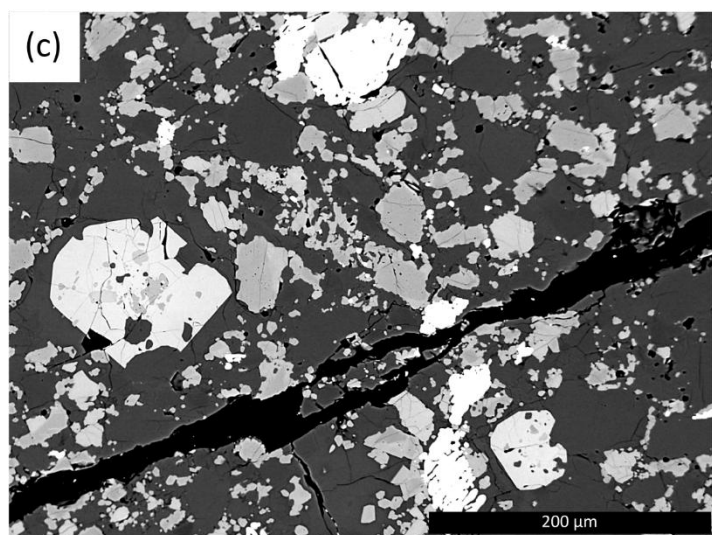
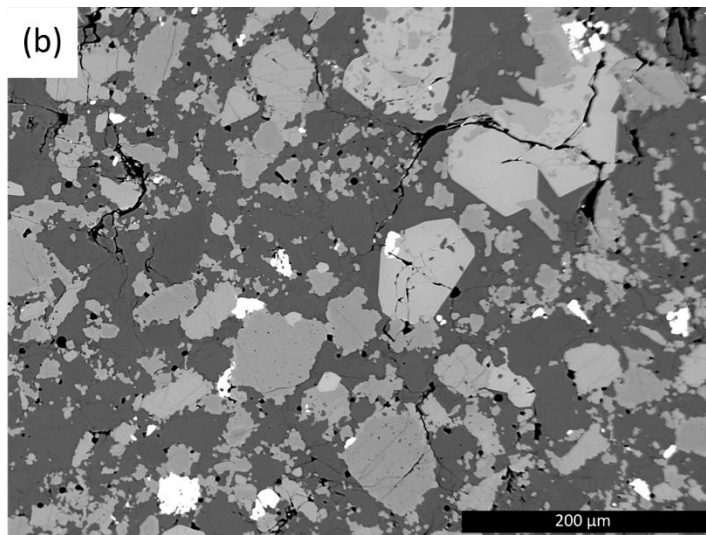
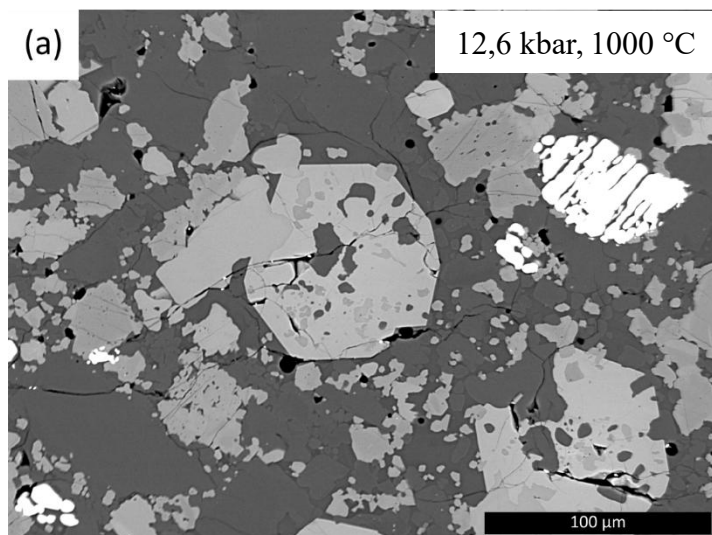
12.1. Planche BSE par EPMA



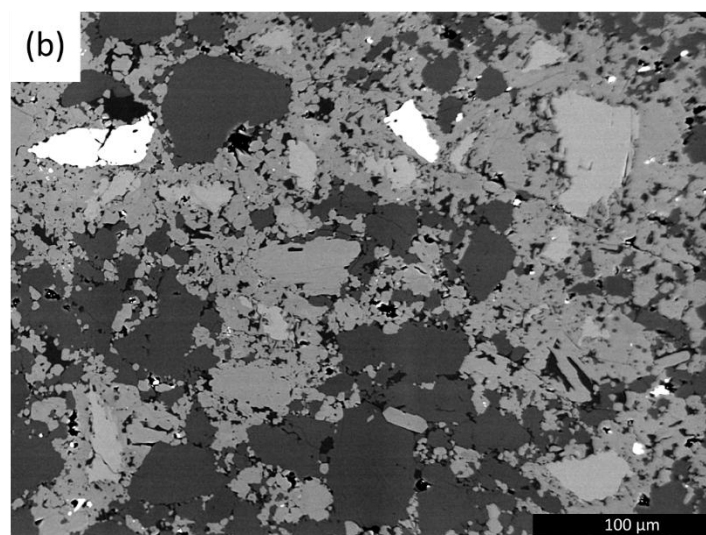
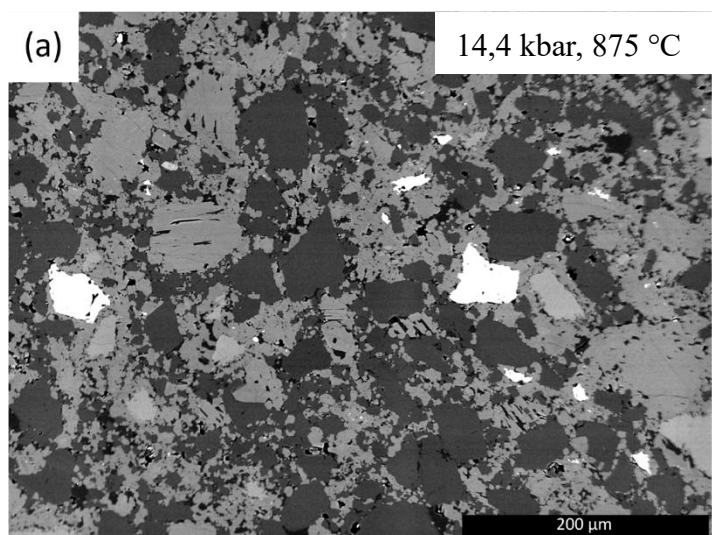
Annexe 1 : Image BSE réalisé à la microsonde (EMPA) de l'échantillon A513 montrant : **(a)** des grenats résiduels subautomorphes ($\approx 300 \mu\text{m}$) intensément fracturés et **(b)** un grenat entouré d'une plage de liquide silicaté (gl) en contact avec des plages de plagioclase, des clinopyroxènes et des oxydes Fe-Ti.



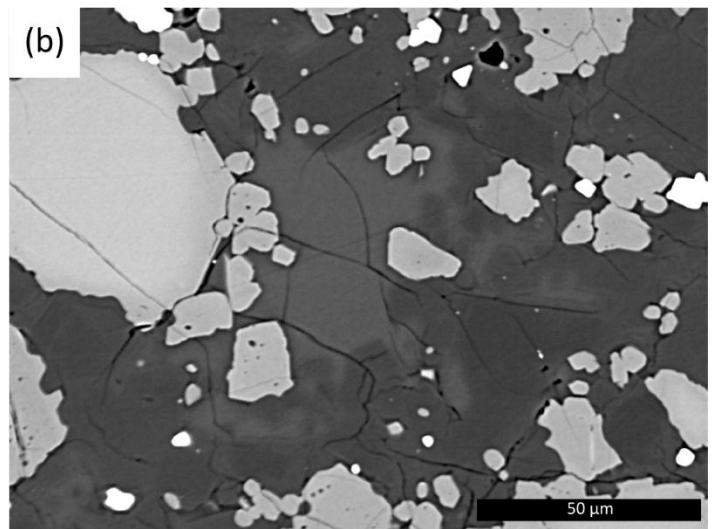
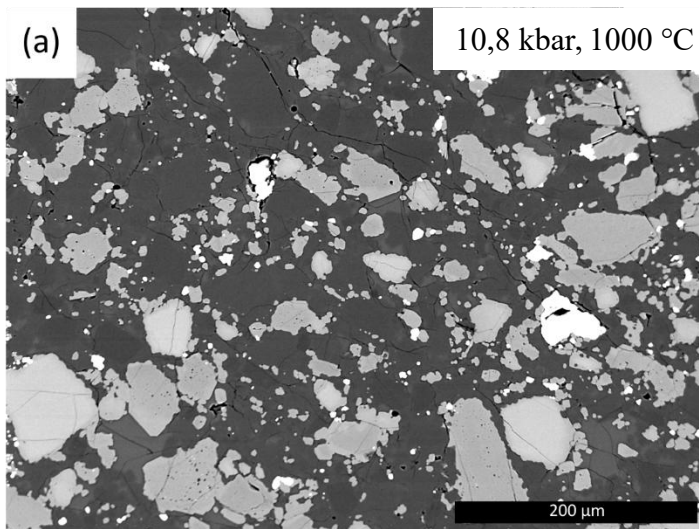
Annexe 2 : Image BSE réalisé à la microsonde (EMPA) de l'échantillon A516 montrant : **(a)** Vue à fort grossissement montrant une granulométrie fine dominée par des pyroxènes automorphes ($< 50 \mu\text{m}$), des amphiboles subautomorphes et des plagioclases. Grains de quartz entourant les pyroxènes et amphibole ; **(b)** Vue d'ensemble d'une texture intergranulaire plus grossière, avec de larges plages interstitielles de verre silicaté (gris foncé) et de plagioclase (gris clair intermédiaire).



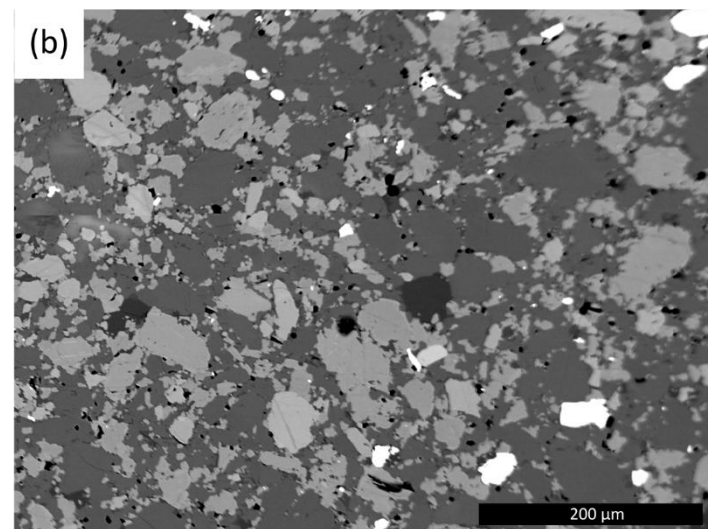
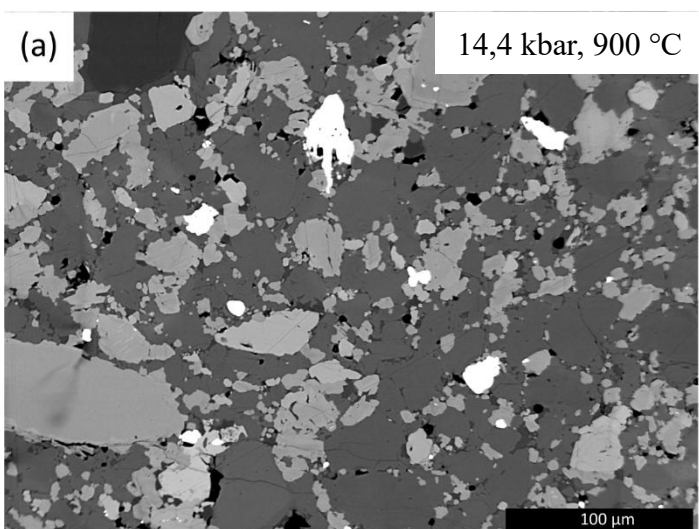
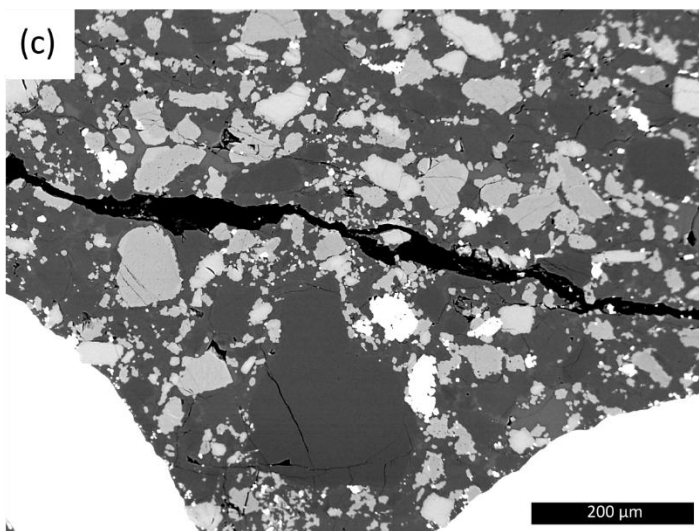
Annexe 3 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A514 montrant : **(a)** des grenats résiduels subautomorphes ainsi qu'un oxyde de Fe-Ti présentant une texture d'exsolution ; **(b)** un assemblage de pyroxènes, plagioclases et verre silicaté interstitiel avec quelques grenats ; **(c)** un grand cristal de grenat résiduel associé à une zone riche en pyroxènes et oxydes.



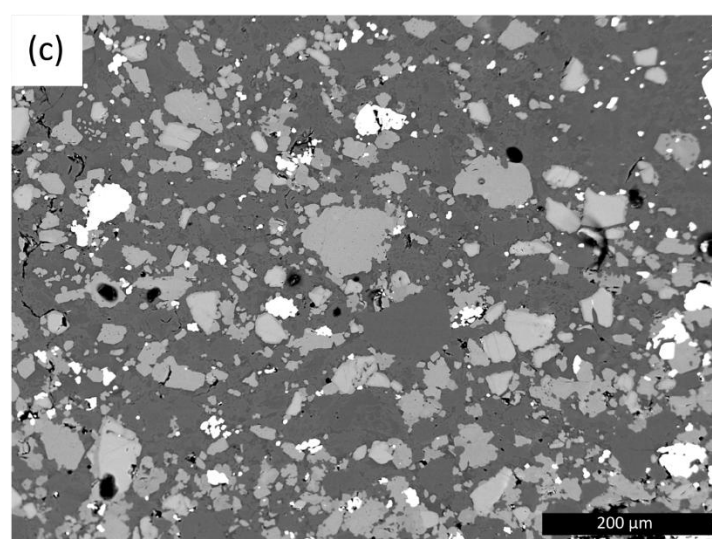
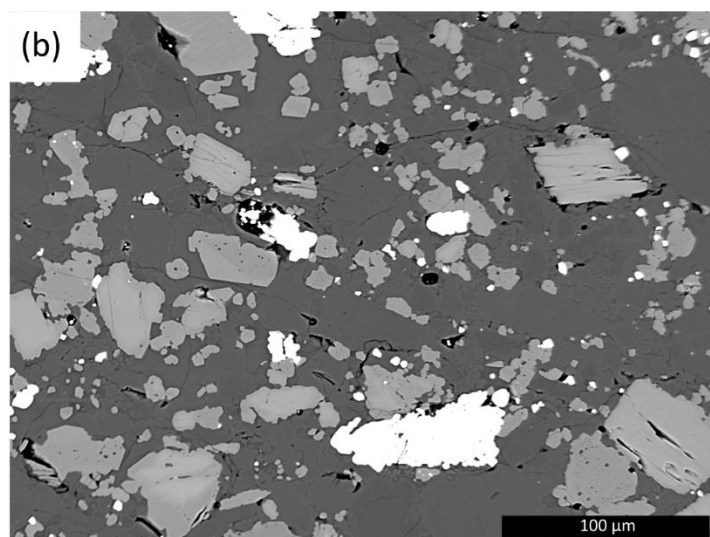
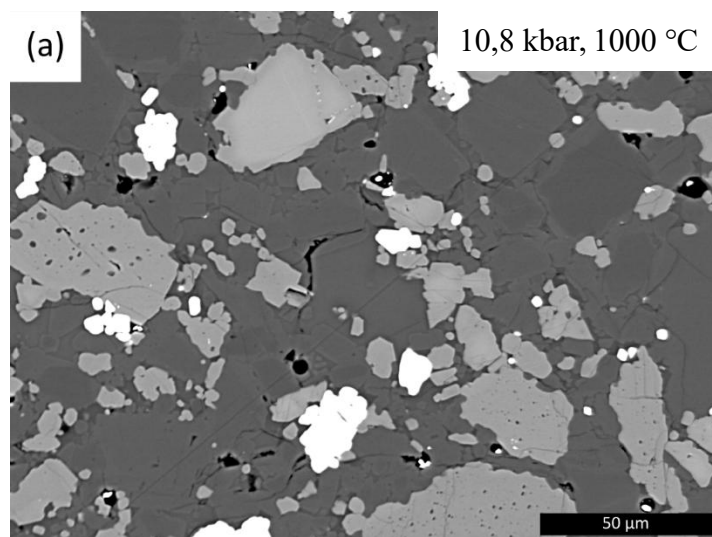
Annexe 4 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A517 montrant : **(a)** une texture de fusion partielle riche en cristaux d'amphibole subautomorphe et de pyroxène, associés à des oxydes Fe-Ti disséminés dans une matrice de plagioclase et de verre (rare) ; **(b)** un détail de l'assemblage minéralogique montrant la morphologie anguleuse des amphiboles et le caractère interstitiel du verre silicaté (gris foncé).



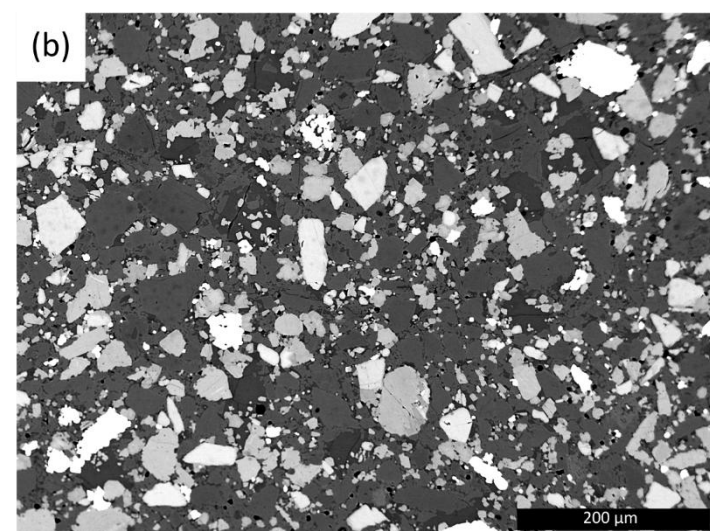
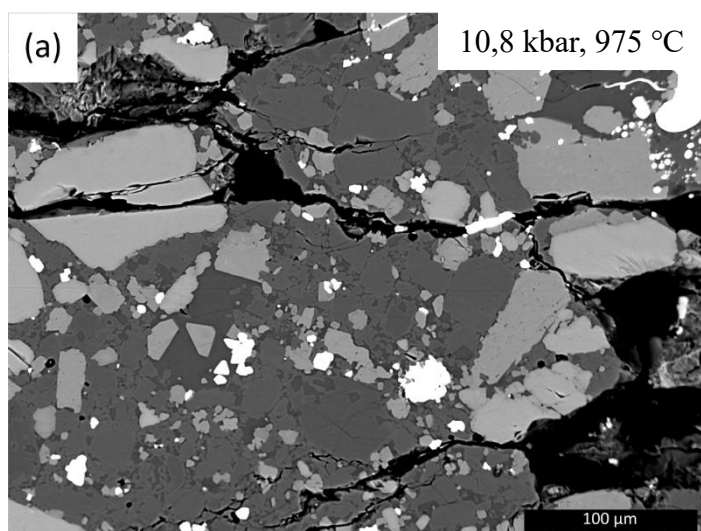
Annexe 5 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A65 montrant : (a) une texture de fusion partielle avec de nombreux cristaux de pyroxène subautomorphes dispersés dans une matrice de verre silicaté et de plagioclase ; (b) un détail à fort grossissement sur les relations texturales entre les pyroxènes et les plagioclases qui présentent une zonation ; (c) une vue d'ensemble.



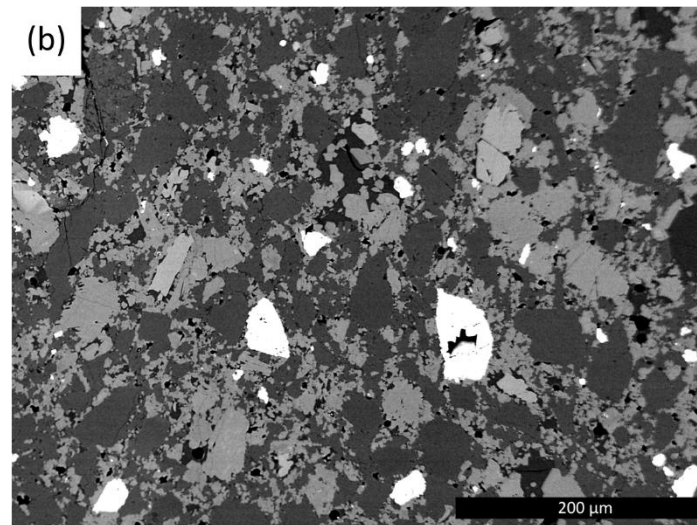
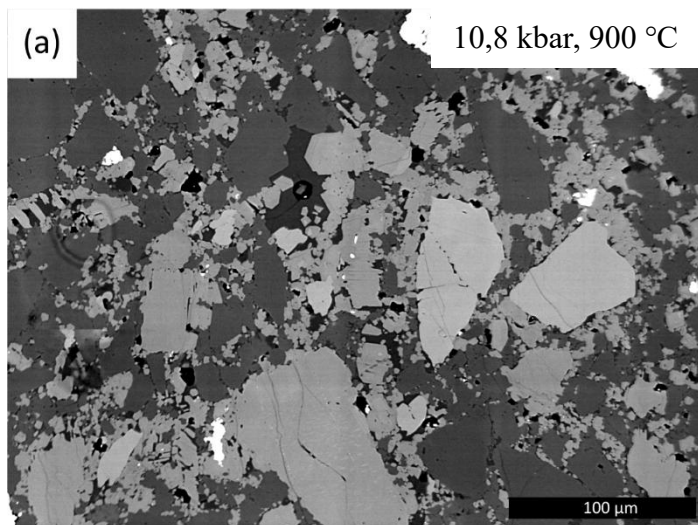
Annexe 6 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A519 montrant : (a) une texture riche en amphiboles subautomorphes et pyroxènes entourés de plages de plagioclase, de verre silicaté interstitiel et de quartz, avec des oxydes Fe-Ti disséminés ; (b) une vue d'ensemble de la charge expérimentale illustrant la distribution homogène des phases.



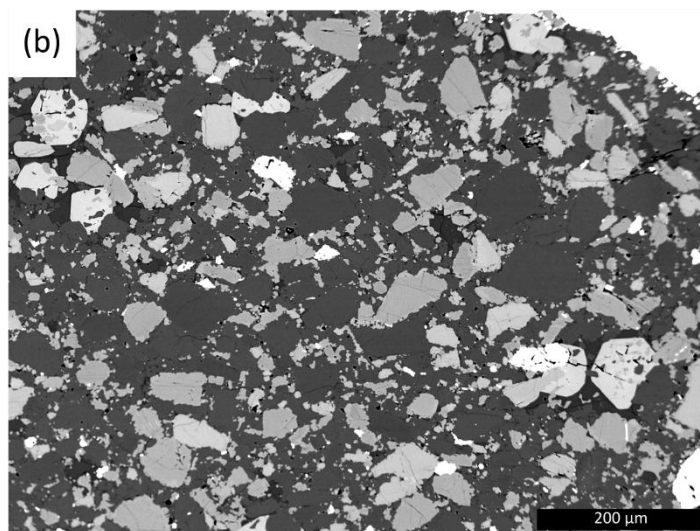
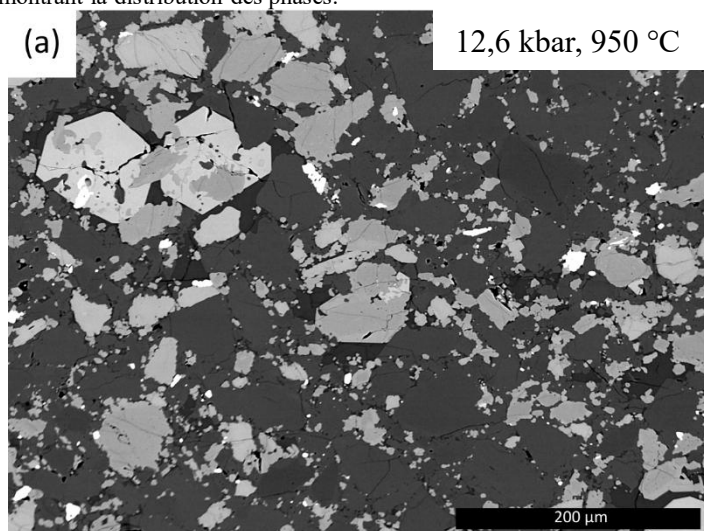
Annexe 7 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A515 montrant : **(a)** un assemblage minéralogique de fusion partielle composé de pyroxènes automorphes et d'amphiboles subautomorphes dispersés dans une matrice de verre silicaté et de plagioclase, avec des oxydes Fe-Ti disséminés ; **(b et c)** une vue d'ensemble illustrant la distribution homogène des phases néoformées au sein de la charge expérimentale.



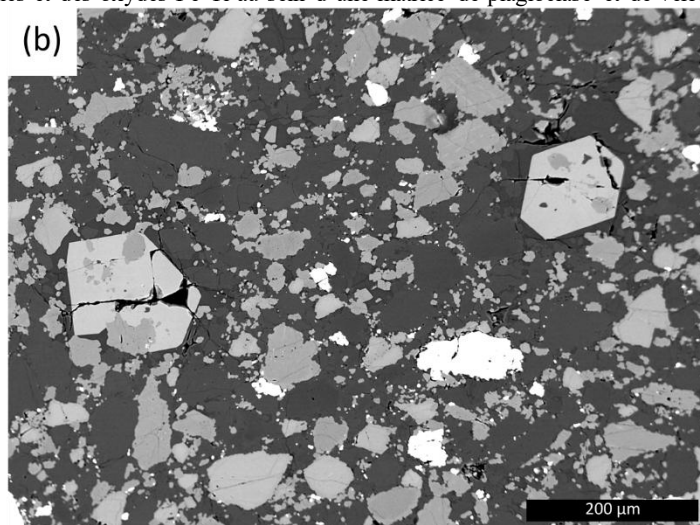
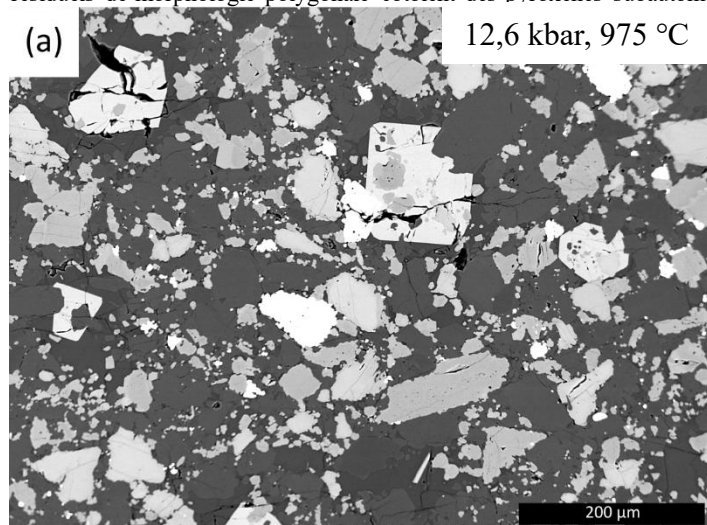
Annexe 8 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A521 montrant : **(a)** une zone présentant des fractures importantes, où des cristaux de pyroxène coexistent avec des oxydes Fe-Ti, du verre silicaté interstitiel et des plagioclases ; **(b)** une vue d'ensemble montrant la diversité minéralogique au sein d'une matrice composée de plagioclase et de liquide silicaté.



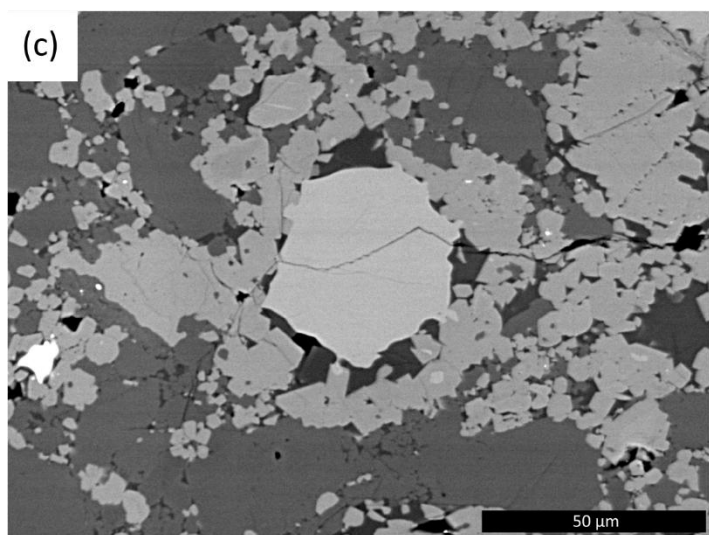
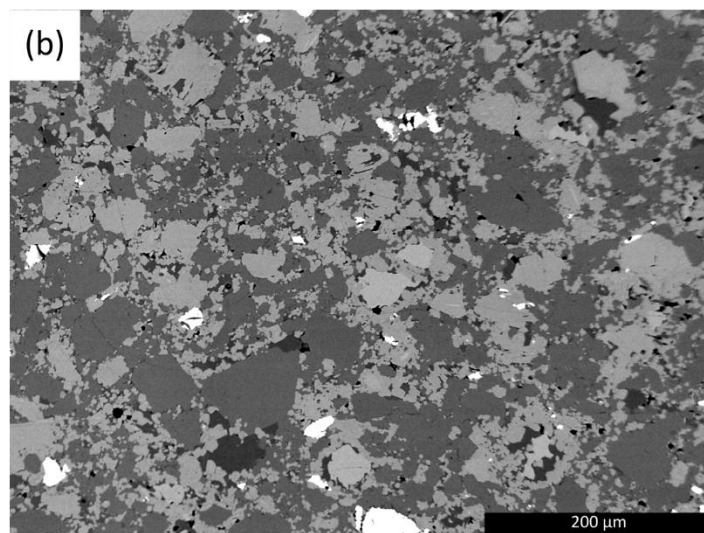
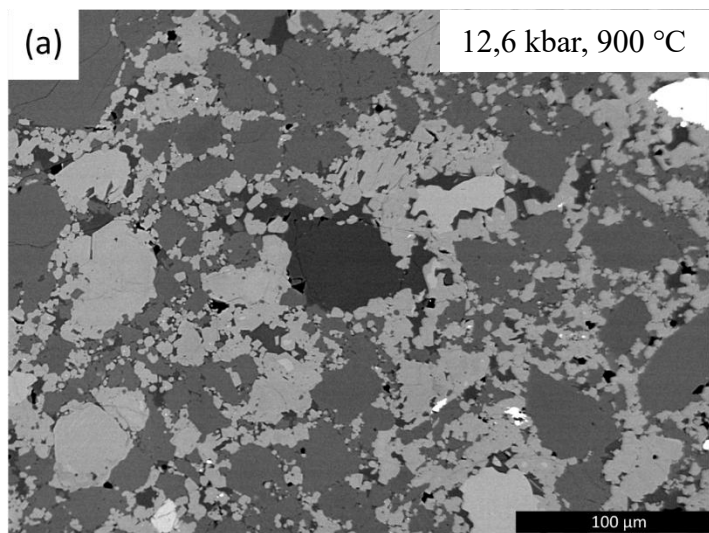
Annexe 9 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A520 montrant : (a) une texture de fusion partielle où des amphiboles subautomorphes coexistent avec des cristaux de quartz et de pyroxène dans une matrice de plagioclase et de verre silicaté ; (b) une vue d'ensemble montrant la distribution des phases.



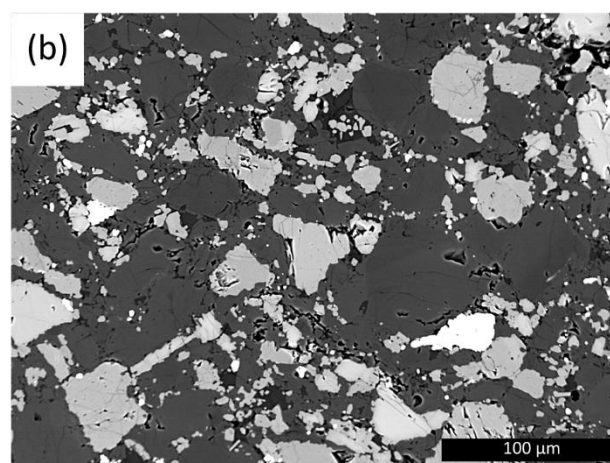
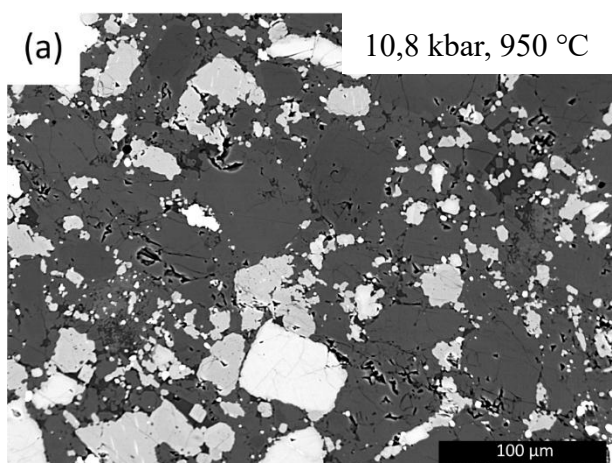
Annexe 10 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A72 montrant : (a et b) une texture de fusion partielle où des grenats résiduels de morphologie polygonale côtoient des pyroxènes subautomorphes et des oxydes Fe-Ti au sein d'une matrice de plagioclase et de verre



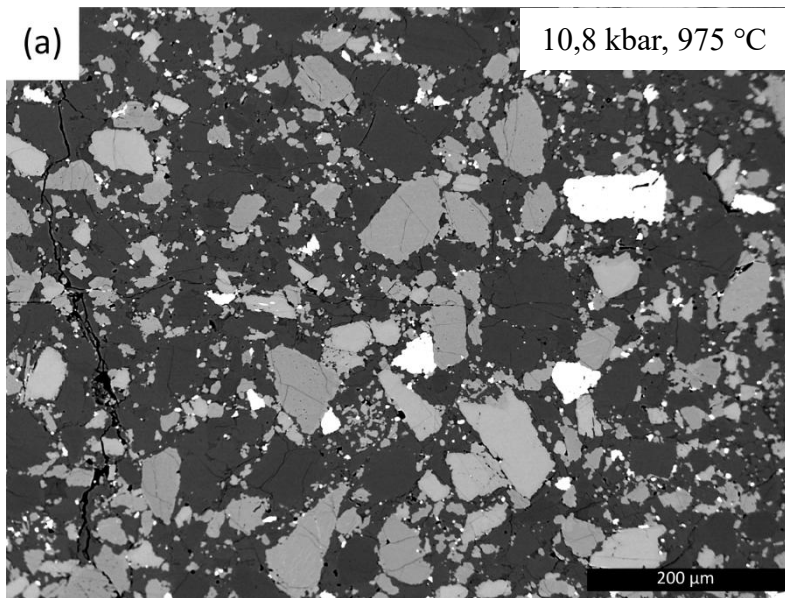
Annexe 11 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A68 montrant : (a) des grenats résiduels automorphes à subautomorphes, entourés de nombreux cristaux de pyroxène, d'oxydes Fe-Ti et de liquide silicaté ; (b) une vue d'ensemble illustrant la texture de fusion partielle où le liquide silicaté et le plagioclase forment une matrice englobant les grenats et les phases.



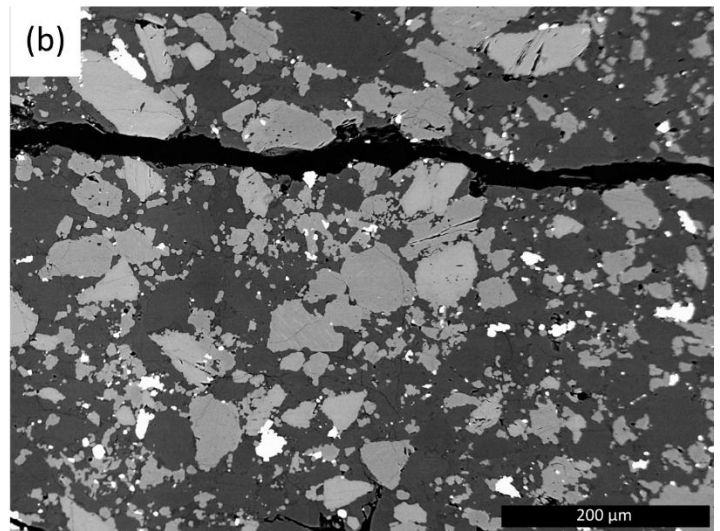
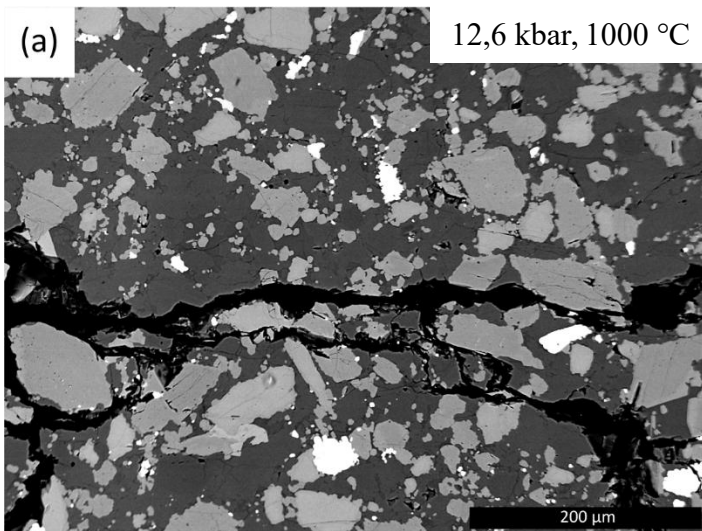
Annexe 12 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A518 montrant : (a) amphiboles subautomorphes et pyroxènes associés à des plages de quartz et de plagioclase ; (b) une vue d'ensemble de la charge expérimentale illustrant la distribution des phases et des phases silicatées ; (c) un détail à fort grossissement montrant un cristal central d'orthopyroxène entouré de clinopyroxène et de quartz.



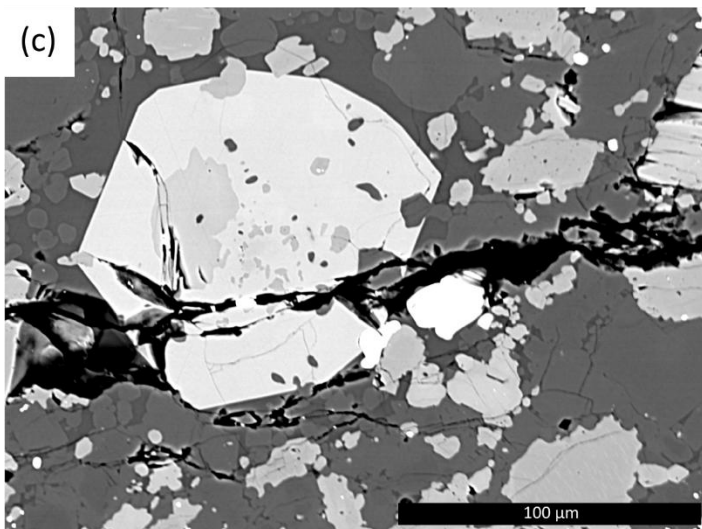
Annexe 13 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A75 montrant : (a) un assemblage dominé par des pyroxènes automorphes et des oxydes Fe-Ti disséminés dans une matrice de plagioclase et de verre silicaté ; (b) une vue détaillée illustrant la texture de fusion partielle où le liquide silicaté (gris foncé) occupe les espaces interstitiels entre les plagioclases et les cristaux de pyroxène.

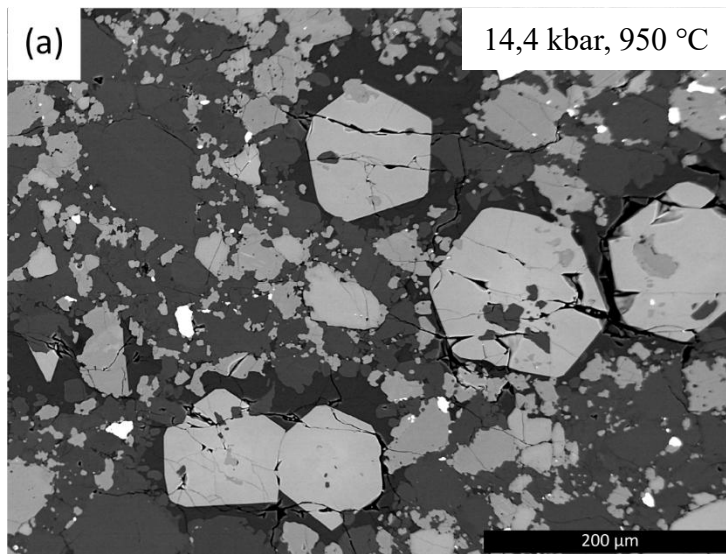


Annexe 14 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A62 montrant : **(a)** forte densité de plagioclase et de verre silicaté avec une présence de nombreux pyroxènes et en moindre quantité d'oxyde Fe-Ti.

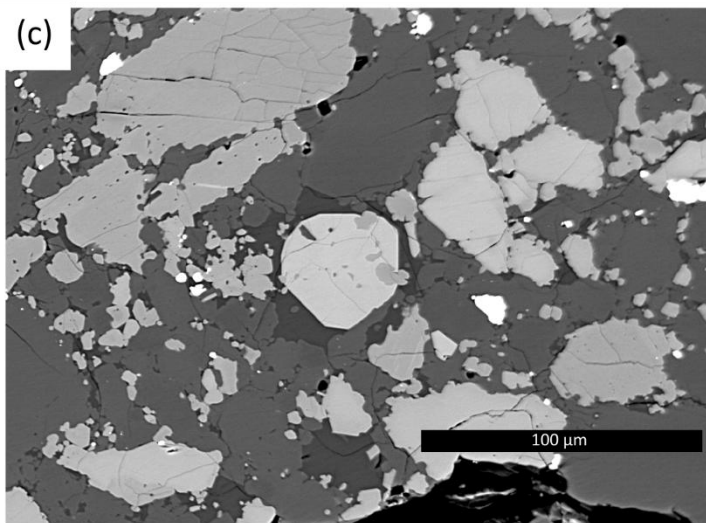
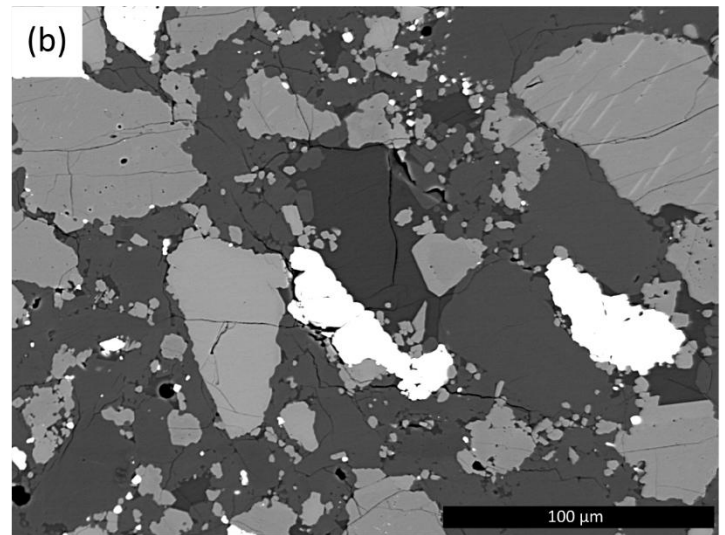
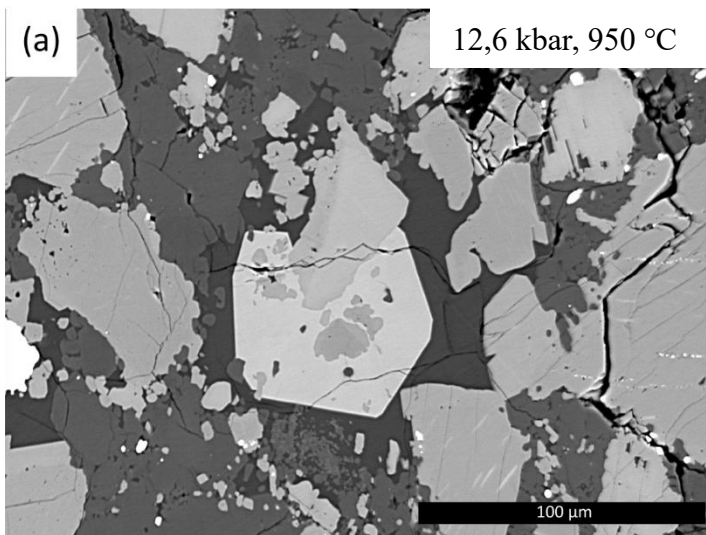


Annexe 15 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A80 montrant : **(a et b)** une texture de fusion partielle traversée par une fracture, avec des pyroxènes et oxydes disséminés ; **(c)** un grand grenat résiduel de forme hexagonale présentant des fractures et des inclusions, entouré de liquide silicaté.

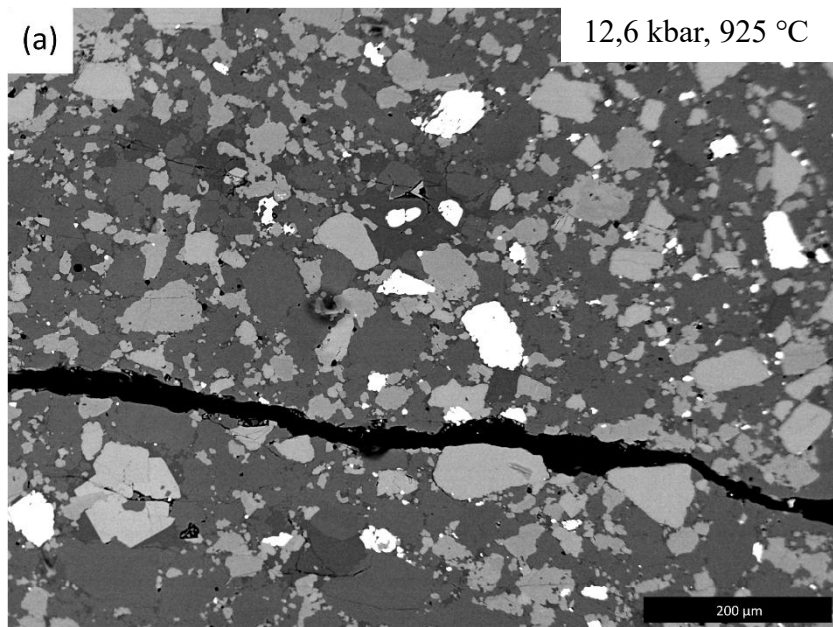




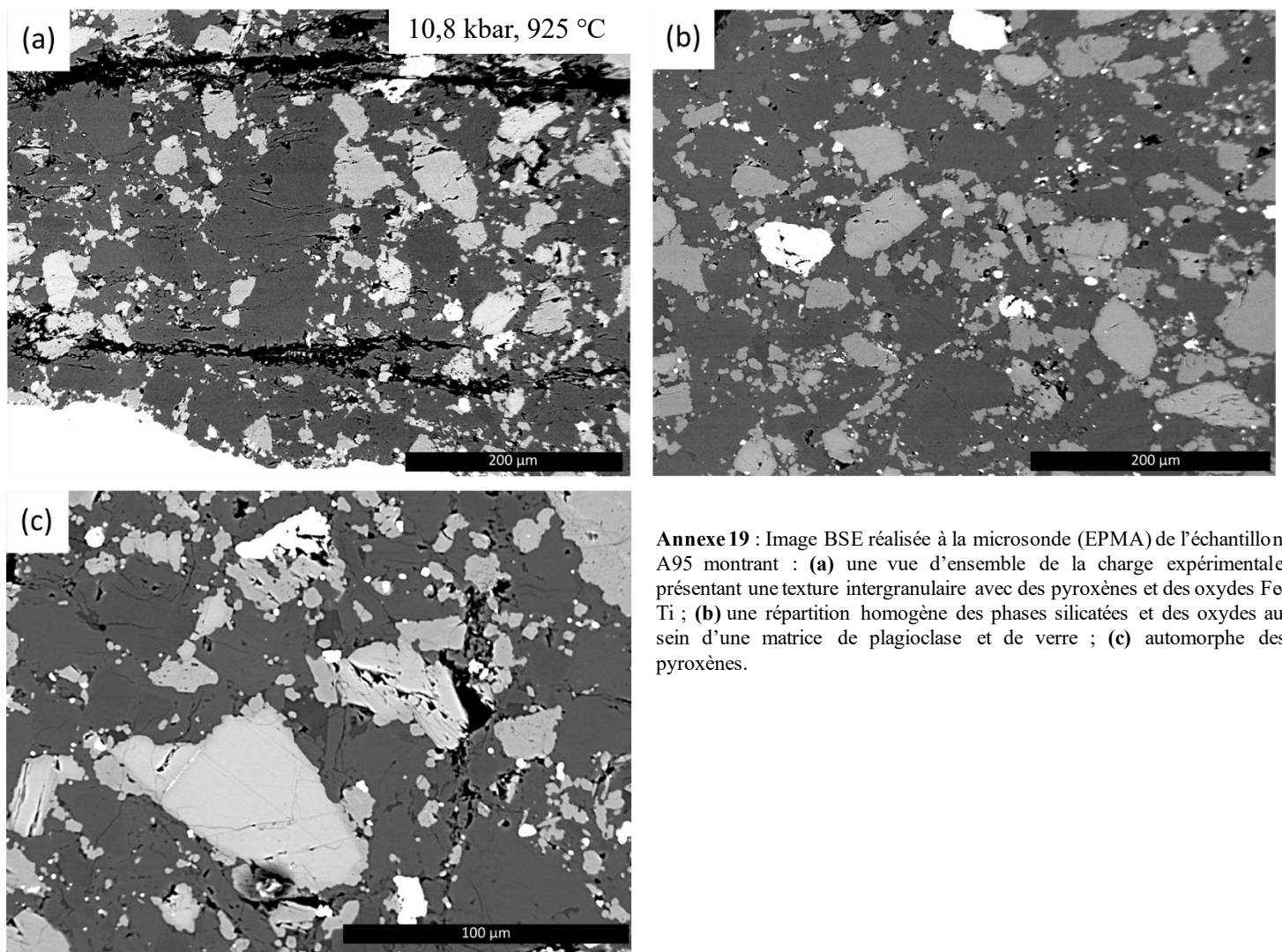
Annexe 16 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A88 montrant : **(a)** une concentration de cristaux de grenat résiduel présentant une morphologie hexagonale, entourés d'un assemblage de pyroxènes et de plages de verre silicaté et de plagioclase.



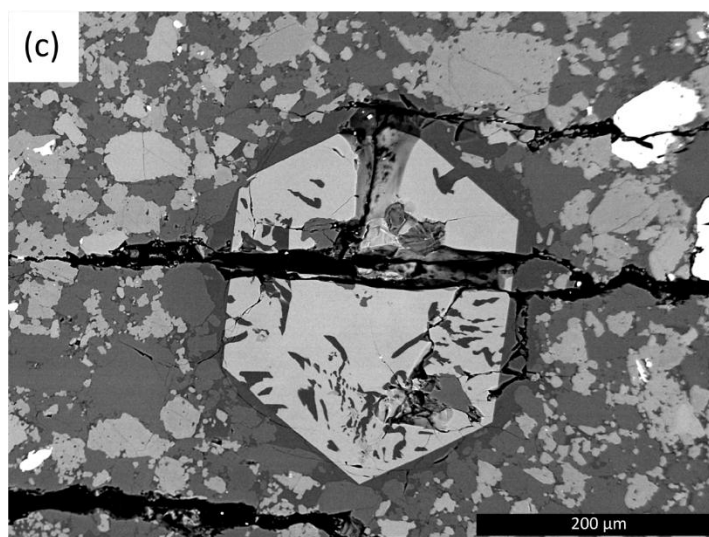
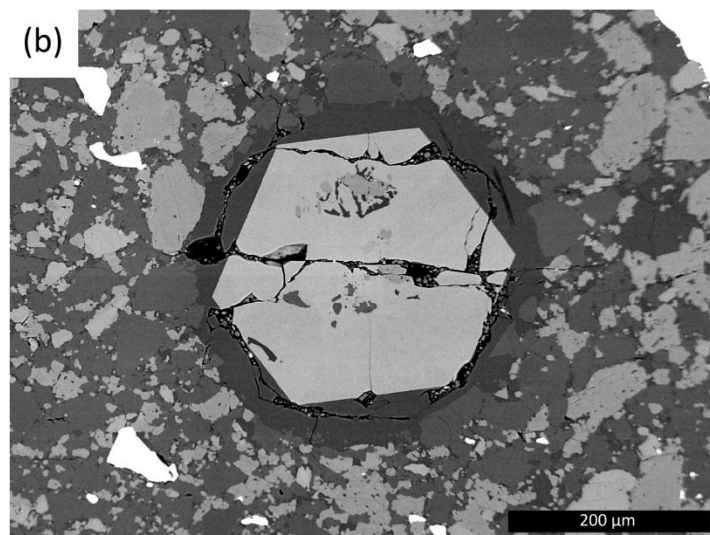
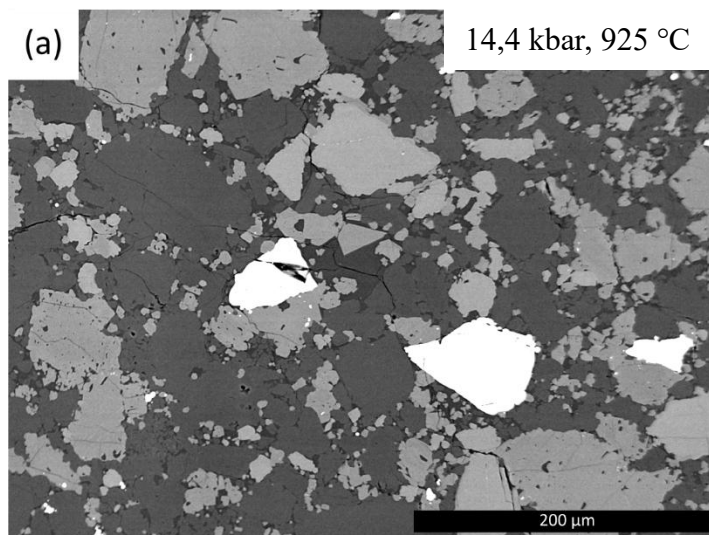
Annexe 17 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A82 montrant : **(a)** des cristaux de grenat résiduel de morphologie hexagonale, entourés de pyroxènes et de plagioclase, et surtout de liquide silicaté ; **(b)** contact entre le liquide silicaté, les plagioclase, pyroxènes et des oxydes Fe-Ti ; **(c)** une vue montrant la coexistence de grenats résiduels et d'une population de cristaux de pyroxène entouré par les plagioclases.



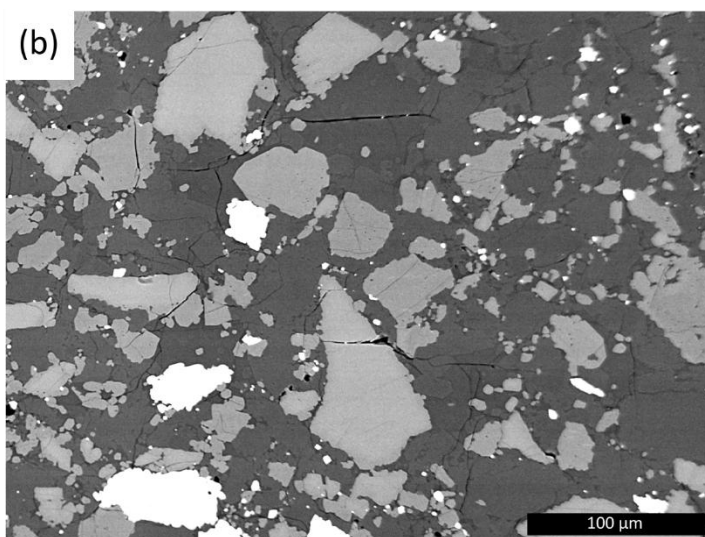
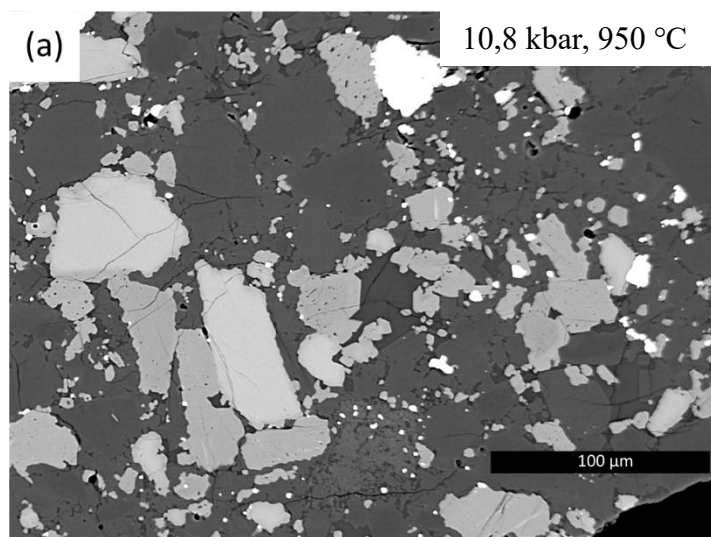
Annexe 18 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A91 montrant : **(a)** une texture de fusion partielle caractérisée par des pyroxènes automorphes, des grenats et des oxydes Fe-Ti disséminés dans une matrice de plagioclase et de verre silicaté.



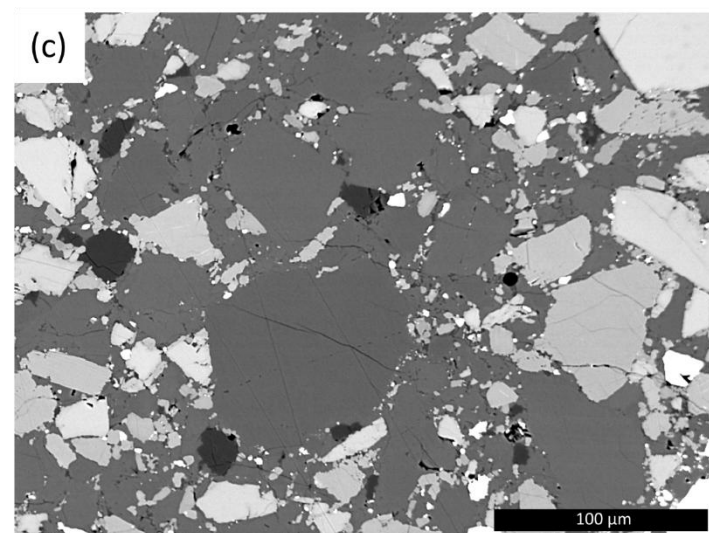
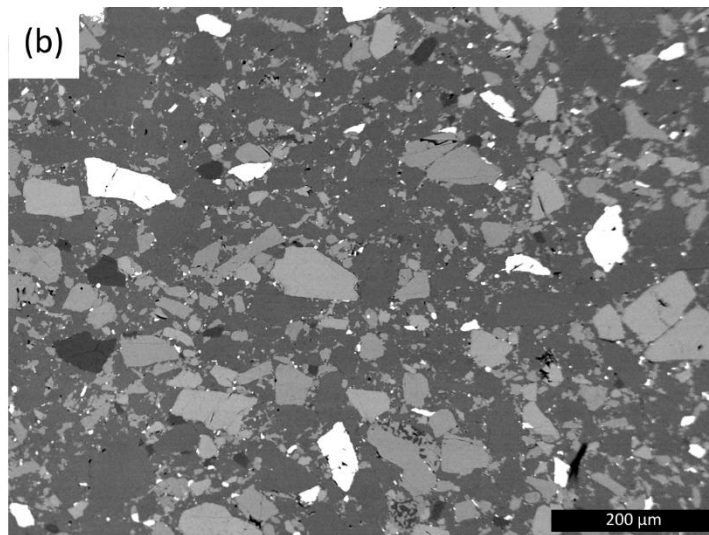
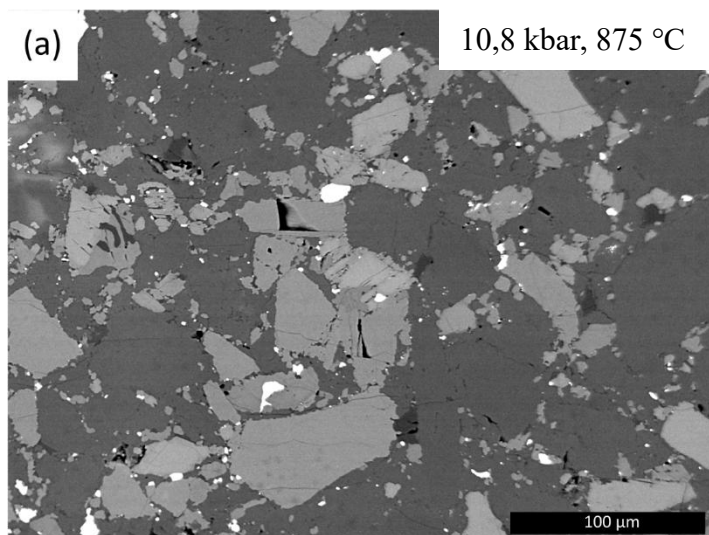
Annexe 19 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A95 montrant : **(a)** une vue d'ensemble de la charge expérimentale présentant une texture intergranulaire avec des pyroxènes et des oxydes Fe-Ti ; **(b)** une répartition homogène des phases silicatées et des oxydes au sein d'une matrice de plagioclase et de verre ; **(c)** automorphe des pyroxènes.



Annexe 20 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A89 montrant : **(a)** une texture fine et intergranulaire caractérisée par la présence d'amphiboles, de pyroxènes et d'oxydes disséminés dans une matrice de plagioclase et de verre silicaté ; **(b)** un grand grenat résiduel de morphologie hexagonale, entouré de liquide silicaté ; **(c)** un autre cristal de grenat résiduel, également hexagonal.

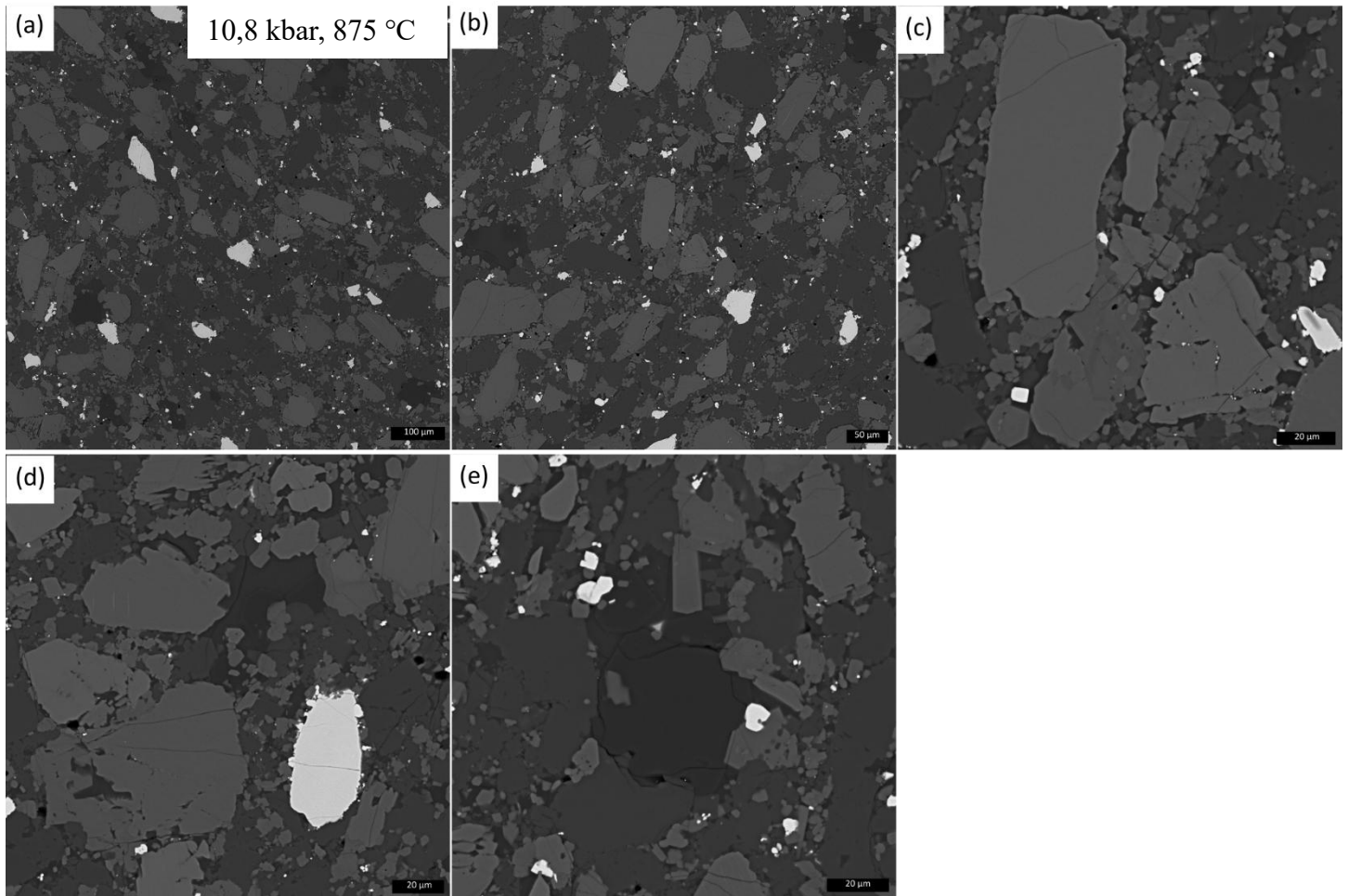


Annexe 21 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A83 montrant : **(a)** une texture de fusion partielle dominée par des cristaux de pyroxène subautomorphes avec une zonation où le cœur est Opx et le bord Cpx et des oxydes Fe-Ti, dispersés dans une matrice de plagioclase et de verre silicaté ; **(b)** une vue détaillée mettant en évidence les relations entre les phases cristallines automorphes et le liquide résiduel occupant les espaces interstitiels.

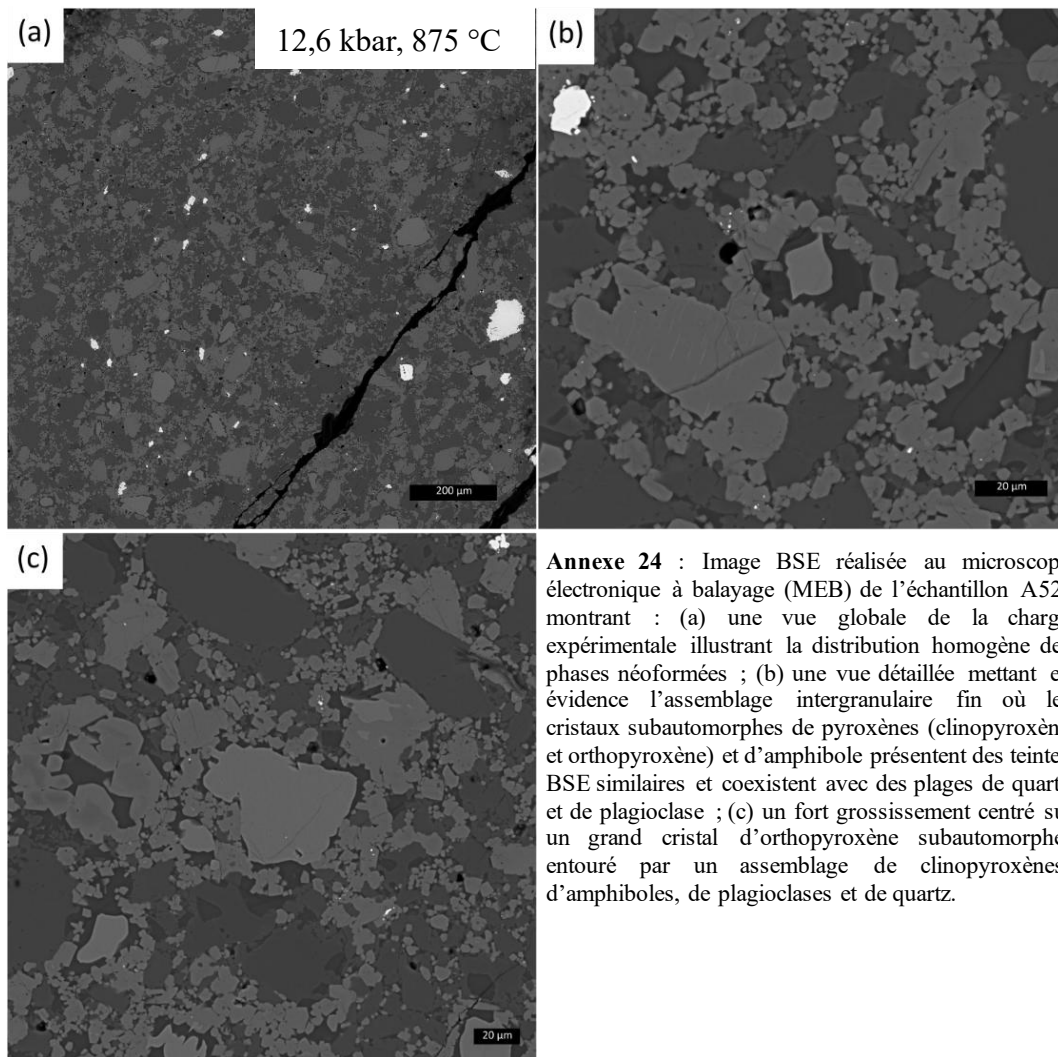


Annexe 22 : Image BSE réalisée à la microsonde (EPMA) de l'échantillon A96 montrant : **(a)** une texture de fusion partielle où des amphiboles subautomorphes coexistent avec des pyroxènes et des oxydes Fe-Ti dans une matrice de verre et de plagioclase ; **(b)** une vue d'ensemble ; **(c)** grande plage de plagioclase entourant des grains de quartz avec des pyroxènes.

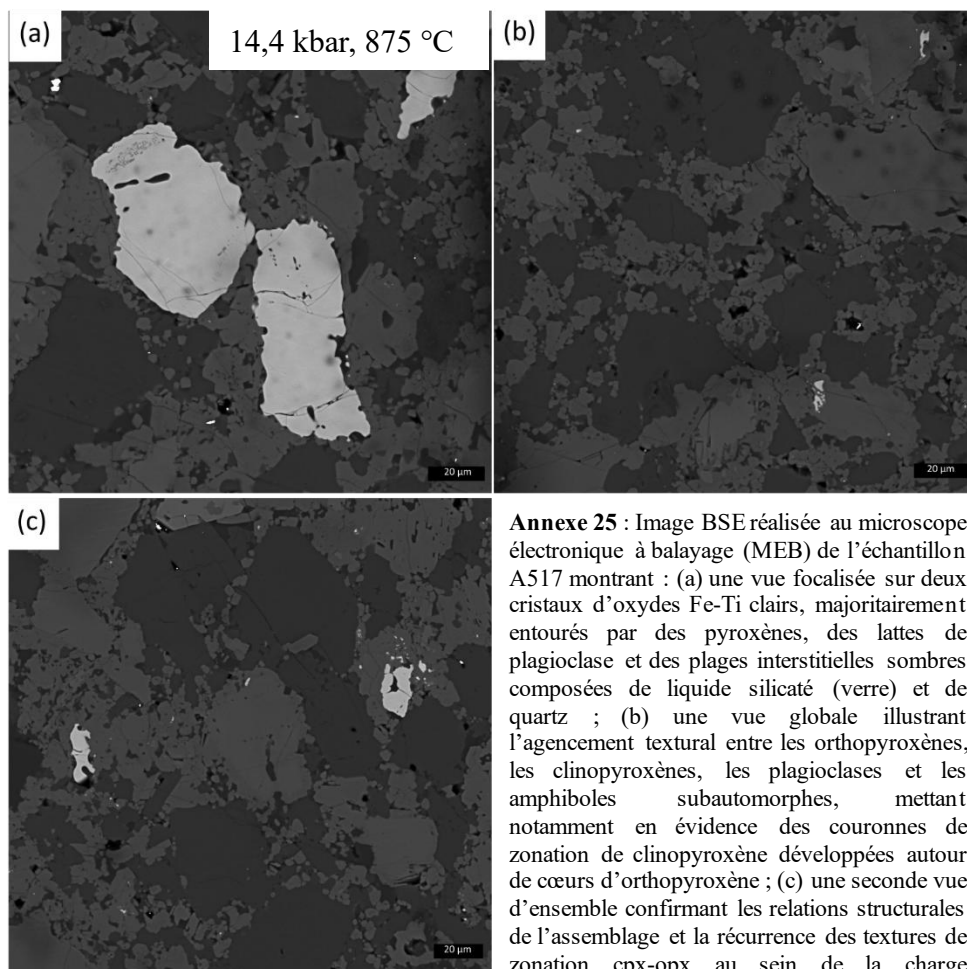
12.2. Planche BSE par MEB



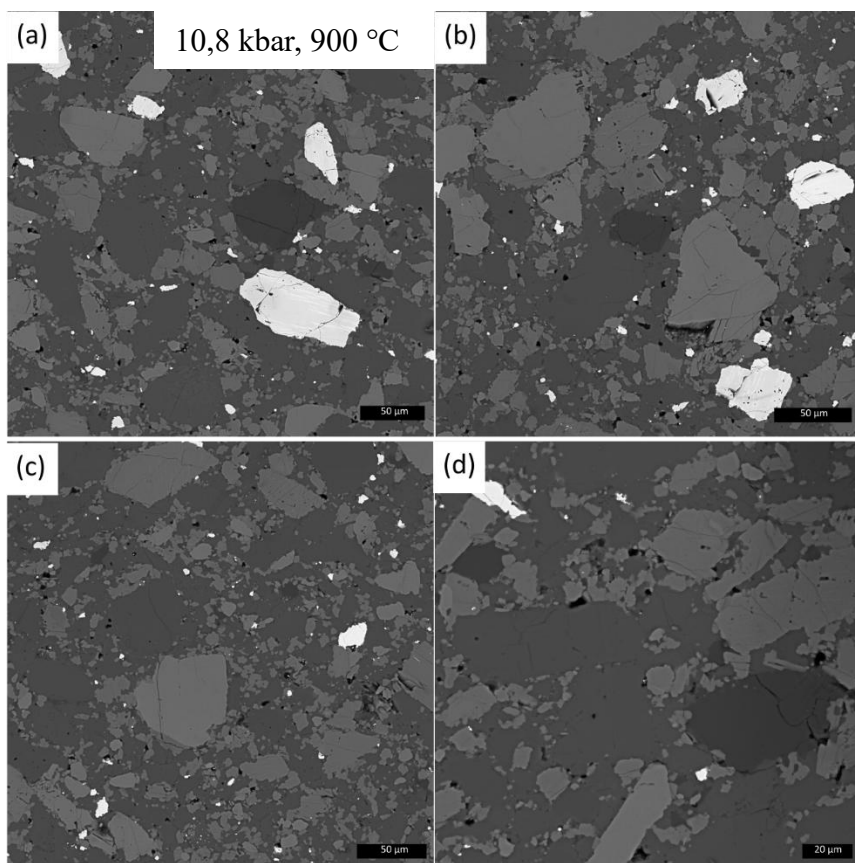
Annexe 23 : Image BSE réalisée au microscope électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A96 montrant : (a) une vue globale de la charge expérimentale illustrant la distribution homogène et l'organisation texturale des phases néoformées et interstitielles ; (b) une vue détaillée mettant en évidence les relations de coexistence et l'agencement intergranulaire entre les pyroxènes, les amphiboles et les plagioclases ; (c) un fort grossissement centré sur les pyroxènes, montrant de grands cristaux d'orthopyroxène subautomorphes directement entourés par des amphiboles, du quartz, du liquide silicaté, des plagioclases et des clinopyroxènes ; (d) une vue focalisée similaire au cliché précédent, mettant plus particulièrement en évidence la géométrie et les contours d'une plage de quartz au sein de l'assemblage ; (e) un très haut grossissement centré sur une poche de liquide silicaté, ceinturée et délimitée par l'ensemble des minéraux de l'assemblage (pyroxènes, amphiboles, plagioclases et oxydes Fe-Ti).



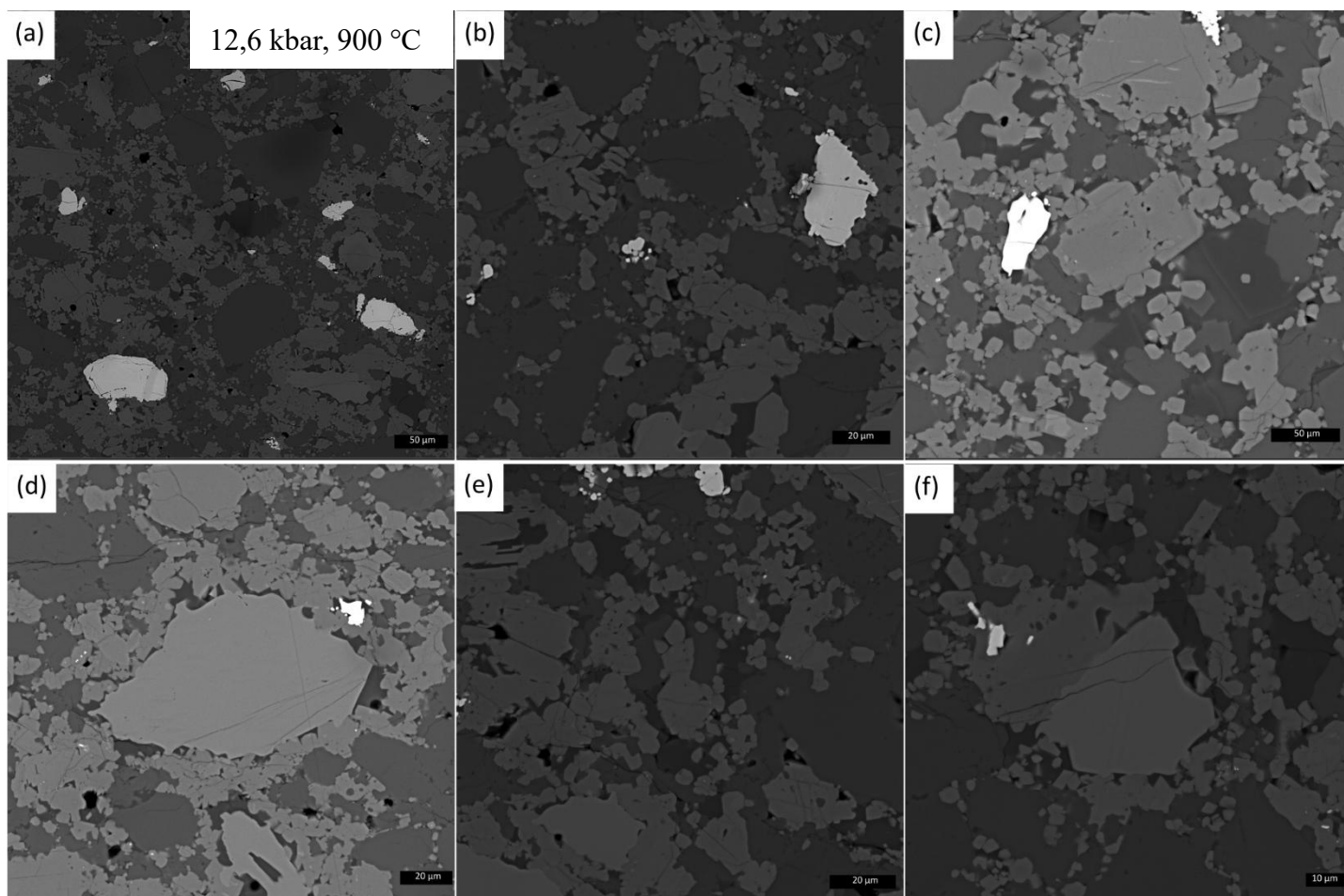
Annexe 24 : Image BSE réalisée au microscope électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A522 montrant : (a) une vue globale de la charge expérimentale illustrant la distribution homogène des phases néoformées ; (b) une vue détaillée mettant en évidence l'assemblage intergranulaire fin où les cristaux subautomorphes de pyroxènes (clinopyroxène et orthopyroxène) et d'amphibole présentent des teintes BSE similaires et coexistent avec des plages de quartz et de plagioclase ; (c) un fort grossissement centré sur un grand cristal d'orthopyroxène subautomorphe, entouré par un assemblage de clinopyroxènes, d'amphiboles, de plagioclases et de quartz.



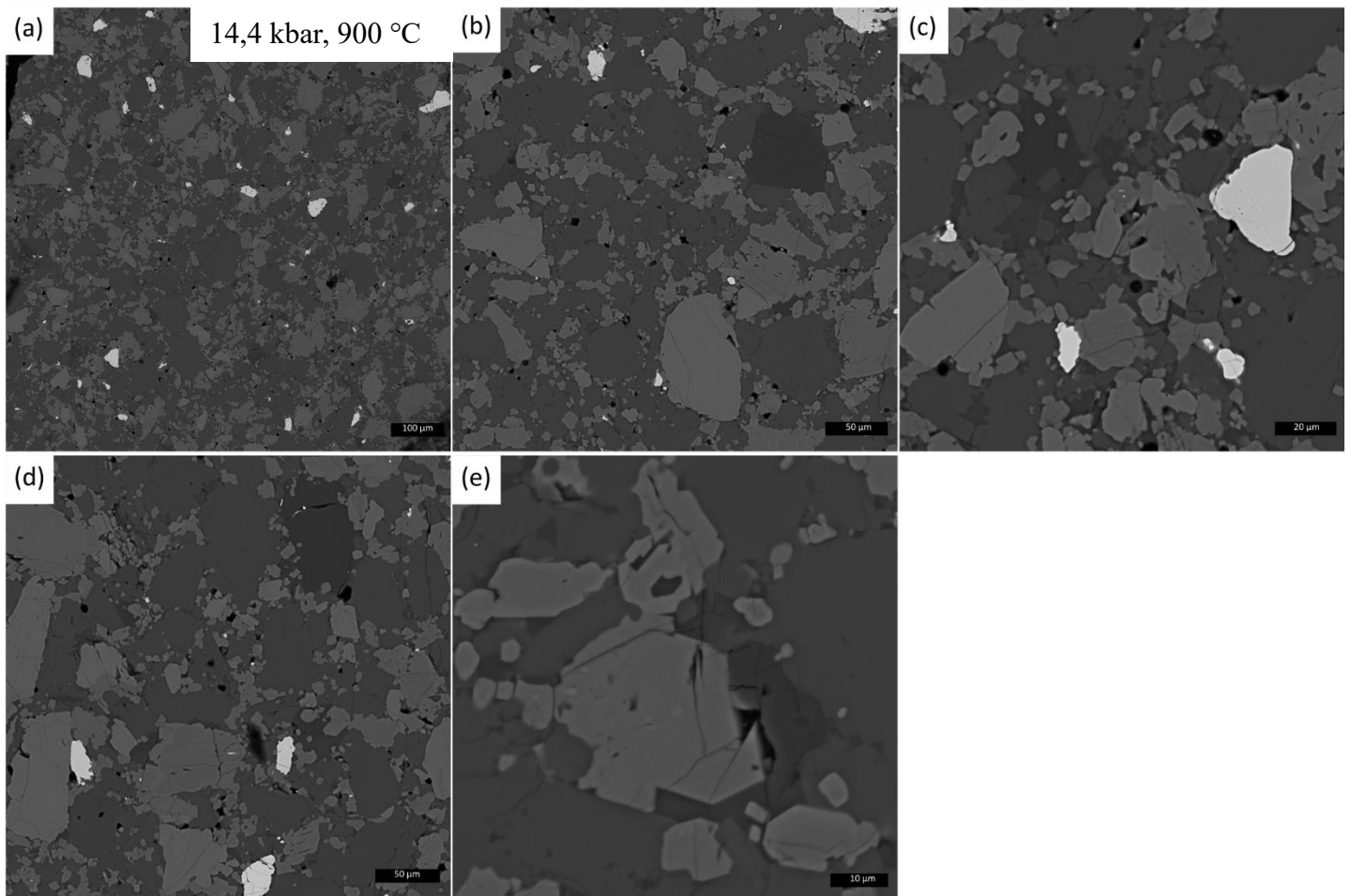
Annexe 25 : Image BSE réalisée au microscope électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A517 montrant : (a) une vue focalisée sur deux cristaux d'oxydes Fe-Ti clairs, majoritairement entourés par des pyroxènes, des lattes de plagioclase et des plages interstitielles sombres composées de liquide silicaté (verre) et de quartz ; (b) une vue globale illustrant l'agencement textural entre les orthopyroxènes, les clinopyroxènes, les plagioclases et les amphiboles subautomorphes, mettant notamment en évidence des couronnes de zonation de clinopyroxène développées autour de cœurs d'orthopyroxène ; (c) une seconde vue d'ensemble confirmant les relations structurales de l'assemblage et la récurrence des textures de zonation cpx-opx au sein de la charge expérimentale.



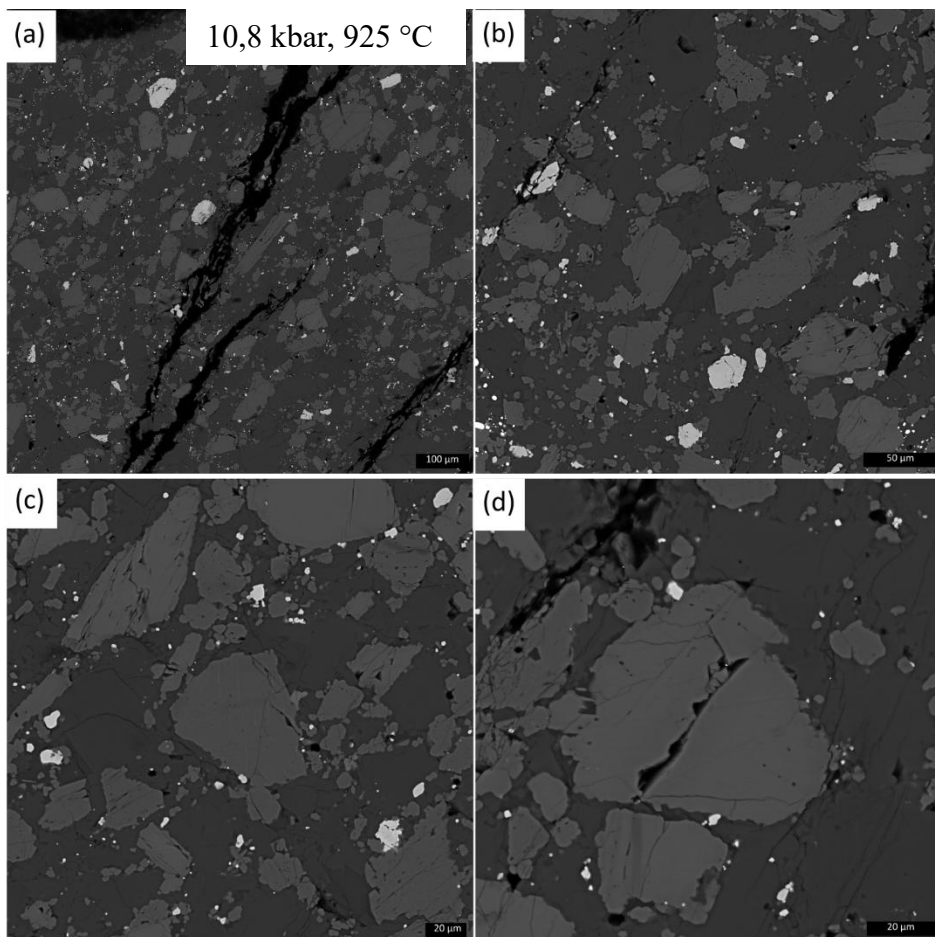
Annexe 26 : Image BSE réalisée au microscope électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A520 montrant : (a) une vue globale de la charge expérimentale mettant en évidence de grandes plages de quartz et de plagioclase ceinturées par un assemblage de pyroxènes (clinopyroxène et orthopyroxène) et d'amphiboles ; (b) une seconde vue d'ensemble illustrant la distribution et l'organisation texturale des pyroxènes, des amphiboles et des oxydes Fe-Ti autour des zones majeures à quartz et plagioclase ; (c) une troisième vue générale confirmant la récurrence de cet agencement structural entre les phases minérales au sein de la matrice avec plus d'oxydes disséminés ; (d) une vue à fort grossissement centrée sur une poche de liquide silicaté, directement délimitée et entourée par des plagioclases, des pyroxènes et des cristaux subautomorphes d'amphibole.



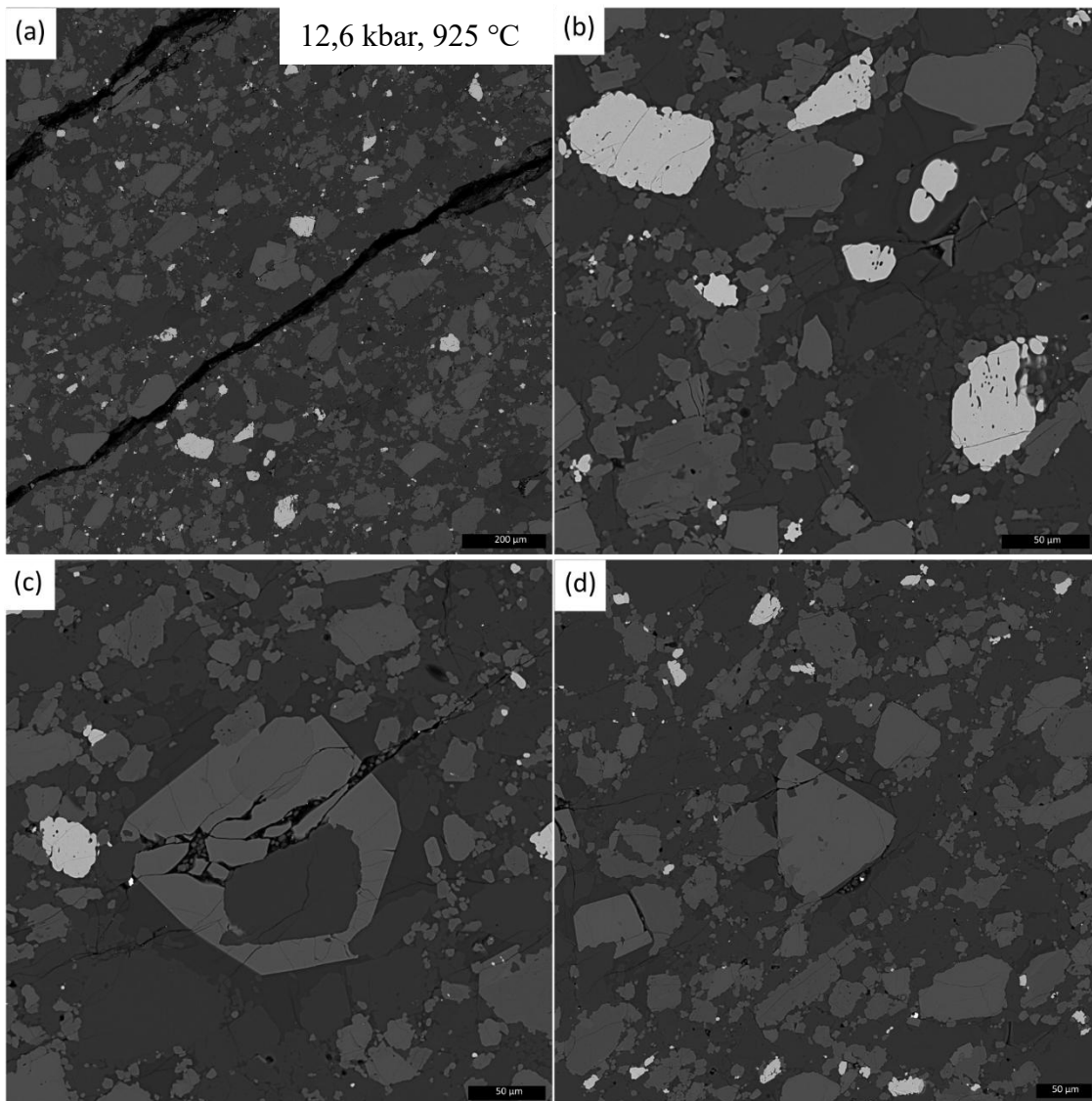
Annexe 27 : Image BSE réalisée au microscope électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A518 montrant : (a) une vue globale de la charge expérimentale illustrant la distribution générale et l'agencement des phases néoformées ; (b) une vue détaillée mettant en évidence les relations de contact mutuels et la coexistence intergranulaire entre les pyroxènes, les amphiboles et les plagioclases ; (c) un zoom sur des plages sombres de quartz subautomorphe aux contours nets, entourées par les plagioclases, les pyroxènes et les amphiboles ; (d) une vue focalisée sur un grand cristal d'orthopyroxène connecté à des clinopyroxènes, l'ensemble étant ceinturé par des poches de liquide silicaté (verre) et de quartz ; (e) un fort grossissement centré sur une texture de zonation chimique complexe des pyroxènes : cœur d'opx et bordure de cpx ; (f) un très haut grossissement montrant une surface de séparation nette et franche entre un domaine à orthopyroxène (teinte plus claire) et un domaine à clinopyroxène (teinte plus sombre).



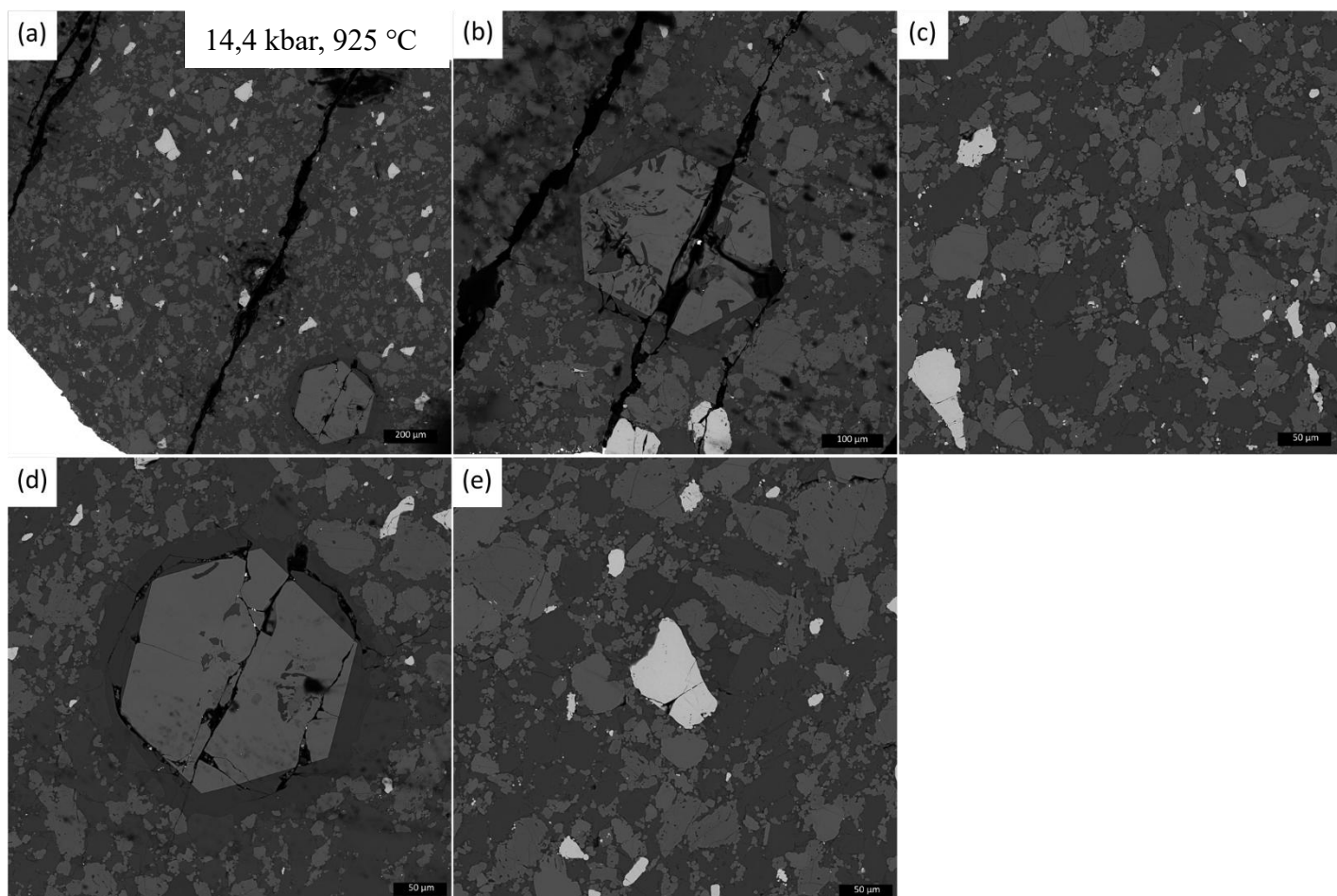
Annexe 28 : Image BSE réalisée au microscope électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A519 montrant : (a) une vue globale de la charge expérimentale illustrant la distribution homogène des phases néoformées et des phases interstitielles sombres ainsi que la présence de petite point noir (exsolution de fluide) ; (b) une vue détaillée de l'assemblage granulaire où les pyroxènes (clinopyroxène et orthopyroxène) coexistent avec l'amphibole subautomorphe, le plagioclase et le quartz ; (c) un fort grossissement mettant nettement en évidence une zonation chimique complexe entre un orthopyroxène et un clinopyroxène ; (d) une vue focalisée sur l'organisation des minéraux de l'assemblage par rapport aux poches de liquide silicaté interstitiel (gris foncé) ; (e) une vue à très haut grossissement illustrant les contacts texturaux et géométriques directs entre les pyroxènes, les plages sombres de quartz aux contours nets et les plagioclases.



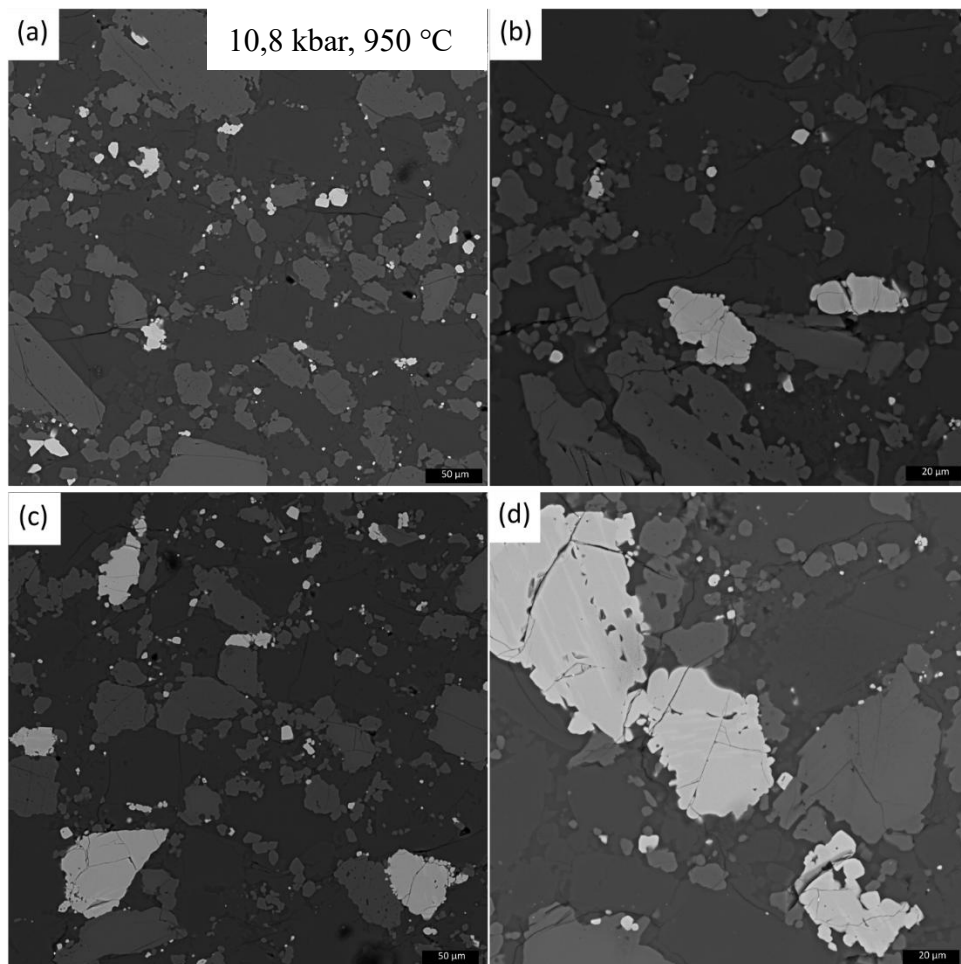
Annexe 29 : Image BSE obtenue par microscopie électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A95 montrant : (a) une vue globale de la charge expérimentale illustrant la distribution spatiale des phases néoformées et le réseau de fractures qui affecte la capsule ; (b) une vue intermédiaire détaillée permettant d'observer les relations de contact intergranulaire et la coexistence mutuelle entre l'ensemble des minéraux et le liquide silicaté interstitiel ; (c et d) des clichés à fort grossissement focalisés sur les pyroxènes, mettant en évidence la morphologie, les contours et l'agencement structural des cristaux d'orthopyroxène et de clinopyroxène au sein de la matrice de plagioclase.



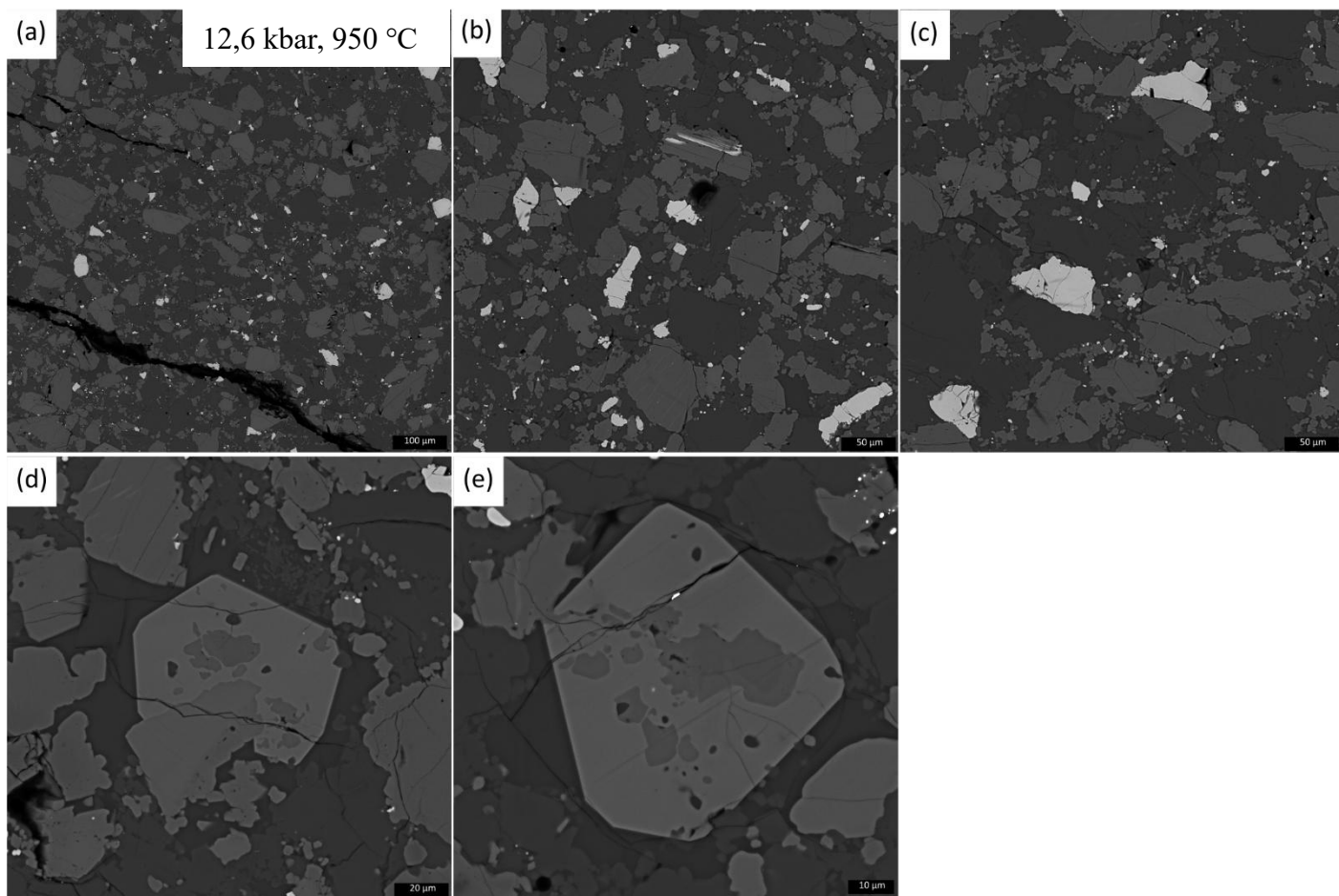
Annexe 30 : Image BSE réalisée au microscope électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A91 montrant : (a) une vue globale de la charge expérimentale illustrant la distribution générale et l'organisation texturale des phases néoformées et du liquide silicaté interstitiel (verre) ; (b) une vue détaillée mettant en évidence les relations de contact mutuels et la coexistence intergranulaire entre les clinopyroxènes, les orthopyroxènes, les plagioclases et les oxydes Fe-Ti clairs, en dehors des zones à grenat ; (c) un fort grossissement centré sur un cristal de grenat, montrant sa morphologie et ses contacts directs avec les plages de liquide silicaté environnantes ; (d) une autre vue focalisée illustrant un second cristal de grenat ceinturé par une couronne de liquide au sein de la matrice cristalline.



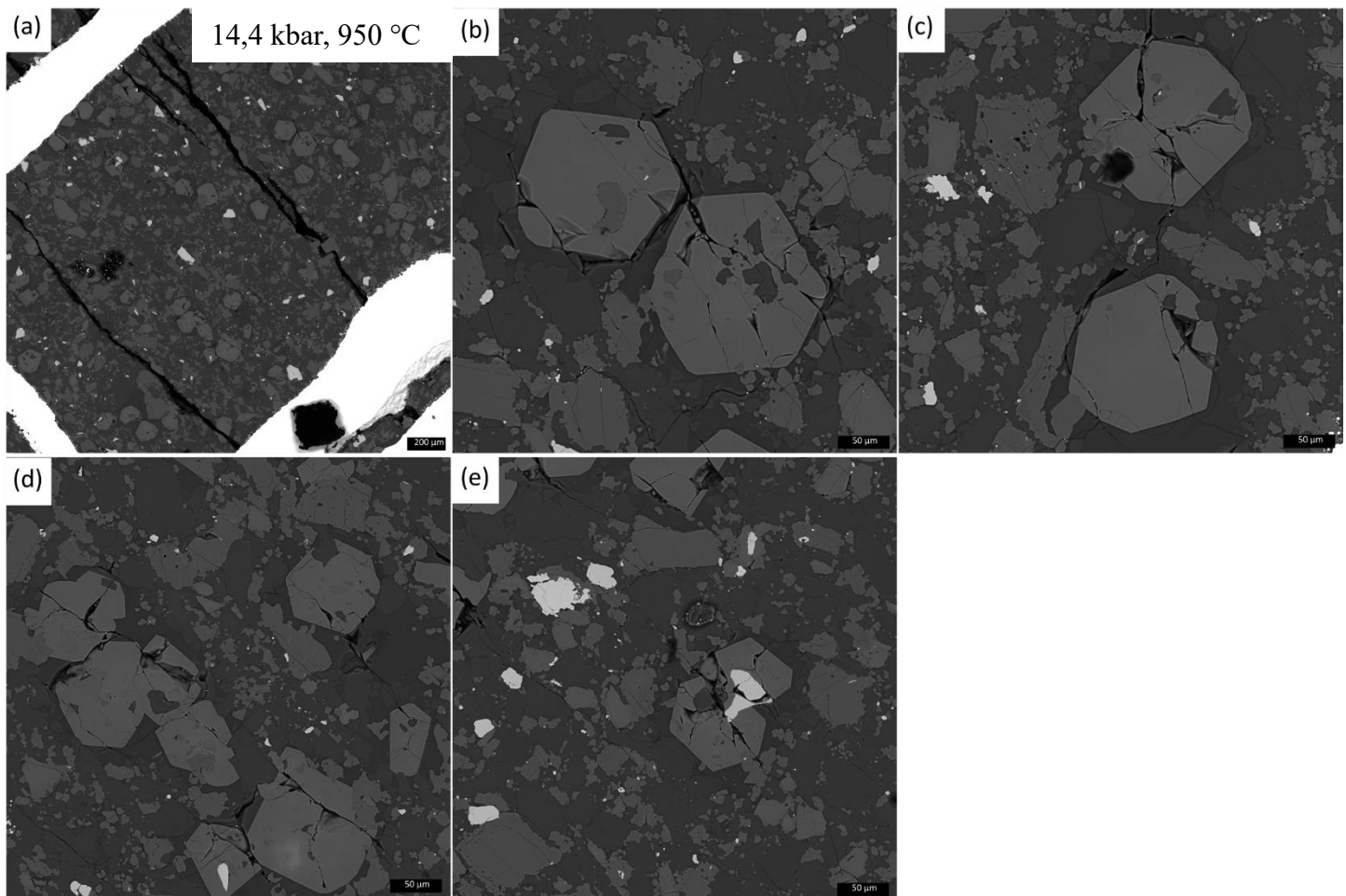
Annexe 31 : Image BSE réalisée au microscope électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A89 montrant : (a) une vue globale de la charge expérimentale illustrant l'organisation générale de la matrice cristalline et la distribution des phases néoformées, des oxydes et des zones à grenat ; (b) une vue détaillée centrée sur un cristal de grenat recoupé par des fractures, mettant en évidence la présence d'une importante plage de liquide silicaté qui se développe à sa périphérie ; (c) un zoom focalisé sur une région exempte de grenat, illustrant les relations de contact intergranulaire et la coexistence entre les pyroxènes (clinopyroxène, orthopyroxène), l'amphibole subautomorphe, le plagioclase et les oxydes Fe-Ti ; (d) une vue à haute résolution d'un autre cristal de grenat automorphe, montrant de façon très nette la large couronne de liquide silicaté qui l'isole partiellement du reste de l'assemblage minéralogique ; (e) un second zoom sur une zone sans grenat, montrant l'agencement textural et la distribution homogène des pyroxènes, amphiboles, plagioclases et oxydes.



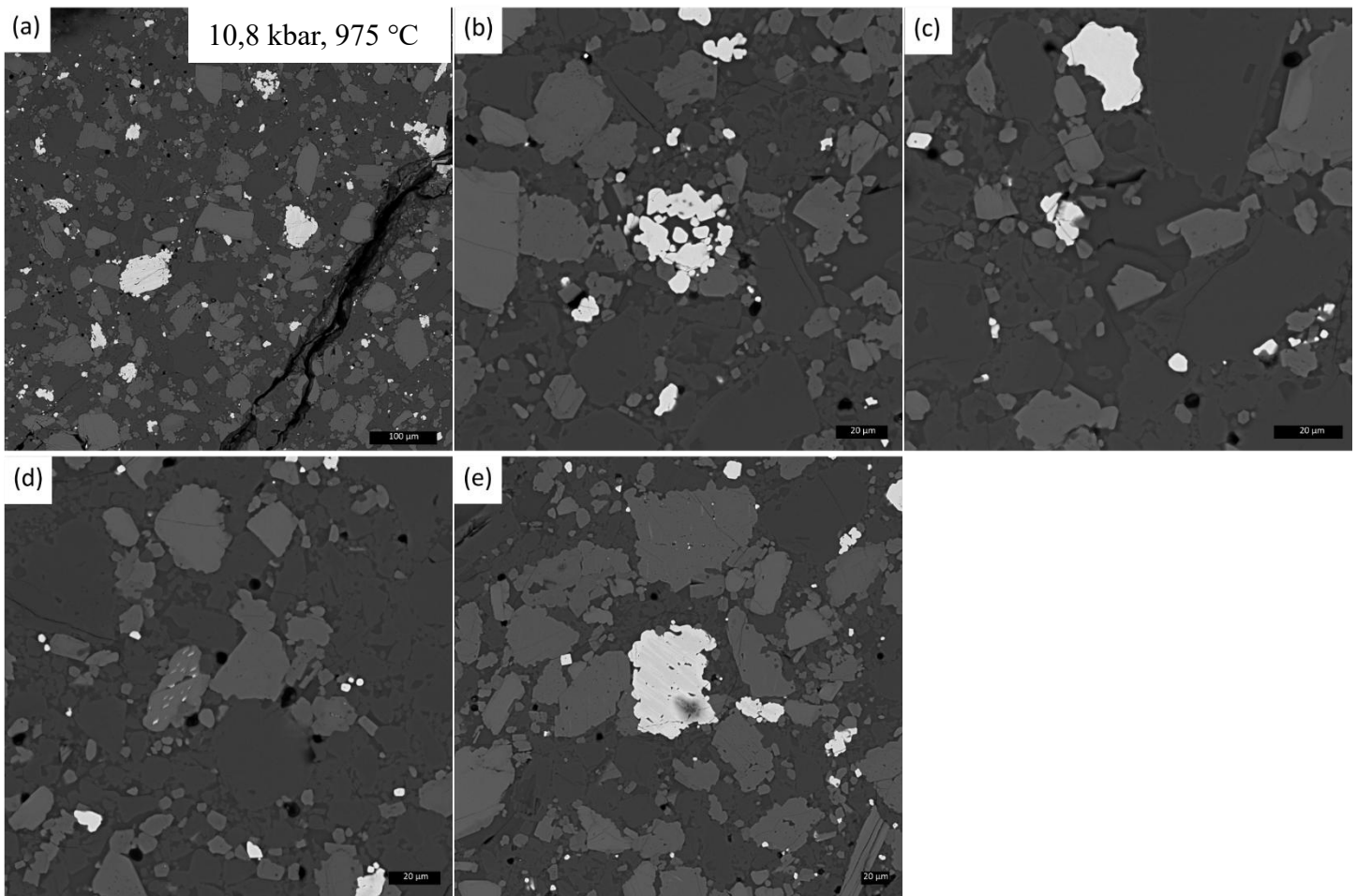
Annexe 32 : Image BSE obtenue par microscopie électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A83 montrant : (a) une vue globale de la charge expérimentale illustrant la répartition homogène des pyroxènes, des plagioclases et des oxydes au sein du liquide silicaté ; (b) et (c) des clichés à plus fort grossissement focalisés sur la matrice intergranulaire, mettant en évidence les relations géométriques directes entre les clinopyroxènes, les orthopyroxènes et les plagioclases ; (d) un zoom à très haute résolution centré sur des phases claires, révélant de façon très nette le développement de textures d'exsolution internes au sein des cristaux d'oxydes Fe-Ti.



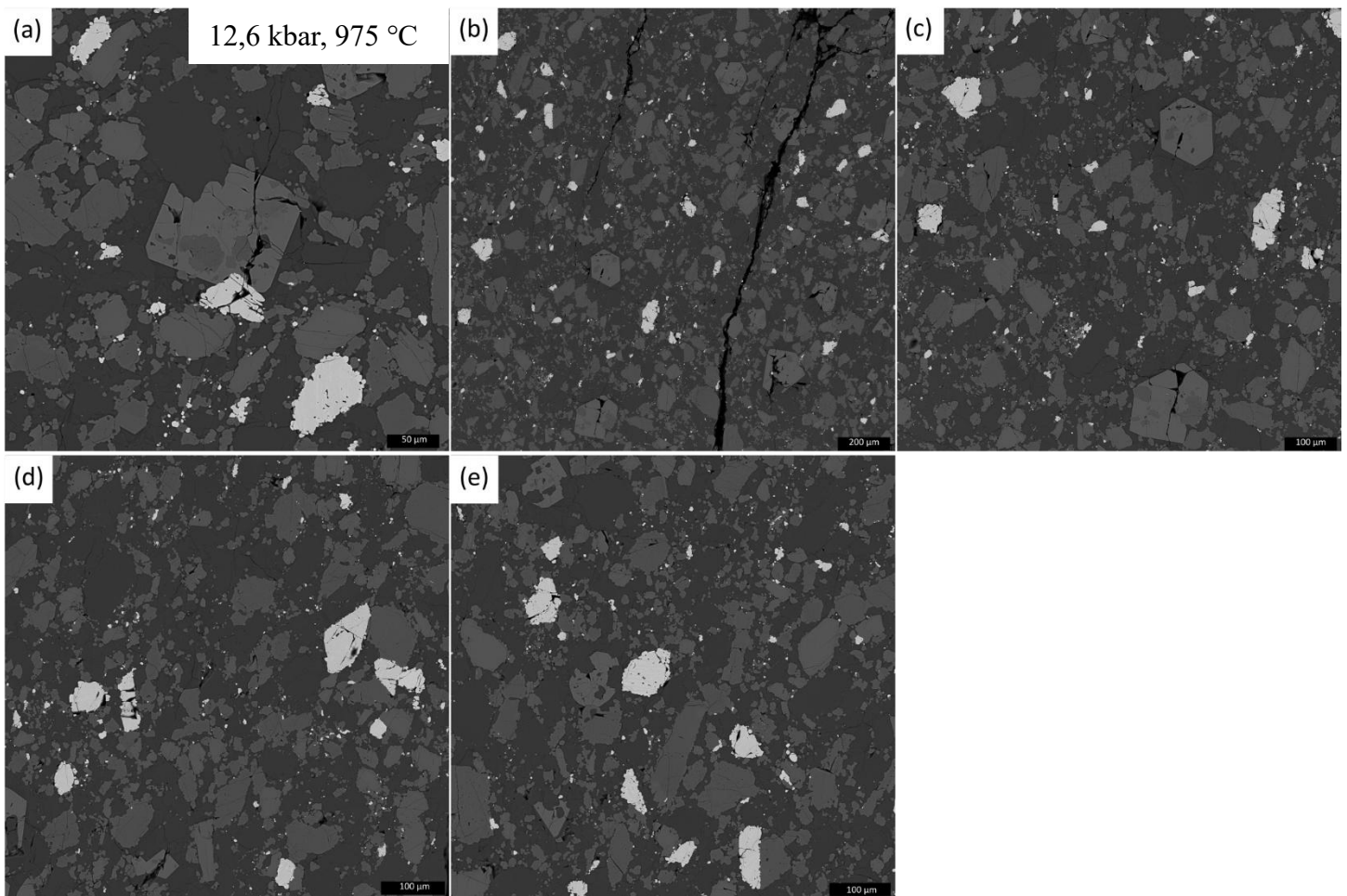
Annexe 33 : Image BSE obtenue par microscopie électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A82 montrant : (a) une vue globale de la charge expérimentale permettant d'observer la distribution globale de la matrice cristalline et des phases néoformées ; (b et c) des clichés à plus fort grossissement focalisés sur les zones sans grenat, illustrant les relations de contact intergranulaire et la coexistence mutuelle entre les clinopyroxènes, les orthopyroxènes, les plagioclases et les oxydes Fe-Ti ; (d et e) des zooms détaillés sur des grenats subautomorphes à automorphes, mettant en évidence le développement caractéristique de plages de liquide silicaté sur leurs bordures et le long de leurs fractures de décompression.



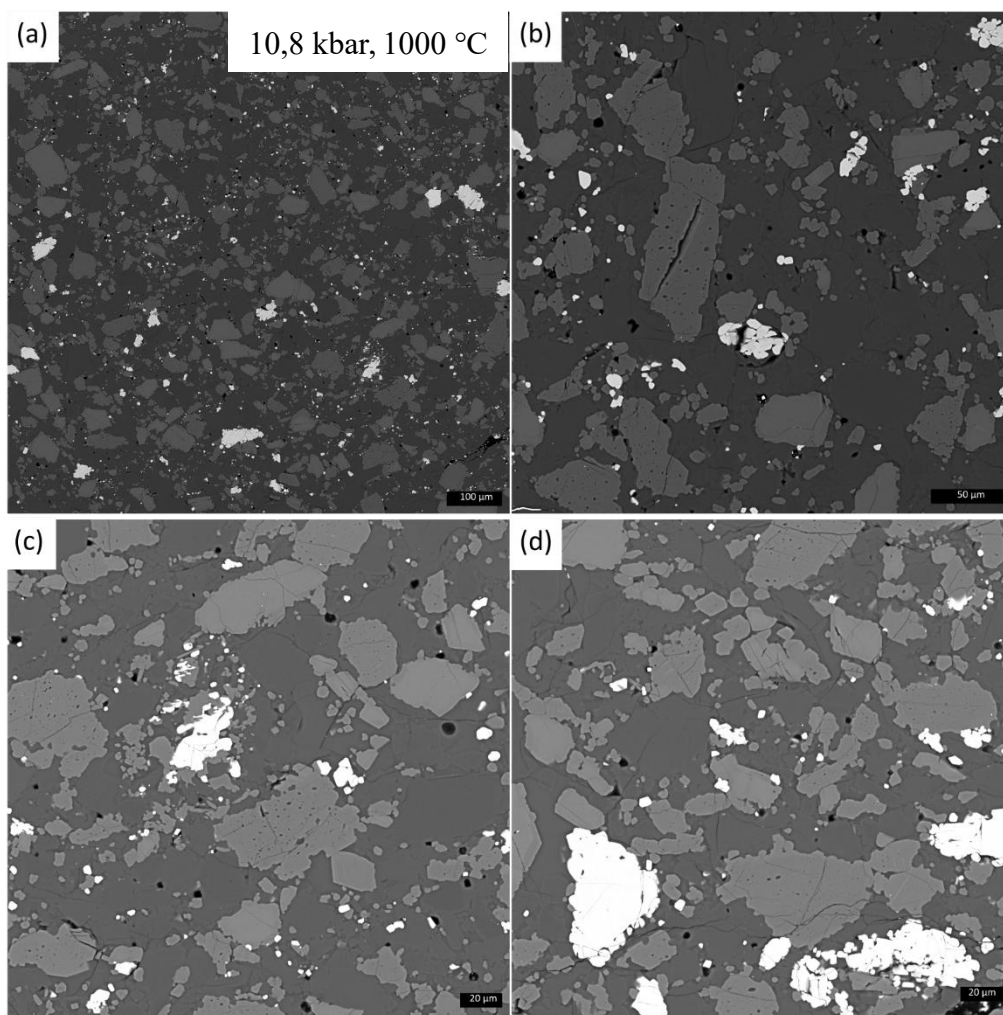
Annexe 34 : Image BSE obtenue par microscopie électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A88 montrant : (a) une vue à très faible grossissement offrant un panorama complet de la charge expérimentale et révélant l'abondance des cristaux de grenat répartis à travers la capsule ; (b, c et d) des clichés ciblés sur ces nombreuses populations de grenats subautomorphes à automorphes, systématiquement ceinturés par une lisière de liquide silicaté, elle-même en contact direct avec une matrice majoritairement dominée par des plagioclases et des pyroxènes ; (e) un fort grossissement similaire aux vues précédentes, illustrant les mêmes relations géométriques entre le grenat et son environnement, avec une concentration locale plus marquée en amas d'oxydes Fe-Ti.



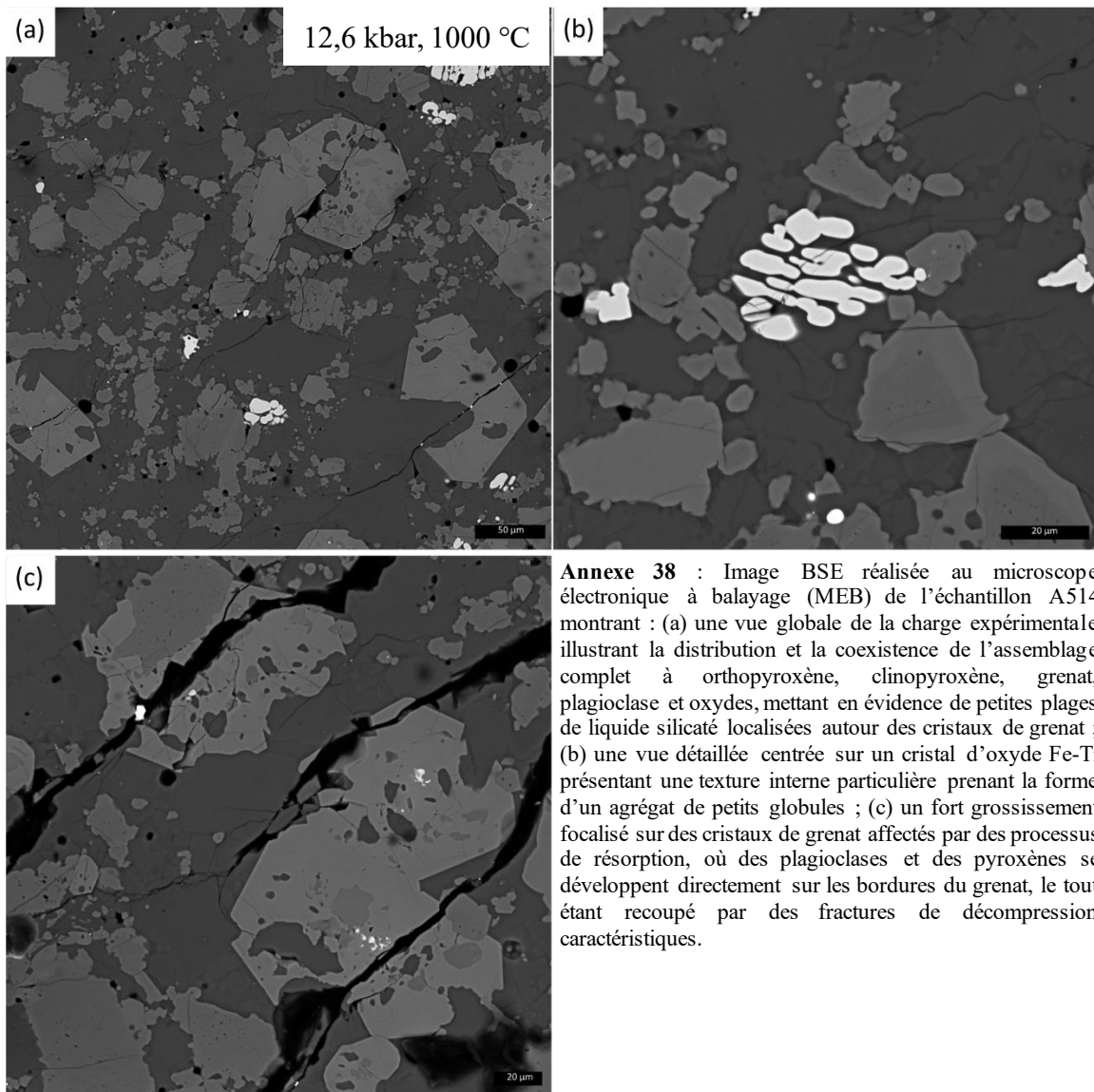
Annexe 35 : Image BSE réalisée au microscope électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A521 montrant : (a) une vue globale de la charge expérimentale illustrant la distribution homogène des phases néoformées, du liquide silicaté interstitiel (verre) et de fines bulles de fluide sombres témoignant d'une sur-saturation en eau ; (b) une vue détaillée de l'assemblage intergranulaire fin mettant en évidence la coexistence entre les pyroxènes (clinopyroxène et orthopyroxène), l'amphibole, les oxydes et le plagioclase ; (c et d) un fort grossissement montrant les relations de contact géométriques entre les pyroxènes, les plagioclases, les oxydes et les plages de liquide ; (e) une vue focalisée sur les oxydes Fe-Ti (blancs) entouré de liquide, plagioclase et pyroxène.



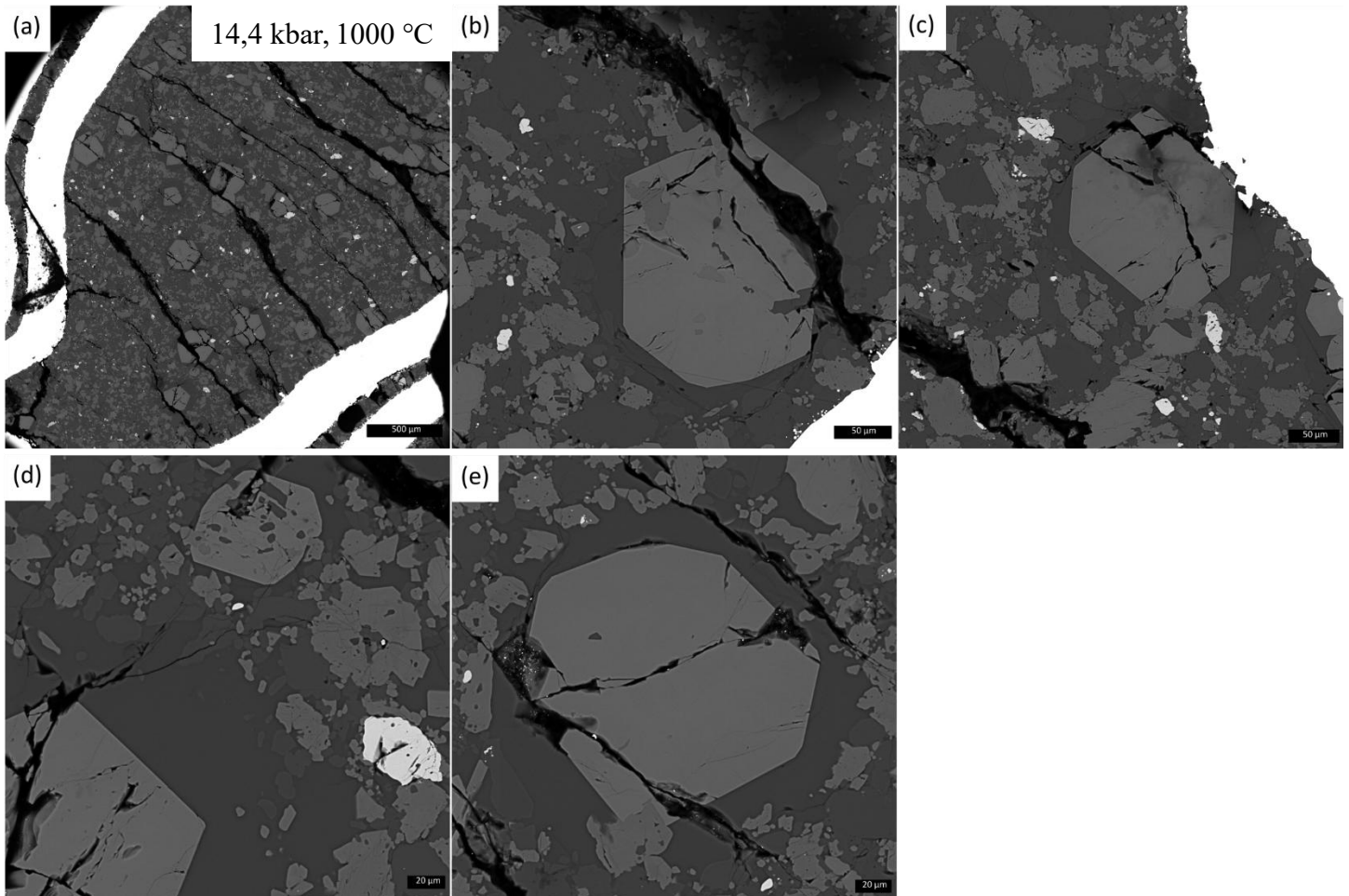
Annexe 36 ; Image BSE obtenue par microscopie électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A68 montrant : (a) un fort grossissement ciblé sur un individu de grenat subautomorphe, illustrant ses fractures internes et ses relations de contact géométriques avec les phases environnantes ; (b) une vue synoptique globale de la charge expérimentale révélant la distribution générale des phases néoformées et le passage d'une fracture macroscopique à travers la capsule ; (c, d et e) des clichés à échelle intermédiaire offrant des vues localisées sur l'assemblage matriciel complet, où coexistent les clinopyroxènes, les orthopyroxènes, les plagioclases et les oxydes Fe-Ti au sein de la matrice.



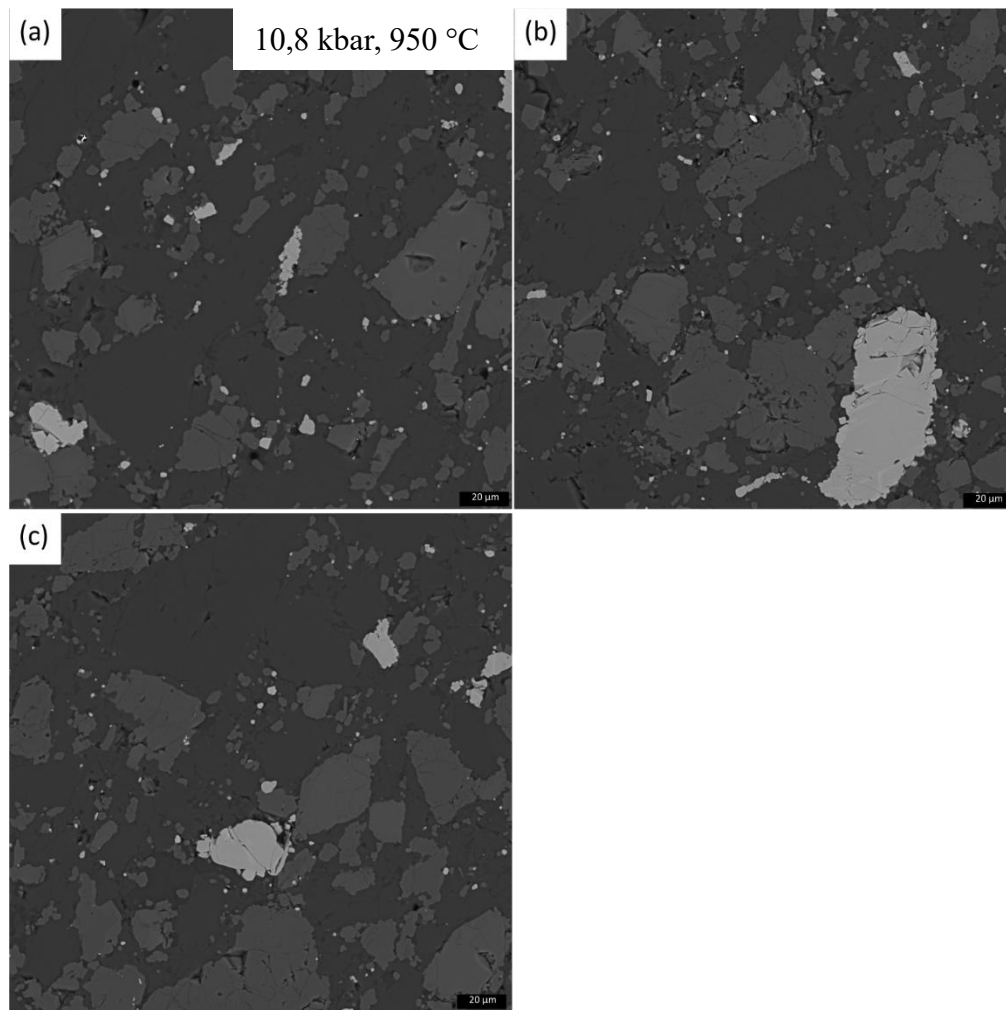
Annexe 37 : Image BSE réalisée au microscope électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A515 montrant : (a) une vue globale de la charge expérimentale illustrant la distribution et l'agencement général des phases néoformées (pyroxènes, amphiboles, plagioclases et oxydes) ; (b) une vue détaillée mettant en évidence l'assemblage intergranulaire et la présence de petites bulles sombres circulaires d'exsolution de fluide témoignant de la saturation en eau ; (c) un fort grossissement montrant la coexistence de toutes les phases silicatées et des bulles de fluide ; (d) un autre zoom à haut grossissement illustrant les contacts géométriques au sein de la matrice, où de fins micro-oxydes Fe-Ti clairs apparaissent cette fois disséminés entre les pyroxènes, les amphiboles et les poches de liquide ou sous forme de grand minéraux.



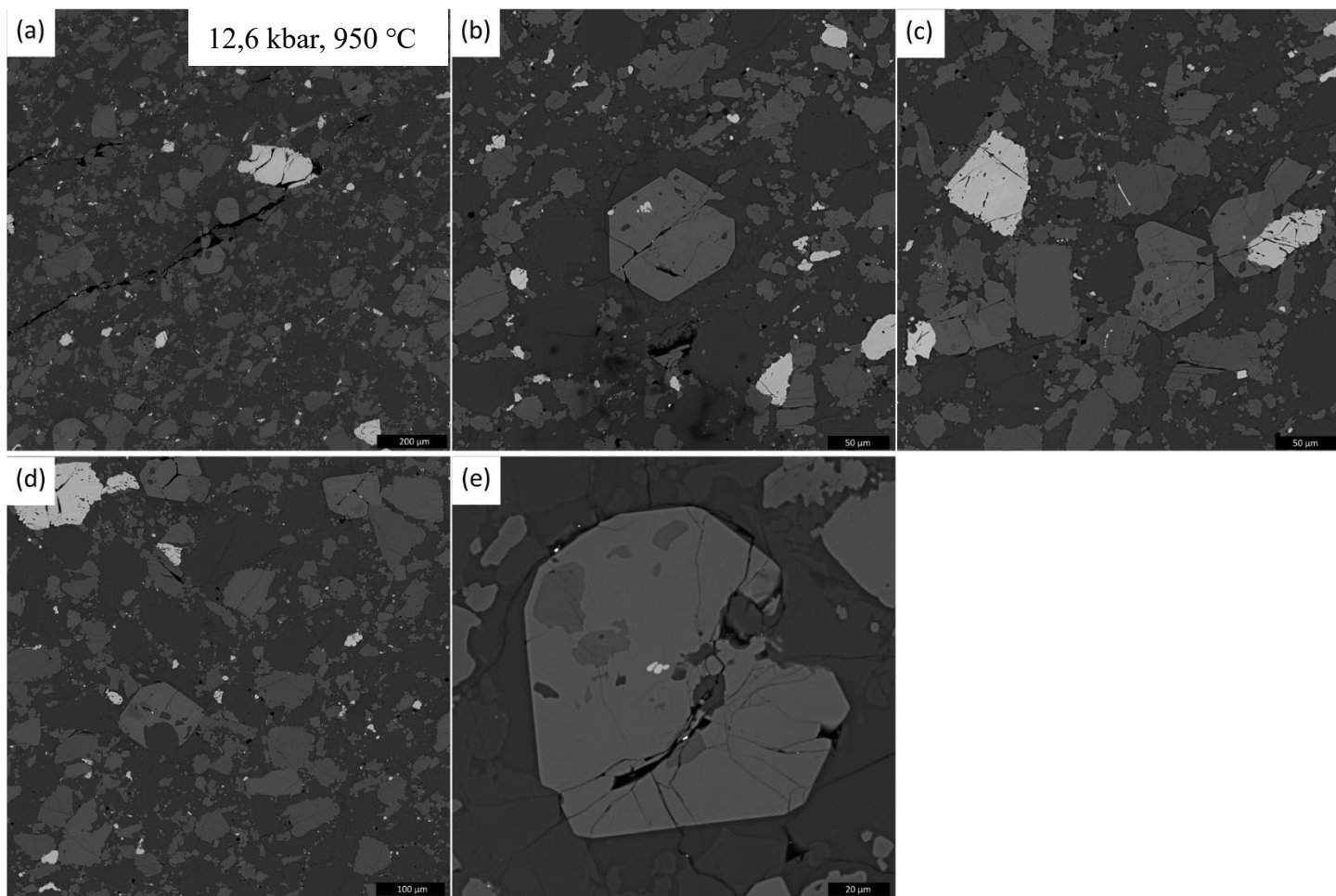
Annexe 38 : Image BSE réalisée au microscope électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A514 montrant : (a) une vue globale de la charge expérimentale illustrant la distribution et la coexistence de l'assemblage complet à orthopyroxène, clinopyroxène, grenat, plagioclase et oxydes, mettant en évidence de petites plages de liquide silicaté localisées autour des cristaux de grenat ; (b) une vue détaillée centrée sur un cristal d'oxyde Fe-Ti présentant une texture interne particulière prenant la forme d'un agrégat de petits globules ; (c) un fort grossissement focalisé sur des cristaux de grenat affectés par des processus de résorption, où des plagioclases et des pyroxènes se développent directement sur les bordures du grenat, le tout étant recoupé par des fractures de décompression caractéristiques.



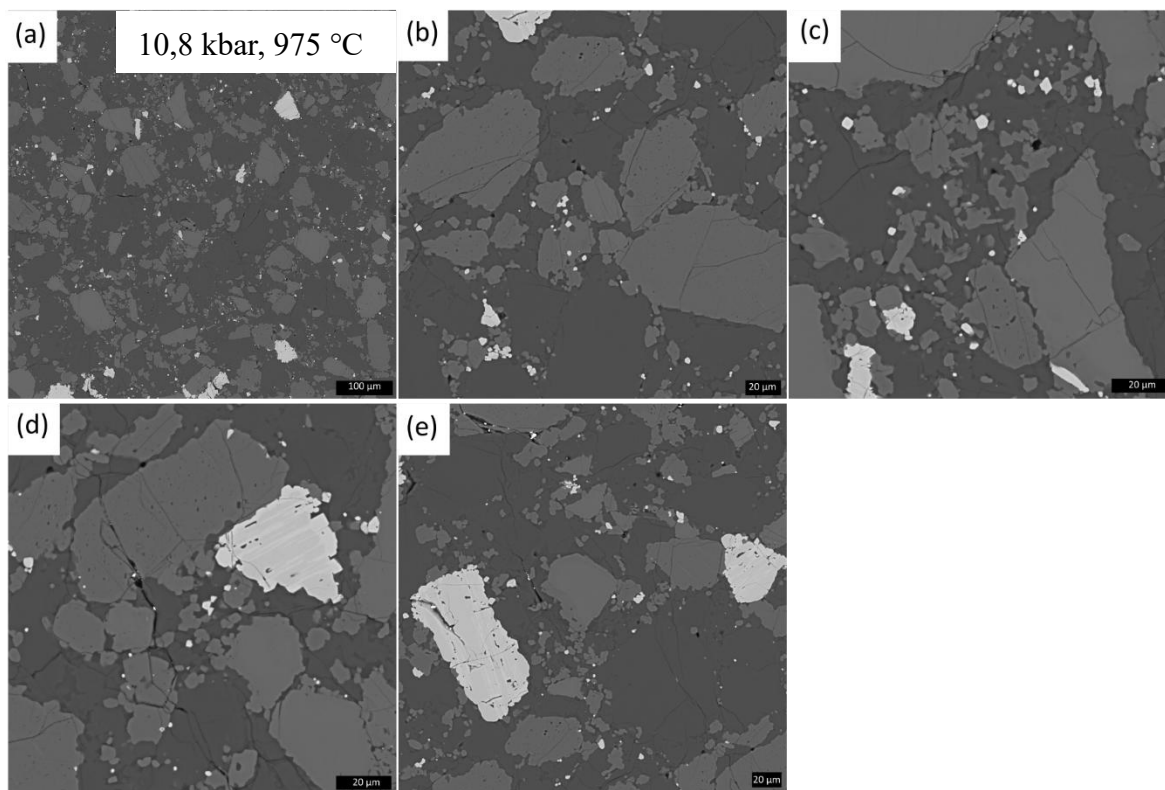
Annexe 39 : Image BSE obtenue par microscopie électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A513 montrant : (a) une vue d'ensemble à faible grossissement de la charge expérimentale révélant l'abondance des cristaux de grenat et le réseau de fractures parallèles qui traverse la capsule ; (b, c et e) des clichés détaillés centrés sur des individus de grenat automorphes à subautomorphes, illustrant le développement caractéristique d'une fine lisière de liquide silicaté sur leurs bordures et le long des fractures ; (d) un fort grossissement mettant en évidence l'étendue et la connectivité d'une large plage de liquide silicaté interstitiel qui ceinture et relie directement plusieurs cristaux de grenat au sein de la matrice à plagioclases.



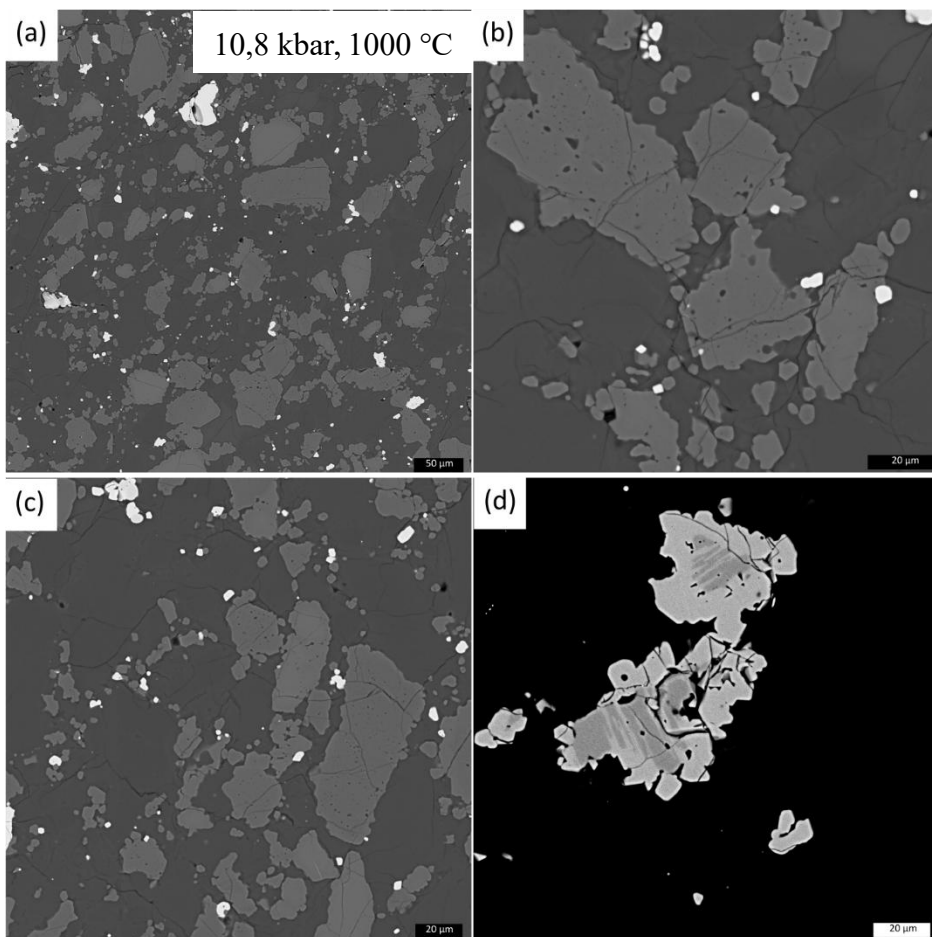
Annexe 40 : Image BSE obtenue par microscopie électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A75 montrant : (a) une vue d'ensemble de la charge expérimentale illustrant la distribution et la coexistence intergranulaire entre les clinopyroxènes, les orthopyroxènes, les lattes de plagioclase et les oxydes Fe-Ti ; (b) un second panorama général mettant spécifiquement en évidence l'occurrence d'un grand cristal d'oxyde de morphologie allongée et fracturée ; (c) une troisième vue globale confirmant l'agencement textural récurrent de l'assemblage minéralogique et la dispersion homogène des micro-oxydes au sein de la charge expérimentale.



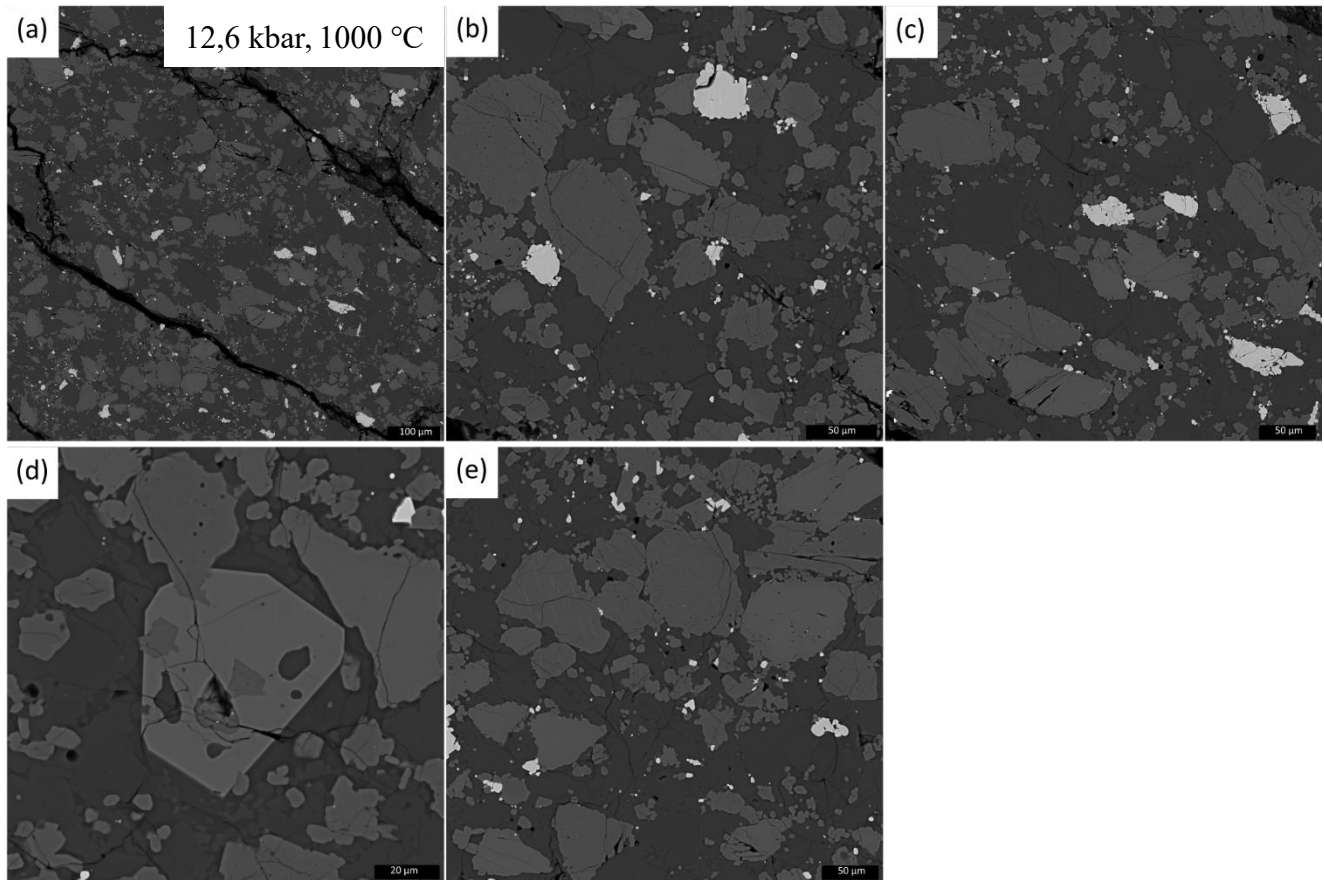
Annexe 41 : Image BSE obtenue par microscopie électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A72 montrant : (a) un panorama général de la capsule expérimentale illustrant la distribution homogène de la matrice et des différentes phases néoformées ; (b) une vue intermédiaire focalisée sur un cristal de grenat, permettant d'observer ses relations géométriques avec l'assemblage environnant à pyroxènes, plagioclases et oxydes ; (c) et (d) des clichés détaillés illustrant la texture intergranulaire fine de la charge, des oxydes Fe-Ti et l'imbrication des plagioclases avec les clinopyroxènes et orthopyroxènes ; (e) un fort grossissement ciblé sur un grenat subautomorphe, soulignant de façon très nette le développement de plages de liquide silicaté sur ses bordures et au sein de ses fractures.



Annexe 42 : Image BSE réalisée au microscope électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A62 montrant : (a) une vue globale de la charge expérimentale illustrant la distribution homogène des phases néoformées ; (b et c) une vue détaillée mettant en évidence l'assemblage intergranulaire où des cristaux subautomorphes de pyroxènes (clinopyroxène et orthopyroxène) coexistent avec des plagioclases et des oxydes Fe-Ti ; (d et e) des vues à très haut grossissement centrées sur des oxydes Fe-Ti (blancs) mettant nettement en évidence des textures d'exsolution internes.



Annexe 43 : Image BSE réalisée au microscope électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A65 montrant : (a) une vue globale de la charge expérimentale illustrant la distribution des phases néoformées et du liquide silicaté interstitiel (verre) ; (b) une vue détaillée de l'assemblage intergranulaire où les pyroxènes subautomorphes (clinopyroxène et orthopyroxène) coexistent avec des lattes de plagioclase et des poches de liquide ; (c) un fort grossissement montrant les contacts texturaux nets entre les cristaux néoformés et la matrice de fusion partielle ; (d) une vue à très haut grossissement centrée sur un oxyde Fe-Ti (blanc), où l'optimisation du contraste et de la luminosité met nettement en évidence des textures d'exsolution internes.



Annexe 44 : Image BSE obtenue par microscopie électronique à balayage (MEB) de l'échantillon A80 montrant : (a) une vue globale de la charge expérimentale mettant en évidence la distribution spatiale des phases et le réseau de fractures traversant la capsule ; (b, c et e) des clichés de détail axés sur la matrice cristalline, illustrant la morphologie subautomorphe des pyroxènes, l'habitus des plagioclases et la dispersion des oxydes clairs en dehors des zones à grenat ; (d) un fort grossissement centré sur un cristal géométrique de grenat, révélant le développement d'une nette couronne périphérique de liquide silicaté et montrant ses contacts directes avec les plagioclases et les pyroxènes environnants.

12.3. Table de donnée

Table annexe 45 : Formule structurale des amphibole (□ = site vide, B = cations occupant le site cristallographique M (4), C = cations situés sur les trois sites octaédriques M (1, 2, 3) et T = cations qui occupent les sites tétraédriques).

Echantillon	Pression (kbar)	Température (°C)	Formule structurale
A96	10,80	875,00	□0.6941Na0.1127K0.1932 B(Ca1.7174Na0.2826) C[Mg2.3147Fe2+1.6659Mn0.0272Al0.5914Ti0.0411] T(Si6.0208Al1.9792) O22(OH)2
A516	12,60	875,00	□0.8496Na0.1151K0.0353 B(Ca1.623Na0.377) C[Mg2.2983Fe2+1.9097Mn0.0381Al0.405Ti0.1014] T(Si6.1058Al1.8942) O22(OH)2
A517	14,40	875,00	□0.6691Na0.23K0.1009 B(Ca1.6908Na0.3092) C[Mg2.0169Fe2+1.8786Mn0.0357Al0.6078Ti0.0771] T(Si5.9706Al2.0294) O22(OH)2
A520	10,80	900,00	□0.9035Na0.0396K0.0569 B(Ca1.5944Na0.4056) C[Mg2.3777Fe2+1.8725Mn0.0396Al0.3927Ti0.0901] T(Si6.1798Al1.8202) O22(OH)2
A518	12,60	900,00	□0.9136Na0.0569K0.0295 B(Ca1.547Na0.453) C[Mg2.2863Fe2+1.9171Mn0.0404Al0.4642Cr0.005Ti0.0856] T(Si6.1292Al1.8708) O22(OH)2
A519	14,40	900,00	□0.6285Na0.1646K0.2068 B(Ca1.7298Na0.2702) C[Mg2.0967Fe2+1.8412Mn0.0284Al0.564Ti0.0844] T(Si5.9342Al2.0658) O22(OH)2
A89	14,40	925,00	□0.8877Na0.0575K0.0548 B(Ca1.4433Na0.5567) C[Mg2.1418Fe2+1.9953Mn0.0303Al0.5565Ti0.1371] T(Si5.8842Al2.1158) O22(OH)2
A521	10,80	975,00	□0.6285Na0.2637K0.1078 B(Ca1.6839Na0.3161) C[Mg2.6381Fe2+1.5525Mn0.0292Al0.273Ti0.1834] T(Si5.9451Al2.0549) O22(OH)2
A515	10,80	1000,00	□0.6343Na0.2711K0.0946 B(Ca1.6353Na0.3647) C[Mg2.6375Fe2+1.4808Mn0.0216Al0.3519Ti0.1818] T(Si5.9339Al2.0661) O22(OH)2

Table annexe 46 : Formule structurale des grenats (Prp = pyrope, Alm = almandin, Sps = spessartite, Grs = grossulaire, Adr = andradite, Uvr = uvarovite). Les proportions en Grs ont été calculé en faisant la somme des proportions en Grs pure + Adr + Uvr.

Echantillon	Pression (kbar)	Température (°C)	Prp (%)	Alm (%)	Sps (%)	Grs (%)	Grs pure (%)	Adr (%)	Uvr (%)	Formule structurale
A91	12,60	925,00	33,4	41,3	1,8	23,1	21,0	1,5	0,01	(Ca0.71Na0.01Mn0.06Fe2+1.27Mg1.03)[Ti0.04Al1.82Fe3+0.13](Si2.97Al0.03)O12
A89	14,40	925,00	31,8	40,0	1,57	26,3	23,80	1,55	0,01	(Ca0.81Na0.01Mn0.05Fe2+1.22Mg0.97)[Ti0.05Al1.81Fe3+0.12Mg0.02](Si2.97Al0.03)O12

A82	12,60	950,00	32, 8	42, 1	2,42	22, 4	20,4 5	1,2 6	0,01	(Ca0.69Mn0.07Fe2+1.29Mg)[Ti0.04Al1.82Fe3+0.11Mg0.02](Si2.99Al0.01)O12
A88	14,40	950,00	37, 9	38, 8	1,18	21, 7	20,0 7	1,1 1	0,01	(Ca0.66Na0.01Mn0.04Fe2+1.19Mg1.16)[Ti0.03Al1.84Fe3+0.10Mg0.02](Si3.00)O12
A514	12,60	1000,00	33, 6	44, 5	1,21	20, 2	18,4 9	1,2 1	0,02	(Ca0.62Na0.01Mn0.04Fe2+1.36Mg1.03)[Ti0.04Al1.83Fe3+0.12Mg0.01](Si2.98Al0.02)O12
A513	14,40	1000,00	38, 2	38, 5	1,17	21, 8	19,8 8	1,2 6	0,03	(Ca0.67Na0.01Mn0.04Fe2+1.18Mg1.17)[Ti0.04Al1.82Fe3+0.12Mg0.02](Si2.98Al0.02)O12
A72	12,60	950,00	33, 4	42, 6	1,79	21, 8	19,8 8	1,4 6	0,03	(Ca0.67Na0.01Mn0.05Fe2+1.31Mg1.03)[Ti0.04Al1.82Fe3+0.13](Si2.96Al0.04)O12
A68	12,60	975,00	35, 0	40, 9	1,59	22, 2	19,9 8	1,7 4	0,02	(Ca0.68Na0.01Mn0.05Fe2+1.25Mg1.07)[Ti0.04Al1.80Fe3+0.16](Si2.94Al0.06)O12
A60	12,60	1000,00	34, 7	41, 7	2,48	20, 8	18,8 6	1,4 2	0,01	(Ca0.64Na0.01Mn0.08Fe2+1.28Mg1.07)[Ti0.04Al1.81Fe3+0.14Mg0.01](Si2.97Al0.03)O12

Table annexe 47 : Formule structurale des plagioclases (An = anorthite, Ab = albite et Or = orthose).

Echantillon	Pression (kbar)	Température (°C)	An (%)	Ab (%)	Or (%)	Formule
A96	10,8	875	60,3488	38,7707	0,8805	(Ca0.599Na0.385K0.009Fe0.013)(Al1.569Si2.418)O8
A516	12,6	875	59,3076	40,2204	0,472	(Ca0.588Na0.399K0.005Fe0.017Mg0.003)(Al1.563Si2.421)O8
A517	14,4	875	64,246	35,0195	0,7344	(Ca0.635Na0.346K0.007Fe0.013Mg0.003)(Al1.634Si2.360)O8
A517	14,4	875	53,7942	45,3898	0,8159	(Ca0.535Na0.452K0.008Fe0.015Mg0.002)(Al1.519Si2.469)O8
A520	10,8	900	59,816	39,5504	0,6336	(Ca0.593Na0.392K0.006Fe0.014)(Al1.570Si2.418)O8
A518	12,6	900	58,044	41,5187	0,4374	(Ca0.576Na0.412K0.004Fe0.022Mg0.002)(Al1.546Si2.434)O8
A519	14,4	900	55,3259	44,0844	0,5896	(Ca0.543Na0.432K0.006Fe0.018Mg0.002)(Al1.518Si2.470)O8
A519	14,4	900	61,9422	37,2246	0,8332	(Ca0.618Na0.371K0.008Fe0.015)(Al1.603Si2.385)O8
A95	10,8	925	61,0941	38,146	0,7599	(Ca0.606Na0.378K0.007Fe0.022Mg0.004)(Al1.567Si2.411)O8
A95	10,8	925	55,6979	43,136	1,166	(Ca0.547Na0.424K0.012Fe0.016Mg0.005)(Al1.503Si2.478)O8
A91	12,6	925	59,6087	39,6809	0,7105	(Ca0.593Na0.394K0.007Fe0.015)(Al1.569Si2.418)O8

A89	14,4	925	59,3761	39,7811	0,8429	(Ca0.589Na0.394K0.008Fe0.014)(Al1.569Si2.419)O8
A83	10,8	950	59,8925	39,2914	0,8161	(Ca0.595Na0.390K0.008Fe0.023Mg0.002)(Al1.566Si2.414)O8
A82	12,6	950	58,5936	40,5306	0,8758	(Ca0.581Na0.402K0.009Fe0.021Mg0.003)(Al1.550Si2.431)O8
A88	14,4	950	55,6193	43,3943	0,9864	(Ca0.548Na0.428K0.010Fe0.015Mg0.002)(Al1.518Si2.469)O8
A88	14,4	950	60,6849	38,5367	0,7784	(Ca0.605Na0.384K0.008Fe0.015)(Al1.583Si2.404)O8
A521	10,8	975	61,6004	37,8461	0,5535	(Ca0.610Na0.375K0.005Fe0.026Mg0.005)(Al1.567Si2.408)O8
A515	10,8	1000	62,5207	37,0417	0,4376	(Ca0.617Na0.366K0.004Fe0.022Mg0.005)(Al1.579Si2.399)O8
A514	12,6	1000	57,8189	41,305	0,8761	(Ca0.576Na0.411K0.009Fe0.021)(Al1.544Si2.437)O8
A514	12,6	1000	64,2595	35,071	0,6695	(Ca0.647Na0.353K0.007Fe0.021Mg0.002)(Al1.615Si2.363)O8
A513	14,4	1000	58,5069	40,6589	0,8342	(Ca0.591Na0.411K0.008Fe0.015)(Al1.572Si2.411)O8

Table annexe 48 : Formule structurale des orthopyroxènes (Wo = wollastonite, En = enstatite et Fs = ferrosilite).

Echantillon	Pression (kbar)	Température (°C)	Wo (%)	En (%)	Fs (%)	Formule structurale
A96	10,8	875	1,0436	57,0811	41,8753	[Ca0.02Mg0.19Fe0.76Mn0.03][Mg0.88Al0.12][Si1.87Al0.13]O6
A516	12,6	875	1,1602	56,0984	42,7414	[Ca0.02Mg0.18Fe0.78Mn0.02][Mg0.88Al0.12][Si1.86Al0.14]O6
A517	14,4	875	1,0453	56,1167	42,838	[Ca0.02Mg0.18Fe0.78Mn0.02][Mg0.88Al0.12][Si1.86Al0.14]O6
A520	10,8	900	1,2454	56,2534	42,5012	[Ca0.02Mg0.18Fe0.77Mn0.02][Mg0.87Al0.13][Si1.86Al0.14]O6
A518	12,6	900	1,1816	55,9897	42,8288	[Ca0.02Mg0.18Fe0.78Mn0.02][Mg0.87Al0.12][Si1.85Al0.15]O6
A519	14,4	900	1,3795	56,1485	42,472	[Ca0.03Mg0.18Fe0.77Mn0.02Na0.01][Mg0.86Al0.14][Si1.87Al0.13]O6
A95	10,8	925	0,9057	56,8287	42,2655	[Ca0.02Mg0.19Fe0.77Mn0.02][Mg0.88Al0.12][Si1.86Al0.14]O6
A91	12,6	925	1,0439	56,826	42,1302	[Ca0.02Mg0.19Fe0.77Mn0.02][Mg0.87Al0.12][Si1.87Al0.13]O6
A89	14,4	925	0,9193	56,3169	42,7638	[Ca0.02Mg0.18Fe0.78Mn0.02][Mg0.87Al0.12][Si1.86Al0.14]O6
A83	10,8	950	1,6616	56,5985	41,7399	[Ca0.03Mg0.19Fe0.76Mn0.02][Mg0.88Al0.12][Si1.86Al0.14]O6
A82	12,6	950	1,2494	57,391	41,3596	[Ca0.02Mg0.20Fe0.76Mn0.02][Mg0.88Al0.12][Si1.86Al0.14]O6

A88	14,4	950	1,5411	57,4255	41,0335	[Ca0.03Mg0.20Fe0.74Mn0.02Na0.01][Mg0.87Al0.13][Si1.86Al0.14]O6
A521	10,8	975	0,9684	57,3221	41,7095	[Ca0.02Mg0.20Fe0.76Mn0.03Na0.01][Mg0.88Al0.12][Si1.86Al0.14]O6
A515	10,8	1000	1,0864	57,9461	40,9675	[Ca0.02Mg0.21Fe0.75Mn0.02][Mg0.88Al0.12][Si1.86Al0.14]O6
A514	12,6	1000	1,7973	55,9896	42,2131	[Ca0.03Mg0.18Fe0.77Mn0.02Na0.01][Mg0.87Al0.12][Si1.86Al0.14]O6
A513	14,4	1000	0,9112	56,7089	42,3799	[Ca0.02Mg0.19Fe0.78Mn0.02][Mg0.87Al0.12][Si1.85Al0.15]O6
A75	10,8	950	1,0948	57,0334	41,8718	[Ca0.02Mg0.19Fe0.76Mn0.02][Mg0.87Al0.12][Si1.87Al0.13]O6
A72	12,6	950	1,6626	56,3485	41,9889	[Ca0.03Mg0.18Fe0.76Mn0.02Na0.01][Mg0.87Al0.12][Si1.87Al0.13]O6
A62	10,8	975	1,0173	57,1007	41,882	[Ca0.02Mg0.20Fe0.77Mn0.02][Mg0.88Al0.12][Si1.87Al0.13]O6
A68	12,6	975	0,9197	57,2146	41,8657	[Ca0.02Mg0.20Fe0.77Mn0.02][Mg0.88Al0.12][Si1.87Al0.13]O6
A65	10,8	1000	1,1326	58,7793	40,088	[Ca0.02Mg0.23Fe0.73Mn0.02][Mg0.88Al0.12][Si1.86Al0.14]O6
A80	12,6	1000	1,0596	57,3507	41,5897	[Ca0.02Mg0.20Fe0.76Mn0.02][Mg0.88Al0.12][Si1.87Al0.13]O6

Table annexe 49 : Formule structurale des clinopyroxènes.

Echantillon	Pression (kbar)	Température (°C)	Wo (%)	En (%)	Fs (%)	Formule structurale
A96	10,8	875	48,004	32,6302	19,3657	[Ca0.84Fe0.09Mn0.01Na0.09][Mg0.57Fe0.24Al0.18Ti0.01][Si1.83Al0.17]O6
A516	12,6	875	47,3798	32,2557	20,3645	[Ca0.83Fe0.10Mn0.01Na0.09][Mg0.56Fe0.24Al0.18Ti0.01][Si1.82Al0.18]O6
A517	14,4	875	47,8982	31,9419	20,1599	[Ca0.83Fe0.09Mn0.01Na0.10][Mg0.55Fe0.24Al0.19Ti0.01][Si1.83Al0.17]O6
A520	10,8	900	46,1513	33,5078	20,3409	[Ca0.81Fe0.11Mn0.01Na0.08][Mg0.59Fe0.23Al0.17Ti0.01][Si1.85Al0.15]O6
A518	12,6	900	48,0043	32,8983	19,0974	[Ca0.84Fe0.09Mn0.01Na0.09][Mg0.57Fe0.24Al0.18Ti0.01][Si1.84Al0.16]O6
A519	14,4	900	48,9678	31,5813	19,4509	[Ca0.85Fe0.07Mn0.01Na0.10][Mg0.55Fe0.25Al0.19Ti0.01][Si1.83Al0.17]O6
A95	10,8	925	47,3021	33,4208	19,2771	[Ca0.84Fe0.10Mn0.01Na0.08][Mg0.59Fe0.23Al0.17Ti0.01][Si1.84Al0.16]O6
A91	12,6	925	46,4889	32,3179	21,1933	[Ca0.81Fe0.12Mn0.01Na0.09][Mg0.56Fe0.24Al0.19Ti0.01][Si1.82Al0.18]O6
A89	14,4	925	48,9867	32,2616	18,7517	[Ca0.85Fe0.07Mn0.01Na0.10][Mg0.56Fe0.24Al0.19Ti0.01][Si1.83Al0.17]O6
A83	10,8	950	41,3239	37,2625	21,4137	[Ca0.74Fe0.20Mn0.01Na0.07][Mg0.67Fe0.17Al0.15Ti0.01][Si1.85Al0.15]O6
A82	12,6	950	45,7829	33,1875	21,0296	[Ca0.81Fe0.13Mn0.01Na0.08][Mg0.58Fe0.23Al0.18Ti0.01][Si1.83Al0.17]O6

A88	14,4	950	44,4607	34,7269	20,8124	[Ca0.76Fe0.16Mn0.01Na0.10][Mg0.59Fe0.19Al0.20Ti0.01][Si1.83Al0.17]O6
A521	10,8	975	44,2299	36,5564	19,2138	[Ca0.80Fe0.15Mn0.01Na0.06][Mg0.66Fe0.18Al0.13Ti0.02][Si1.83Al0.17]O6
A515	10,8	1000	45,6111	35,542	18,8469	[Ca0.81Fe0.13Mn0.01Na0.07][Mg0.63Fe0.19Al0.16Ti0.01][Si1.83Al0.17]O6
A514	12,6	1000	46,5732	32,3372	21,0896	[Ca0.81Fe0.12Mn0.01Na0.08][Mg0.56Fe0.24Al0.18Ti0.01][Si1.83Al0.17]O6
A513	14,4	1000	43,6847	33,1547	23,1606	[Ca0.73Fe0.19Mn0.01Na0.09][Mg0.55Fe0.19Al0.24Ti0.02][Si1.77Al0.23]O6
A75	10,8	950	46,5486	33,767	19,6843	[Ca0.82Fe0.11Mn0.01Na0.08][Mg0.59Fe0.22Al0.17Ti0.01][Si1.85Al0.15]O6
A72	12,6	950	47,7348	32,0844	20,1808	[Ca0.83Fe0.09Mn0.01Na0.09][Mg0.56Fe0.25Al0.18Ti0.01][Si1.83Al0.17]O6
A62	10,8	975	46,6271	33,6102	19,7627	[Ca0.82Fe0.11Mn0.01Na0.09][Mg0.59Fe0.23Al0.16Ti0.01][Si1.85Al0.15]O6
A68	12,6	975	46,5809	32,5147	20,9043	[Ca0.81Fe0.12Mn0.01Na0.08][Mg0.57Fe0.23Al0.18Ti0.01][Si1.82Al0.18]O6
A65	10,8	1000	44,8947	34,2052	20,9001	[Ca0.80Fe0.14Mn0.01Na0.07][Mg0.61Fe0.22Al0.16Ti0.01][Si1.83Al0.16]O6
A80	12,6	1000	41,9004	35,4293	22,6702	[Ca0.75Fe0.20Mn0.01Na0.07][Mg0.63Fe0.19Al0.16Ti0.01][Si1.82Al0.18]O6

Table annexe 50 : Proportion dans chaque pôle des oxydes Fe-Ti (Hem = hématite, Wus = wustite et Rut = rutile)

Echantillon	Pression (kbar)	Température (°C)	Hem (%)	Wus (%)	Rut (%)
A96	10.8	875	24,69	54,54	20,77
A516	12.6	875	26,63	53,91	19,46
A517	14.4	875	26,35	53,75	19,90
A517	14.4	875	19,44	57,26	23,30
A520	10.8	900	58,85	38,34	2,81
A520	10.8	900	23,79	55,19	21,02
A518	12.6	900	29,80	52,29	17,91
A518	12.6	900	60,19	37,90	1,91
A518	12.6	900	23,55	55,23	21,22
A519	14.4	900	33,79	50,93	15,29

A519	14.4	900	58,19	39,52	2,28
A519	14.4	900	24,19	55,00	20,81
A95	10.8	925	35,99	49,55	14,45
A95	10.8	925	57,15	39,59	3,26
A95	10.8	925	22,16	55,92	21,91
A91	12.6	925	22,64	55,79	21,57
A89	14.4	925	23,73	55,25	21,02
A83	10.8	950	40,39	47,52	12,09
A83	10.8	950	54,34	41,39	4,27
A83	10.8	950	29,94	52,40	17,67
A83	10.8	950	17,79	58,13	24,08
A82	12.6	950	57,90	39,54	2,56
A82	12.6	950	25,11	54,54	20,35
A88	14.4	950	25,77	54,21	20,02
A521	10.8	975	30,29	52,31	17,40
A521	10.8	975	17,61	58,25	24,14
A521	10.8	975	53,36	41,54	5,09
A515	10.8	1000	13,44	60,48	26,08
A515	10.8	1000	22,30	56,47	21,23
A515	10.8	1000	31,49	52,96	15,55
A515	10.8	1000	50,77	43,61	5,62
A514	12.6	1000	49,88	43,73	6,40
A514	12.6	1000	11,24	61,54	27,22
A513	14.4	1000	20,92	56,72	22,36

