



HAL
open science

Interactions entre l'écoulement des fluides, les réactions fluides-roches et la déformation: Application à la formation des épidosites océaniques de Troodos

Gabriel Coelho

► **To cite this version:**

Gabriel Coelho. Interactions entre l'écoulement des fluides, les réactions fluides-roches et la déformation : Application à la formation des épidosites océaniques de Troodos. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2013. Français. NNT : 2013ORLE2059 . tel-01004382

HAL Id: tel-01004382

<https://theses.hal.science/tel-01004382v1>

Submitted on 11 Jun 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITÉ D'ORLÉANS



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

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans

THÈSE présentée par : **Gabriel COELHO**

soutenue le : **11 décembre 2013**

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

Discipline/ Spécialité : Géologie

Interactions entre l'écoulement des fluides, les réactions fluides-roches et la déformation. Application à la formation des épidosites océaniques de Troodos.

THÈSE dirigée par :

Stanislas SIZARET Maître de Conférences (HDR), Université d'Orléans
Laurent ARBARET Maître de Conférences (HDR), Université d'Orléans

RAPPORTEURS :

Jean-Pierre GRATIER Maître de Conférences (HDR), Université de Grenoble
Mathilde CANNAT Directrice de Recherche, IPGP, Paris

JURY :

Eric MARCOUX Professeur, Université d'Orléans, Président du jury
Stanislas SIZARET Maître de Conférences (HDR), Université d'Orléans
Laurent ARBARET Maître de Conférences (HDR), Université d'Orléans
Yannick BRANQUET Maître de Conférences, Université d'Orléans
Jean-Pierre GRATIER Maître de Conférences (HDR), Université de Grenoble
Jannick INGRIN Directeur de Recherche, Université de Lille
Fabrice BRUNET Directeur de Recherche, Université de Grenoble

INVITE :

Pierre Nehlig Ingénieur de Recherche, BRGM, Orléans

Remerciements

Suite à mon Master axé sur la géologie de surface, je me suis lancé dans ce grand projet qu'est la thèse, avec un sujet en contexte de croûte océanique. Ma thèse portant sur des thèmes mal connus tels que la formation des épidosites, les débuts furent difficiles mais je me suis accroché. Je tiens à remercier en premier lieu mes encadrants Stanislas Sizaret, Laurent Arbaret et Yannick Branquet. C'est en grosse partie grâce à eux si j'ai pu mener ce projet dans de bonnes conditions. J'ai grandement apprécié travailler avec ces trois personnes dont les compétences sont complémentaires. Un grand merci à vous.

Je voudrais également vivement remercier Bruno Scaillet, Luc Barbanson ainsi que Michel Pichavant qui ont largement contribué au bon déroulement de cette thèse. Les missions de terrain à Chypre ainsi que les congrès ont été possible grâce à eux. Encore merci.

Un énorme MERCI à Rémi Champallier qui m'a tout appris concernant les expérimentations en autoclaves. Il a toujours été présent pour m'aider. Je le considère comme le « dieu des autoclaves ». Tout comme Thor, il erre dans les couloirs du laboratoire avec son marteau (ou son outil) à la main pour secourir les expérimentateurs.

Merci à Philippe Teulat et Esteban Lemoing qui ont fabriqué les autoclaves verticaux. Je les remercie de m'avoir aidé tout au long de ma thèse et d'avoir été aussi efficace lors de la perte de plusieurs fours. Je voudrai remercier toutes les personnes qui ont participé de près ou de loin à cette thèse : Mikael Motelica (ICPMS), Alain Burgisser (code Palabos), Claire Ramboz (inclusions fluides), Olivier Rozenbaum (microtomographe), Lionel Mercury (approche thermodynamique), Philippe Penhoud (DRX), Ida Di Carlo (MEB et sonde), Patricia Benoist, Didier Bellenoue, Sylvain Janiec, Jean-Gabriel Badin, Marielle Hatton, Nicolas Charles (mon maître de l'ASM), Inès Mokni-Leconte (stagiaire M2). Je tiens à remercier Marie-Noëlle Pailhès, Olivier Gaudefroy, Virginie Lancelot, Chantal Le Coq, Fabienne Le Bihan, Martine Bodusseau et Marlène Lallemand pour leur assistance au cours des démarches administratives. Merci à Nathalie Pothier pour son aide concernant les articles scientifiques.

Je remercie les rapporteurs (Jean-Pierre Gratier et Mathilde Cannat, qui n'a pas pu être présente à la soutenance) et les examinateurs (Jannick Ingrin et Fabrice Brunet) de m'avoir fait l'honneur d'évaluer le fruit de mon travail. Je remercie également Pierre Nehlig, fin

connaisseur des épidosites des ophiolites d'Oman, pour son aide et ses conseils avisés concernant les missions de terrain à Chypre.

Un grand merci à toute l'équipe des enseignants-chercheurs que j'ai pu côtoyer lors de mon cursus universitaire et de mon monitorat : Nicole Le Breton, Christian Di-Giovanni, Jérémy Jacob, Mohammed Boussafir, Patrick Albéric, Romain Augier, Jean-Louis Bourdier, Charles Gumiaux, Michel Faure, Yan Chen, Ary Bruand, Max Vidal, Emmanuel Chapron, Hugues Raimbourg, Eric Marcoux.

Je remercie particulièrement la directrice du Geological Survey Departement of Cyprus, Eleni Georgiou-Morisseau, pour son accueil chaleureux à Chypre et son aide pour retrouver certains affleurements.

Je tiens à remercier tous mes amis qui ont fait que ces trois années se soient déroulées dans la bonne humeur. Tout d'abord merci à mes amiEs de l'ISTO pour leur soutien et les franches parties de rigolade tous les midis et tous les 16h : Nono (« Saluuuuuut Nono ! »), Leslie (« uik-end » ; et un gros merci pour tes savoureux desserts), Isabelle (« mais WTF ! »), Nour (« mon téléphone »), Mariem (« Chouf MaRiem »). Merci à mes amis intra CNRS : Momo (pour ses blagues syriennes sur la grenouille et le lapin), Atallah (pour sa sérénité), Mahdi (alias Banana Boy), Safia (« salut les gens »), Bashar (pour sa gentillesse).

Enfin, ce travail n'aurait pu se faire sans le soutien de ma famille, de ma belle famille et de ma petite femme.

Merci à vous tous.

A mes parents.

A Florie.

A Jules.

« L'homme le plus savant que j'ai connu dans toute ma vie ne savait ni lire ni écrire »

José Saramago (1922-2010)

Sommaire

Introduction générale.....	11
Chapitre 1	17
Epidotisation de la croûte océanique et problématique	17
1. Liens avec les amas sulfurés type Volcanogenic Massive Sulfide (VMS)	21
1.1. Découverte des fumeurs noirs et composition des événements	21
1.2. Généralités sur les VMS	22
1.3. Paramètres essentiels	24
1.4. Preuves du lien entre les épidosites et les VMS type Chypre	25
2. Circulation hydrothermale et altérations dans la croûte océanique actuelle.....	27
2.1. Variation de la perméabilité dans la croûte océanique	27
2.2. Circulation et altérations hydrothermales.....	30
2.2.1. <i>Altérations dans la zone de recharge</i>	31
2.2.2. <i>Altérations dans la zone de réaction à haute température</i>	31
2.2.3. <i>Altérations dans la zone de décharge</i>	32
2.2.4. <i>De rares épidosites</i>	33
2.2.5. <i>Métamorphisme océanique vs. Altération hydrothermale intense</i>	33
2.3. Approches numériques	35
3. Les épidosites des complexes ophiolitiques	36
3.1. A l'échelle de l'affleurement.....	36
3.2. A l'échelle de la lame mince	38
4. Conditions de formation des épidosites.....	39
5. Approches expérimentales.....	42
5.1. Interactions eau de mer-basalte (sans formation d'épidote).....	43
5.2. Conditions de synthèse des épidotes	43
5.2.1. <i>Généralités sur les épidotes</i>	43
5.2.2. <i>Synthèse des épidotes</i>	44
5.2.3. <i>Limites des expériences</i>	49
6. Conclusion et démarche de ce travail	50
Chapitre 2	53
Caractérisation et traçage des paléo-fluides dans le complexe filonien de Troodos : pétrographie et magnétisme.....	53

1. Contexte géologique de Chypre et échantillonnage	57
1.1. Géologie de l'Est du bassin Méditerranéen.....	57
1.2. Evolution géodynamique et géologie de Chypre.....	58
1.3. Echantillonnage	63
2. Etude pétrographique de la série ophiolotique de Chypre.....	66
2.1. Manteau.....	66
2.2. Gabbro.....	67
2.3. Plagiogranite.....	67
2.4. Transition roches plutoniques/complexe filonien.....	70
2.5. Le complexe filonien.....	71
2.5.1. <i>Rappel des objectifs</i>	71
2.5.2. <i>Diabase (protolithe)</i>	71
2.5.3. <i>Métadiabase</i>	72
2.5.4. <i>Type 1 : Epidosite pénétrative</i>	76
2.5.5. <i>Type 2 : Epidote dans joints de refroidissement</i>	81
2.5.6. <i>Type 3 : Epidosite à sulfures</i>	85
2.5.7. <i>Type 4 : Fracture à épidote et quartz géodique</i>	88
2.5.8. <i>Type 5 : Sphérulites d'épidote</i>	91
2.5.9. <i>Cas particulier : épidotisation postérieure au métadiabase</i>	93
2.5.10. <i>Etude minéralogique et chimique des épidosites</i>	98
2.6. Basaltes et minéralisations	100
3. Traçage des paléo-fluides (Article 1)	104
Abstract	105
1. Introduction	106
2. Methods	108
2.1. Study area and AMS sampling	108
2.2. Laboratory magnetic measurements.....	110
3. Magnetic properties in the sheeted dyke complex: Metadiabase vs. Epidosite.....	110
3.1. Magnetic mineralogy	110
3.2. Magnetic fabrics	115
4. Implications on hydrothermal fluid flow and epidotization in the sheeted dyke complex.....	122
References	123
4. Conclusion.....	128
4.1. Apport des observations de terrain et de la pétrographie	128
4.2. Apport des propriétés et des fabriques magnétiques des épidosites	129
Chapitre 3	131

Etude expérimentale de la réaction d'épidotisation en lien avec la libération des métaux	131
1. Conditions de formation des épidosites.....	135
Article 2.....	135
Abstract	136
1. Introduction	137
2. Experimental procedure	140
2.1. Starting materials and fluids.....	140
2.2. Experimental method	143
2.3. Analytical methods.....	144
3. Results	144
3.1. Results using starting fluids enriched in CaCl ₂	145
3.1.1. Run products at 400°C and 400 bars	145
3.1.2. Run products at 500°C and 2500 bars	148
3.2. Results using synthetic seawater	150
3.3. Textures of run products.....	151
4. Discussion	158
4.1. Link between hydrothermal alterations and the release of base metals.....	158
4.2. Experimental constraints: intrinsic relations between fO ₂ and the leaching of metals.....	161
4.3. Conditions of epidotization in oceanic crust	162
4.3.1. Problem of epidote nucleation at 400°C and 400 bars	162
4.3.2. Fluid composition conditions	163
References	164
2. Approche thermodynamique	172
Chapitre 4	175
Relations perméabilité-lithologie-déformation dans le complexe filonien	175
Article 3.....	179
Abstract	181
1. Introduction	183
2. Experimental constant conditions.....	186
3. Starting material	186
4. Experimental method and in situ permeability measurements.....	188
5. Three-dimensional images of fracture networks and permeability numerical calculation after experiment.....	190
5.1. Acquisition of 3D images.....	190
5.2. Segmentation and numerical calculation of permeability	191
6. Results	192

6.1. In situ permeability measurements.....	192
6.1.1. Permeability evolution of metadiabase	192
6.1.2. Permeability evolution of strongly chloritized metadiabase	195
6.1.3. Permeability evolution of epidosite	196
6.2. Analysis of microstructures and numerical calculations of permeability after experiments	196
6.2.1. Fractured metadiabase.....	196
6.2.2. Fractured strongly chloritized metadiabase.....	199
6.2.3. Fractured epidosite	200
7. Discussion	202
7.1. Effects of fracturation and lithology on in-situ permeability	202
7.2. Hydrothermal reaction: healing, sealing and role of chlorite content	203
7.3. Scale and decompression effects on permeability	205
7.4. Implications on fluid flow and alteration in oceanic ridge systems	206
6. Conclusion.....	207
References	208
Chapitre 5	217
Discussion, modèle d'épidotisation du complexe filonien.....	217
1. Deux grands types d'épidotisation dans le complexe filonien	221
2. Modèle d'épidotisation du complexe filonien.....	222
2.1. Instant t1 : mise en place des gabbros, des plagiogranites et des dykes non épidotisés.....	222
2.2. Instant t2 : formation des épidosites à un stade tardi magmatique.....	222
2.2.1. Instant t2a : injection postérieure d'un dyke en cours de dégazage	223
2.2.2. Instant t2b : auto-métasomatisme	223
2.3. Instant t3 : épidotisation post magmatique.....	225
2.4. Métamorphisme océanique.....	226
2.5. Conclusion.....	228
Conclusions et perspectives.....	233
Références bibliographiques	239
Annexe A.....	269
Liste des échantillons	269
Annexe B.....	290
Apport de la cathodoluminescence.....	290
1. Introduction	294
2. Principe de la cathodoluminescence.....	294
3. Appareillage et conditions d'analyse.....	295
4. Observations des épidosites.....	295

Annexe C.....	299
Analyses des échantillons naturels à la microsonde électronique	299
Annexe D.....	311
Analyses des propriétés magnétiques des échantillons naturels.....	311
Annexe E.....	321
Analyses des inclusions fluides intracristallines	321
1. Introduction	325
2. Classification des inclusions fluides.....	325
3. La microthermométrie.....	326
3.1. Principe.....	326
3.2. Appareillage et conditions d'analyse.....	327
3.2.1. Calibration	328
3.2.2. Mode opératoire	330
4. Echantillons et inclusions fluides analysés.....	330
5. Résultats	331
5.1. Résultats : trois types d'inclusions fluides	331
5.2. Inclusions fluides des faciès magmatiques.....	332
5.3. Inclusions fluides des épidosites	333
5.4. Résultats globaux	334
6. Apport des inclusions fluides	336
6.1. Inclusions fluides de type Liquide : une distribution des températures d'homogénéisation suivant deux pôles	336
6.1.1. Inclusions fluides et faciès caractéristiques du pôle chaud.....	337
6.1.2. Inclusions fluides et faciès caractéristiques du pôle froid.....	337
6.1.3. Distribution des températures d'homogénéisation intermédiaires	337
6.2. Inclusions de hautes températures et de fortes salinités	338
6.3. Inclusions de type Vapeur et Liquide de hautes températures et faibles salinités.....	338
6.4. Limites de l'étude des inclusions fluides.....	339

Introduction générale

La consommation de certains métaux s'est fortement accrue au XX^{ème} siècle. En 2012, les réserves terrestres sont estimées à 680 millions de tonnes pour le cuivre (Cu) et 250 millions de tonnes pour le zinc (Zn) (U.S. Geological Survey, Mineral Commodity Summaries, janvier 2013). Ce genre de données relatives aux réserves est variable. En effet, ces données peuvent être réduites si le minerai est extrait en masse et/ou si la faisabilité d'extraction diminue. Généralement, elles peuvent continuer à augmenter si des gisements supplémentaires (connus ou découverts récemment) sont développés, ou si des gisements actuels sont d'avantage exploités et/ou si de nouvelles technologies ou variables économiques améliorent la rentabilité d'extraction. Par ailleurs, les productions mondiales des métaux ne cessent d'augmenter depuis la révolution industrielle en occident. Des pays en plein développement, comme la Chine et l'Inde, et une augmentation globale de la population expliquent cette demande en métaux qui ne cesse de croître. Aujourd'hui, l'importance des ressources minérales nous est rappelée quotidiennement. En effet, c'est notamment le cas des métaux que l'on retrouve dans la vie de tous les jours dans une maison : ordinateur, téléphone, ustensiles, barquettes alimentaires et cannettes, électroménager. Les métaux sont aussi largement présents dans nos voitures (moteur, carrosserie, système de freinage).

Le Cu est présent dans différents types de gisements. Il peut être trouvé abondamment dans les porphyres. Ces derniers sont des gisements localisés dans des intrusions de granodiorite ou de monzogranite appartenant à des chaînes montagneuses récentes associées à des zones de subduction (Jébrak et Marcoux, 2008). Les plus grands gisements de porphyres cuprifères se situent dans les chaînes circumpacifiques, dans les Andes (Chuquicamata et El Teniente au Chili) et les Rocheuses (Bingham, Utah). Le Cu peut être aussi trouvé en association avec le Zn dans des gisements de type SEDEX (abréviation de « sedimentary exhalative »). Ces derniers sont formés en milieu sédimentaire par des exhalaisons d'origine volcanique. Les SEDEX peuvent constituer des gisements conséquents de Zn, recelant parfois plus de 100 millions de tonnes de minerais comme Mount Isa (Australie). Les SEDEX sont une des deux grandes catégories d'amas sulfurés, l'autre étant les VMS (« Volcanogenic Massive Sulfides »). Les VMS ou amas sulfurés volcanogéniques désignent des amas sulfurés

en liaison spatiale et génétique claire avec le volcanisme sous-marin. Selon le contexte géodynamique, les VMS sont plus ou moins riches en Cu et Zn.

Les plus grands gisements sont donc continentaux. Cependant, « au moment où les ressources énergétiques et minières s'épuisent à terre, l'exploration et l'exploitation des fonds sous-marins, dont une grande partie reste encore inconnue, suscite un intérêt grandissant de la part des industriels et des Etats » (Le Monde du 24 octobre 2008, Gaëlle Dupont). En fait, depuis le milieu des années 1960, plusieurs gouvernements et entreprises privées ont été impliqués dans la recherche et le développement des prospections des fonds marins (Rowswell et Jarosz, 2011). En dépit de ces activités dans les 50 dernières années, impliquant un certain nombre de projets d'exploration, l'exploitation commerciale d'un gisement du plancher océanique n'a jamais été réalisée. Nautilus Minerals a l'intention de montrer la voie en développant le projet Solwara 1 en se focalisant sur un amas sulfuré du plancher océanique (= SMS = « Seafloor Massive Sulphide ») dans la mer de Bismarck, près de la Papouasie-Nouvelle-Guinée. Nautilus Minerals est la première société dans le monde à explorer les SMS dans un but commercial. Cette société détient un certain nombre d'exploitations minières marines dans les zones économiques exclusives (ZEE) de la Papouasie Nouvelle-Guinée, Tonga, les îles Salomon, Fidji, Vanuatu et la Nouvelle-Zélande. SRK Consulting a déjà proposé tout un système d'exploitation minier concernant les SMS (Blackburn et al., 2010) (**Fig. a**).

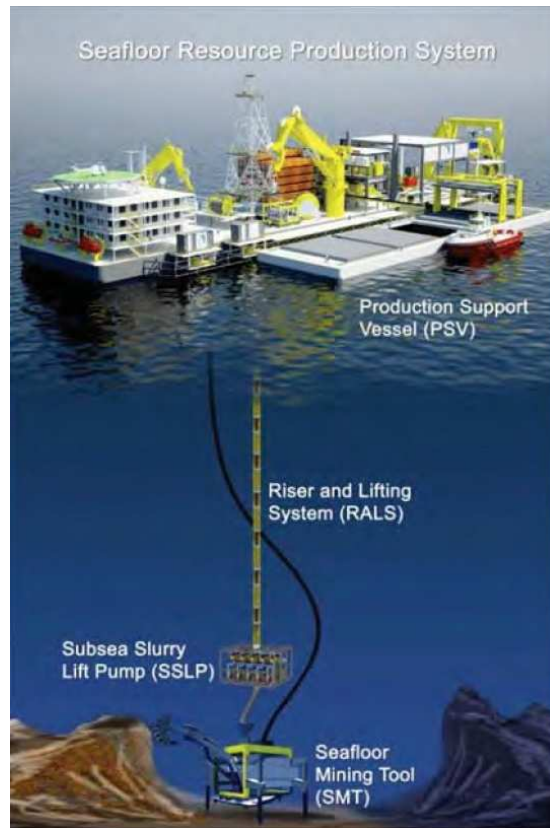


Figure a : Système d'exploitation des gisements des fonds marins proposé par SRK Consulting (Blackburn et al., 2010).

Les gisements des fonds marins se présentent sous forme d'amas sulfurés à la sortie de sources hydrothermales (fumeurs noirs) à proximité des dorsales océaniques. Ces amas sulfurés sont des gisements de sulfures massifs en forme d'amas interstratifiés dans des roches volcaniques ou volcano-sédimentaires (terme général = VMS). Ils sont principalement constitués de sulfures de fer (pyrite, marcasite, pyrrhotite), et contiennent également des quantités variables de sulfures de métaux de base (cuivre, plomb, zinc) ; certains peuvent être riches en or. Un des exemples les plus célèbres de VMS est celui des gisements de la Province pyriteuse sud-ibérique, en Espagne et au Portugal. Les SMS sont issus d'intenses altérations hydrothermales des roches de la croûte océanique au niveau de la zone de réaction, proche d'une source chaude (**Fig. b**). En effet, en approchant de la chambre magmatique, l'eau de mer se réchauffe et s'acidifie ; les roches magmatiques sont ainsi attaquées et altérées (e.g. Alt, 1995). De nouvelles roches appelées **épidosites**, riches en épidoite et en quartz et pauvres en métaux, sont observées au toit de la chambre magmatique, notamment dans les complexes ophiolitiques (par exemple à Chypre et en Oman ; Richardson et al., 1987 ; Nehlig et al., 1994). Les métaux lessivés dans le fluide remontent rapidement au niveau du plancher

océanique via les fumeurs noirs et précipitent des sulfures métalliques en masse (**Fig. b**). Il y aurait donc un lien entre la formation des épidosites et le dépôt des métaux sur les fonds océaniques. C'est pourquoi il est important de mieux comprendre les processus d'altération hydrothermale dans la zone de réaction, processus susceptibles d'être à l'origine de la formation de ces amas polymétalliques.

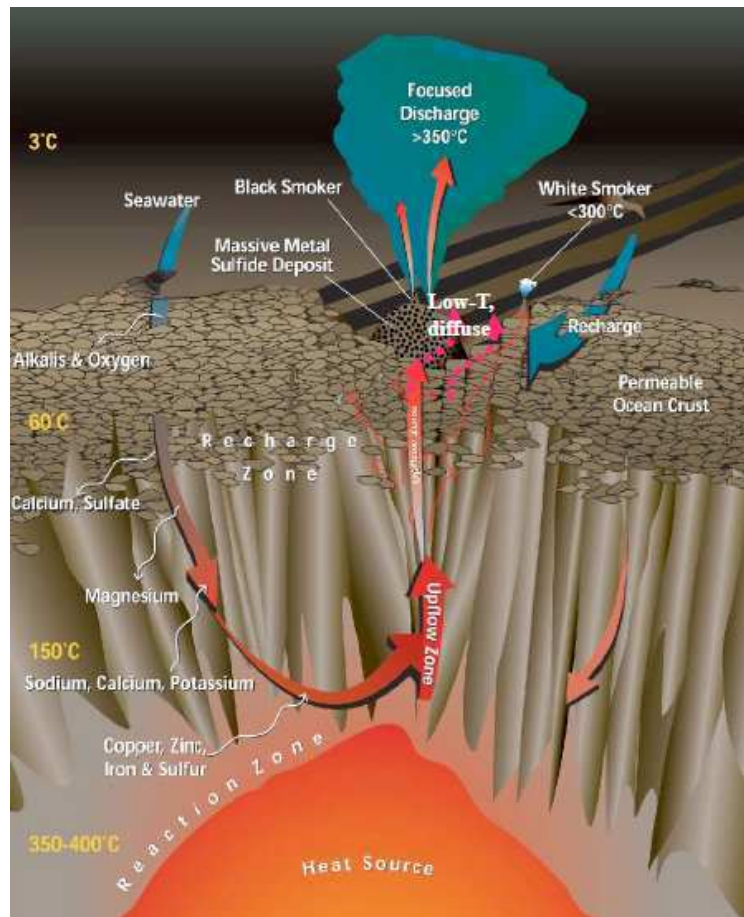


Figure b : Circulation des fluides hydrothermaux à travers la croûte océanique et origine des amas sulfurés polymétalliques (Humphris et MacCollum, 1998).

La minéralogie et la chimie des **épidosites** ont déjà été très étudiées sur le terrain, notamment sur le complexe ophiolitique de Troodos à Chypre (e.g. Richardson et al., 1987 ; Schiffman and Smith, 1988). De plus, l'hydrodynamique des systèmes hydrothermaux au niveau des dorsales océaniques a été étudiée numériquement en appliquant la loi de Darcy afin de modéliser les cellules de convection (e.g. Coumou et al., 2006, 2009a). Cependant, les relations entre la mise en place des dykes, leur altération en épidosite et leur déformation restent mal comprises. La perméabilité semble être un paramètre essentiel dans les processus d'altération hydrothermale. La déformation influe directement sur la perméabilité puisqu'elle

peut soit accroître, soit refermer (via les gouges) la porosité (e.g. Hayman et Carson, 2007). Enfin, les interactions fluide-roche influent elles aussi sur la perméabilité. Pour mieux comprendre les processus d'altération hydrothermale en domaine océanique, plusieurs approches complémentaires sont possibles. Les études pétrographiques et minéralogiques peuvent être réalisées à partir d'échantillons prélevés sur le plancher des océans actuels à l'aide de forages ou de dragages, voir même à l'aide de submersibles. Il est aussi possible d'étudier ces roches océaniques sur la terre ferme au niveau des ophiolites (sections de croûte océanique déposées sur les continents) afin d'avoir un échantillonnage exhaustif et une analyse des géométries (relations altération-encaissant). Enfin, l'expérimentation permet de reproduire les altérations hydrothermales en contrôlant les paramètres intensifs (pression, température, fugacité en oxygène) et extensifs (composition du fluide initial, matériau de départ).

Dans le cadre de cette thèse un état des connaissances sur l'épidotisation de la croûte océanique a été réalisé (**Chapitre 1**). Dans ce chapitre seront développés la circulation hydrothermale et les altérations hydrothermales rencontrées dans les croûtes océaniques actuelles et fossiles, les conditions de formation des épidosites et leurs liens avec les VMS, ainsi que les approches expérimentales. Les différents problèmes et les différentes contraintes rencontrés dans la littérature seront exposés. Afin de répondre au mieux à la problématique, trois approches fortement complémentaires ont été réalisées :

1) Des missions de terrain ont été menées dans le but de caractériser la réaction d'épidotisation et de tracer les paléo-fluides sur une croûte de référence comportant des gisements qui ont servi à définir la typologie des VMS (Chypre). Pour cela, la réaction dans le complexe filonien a été étudiée en analysant les textures minéralogiques, les inclusions fluides et la fabrique magnétique en comparant des roches à différents degrés d'altération (**Chapitre 2**).

2) Une étude expérimentale de la réaction d'épidotisation a été réalisée à l'aide d'un autoclave statique sur des mono-minéraux (feldspaths plagioclases), puis, sur des roches typiques de la croûte océanique telles que les metabasaltes et les métadiabases (**Chapitre 3**).

3) Une étude expérimentale mettant en évidence les relations perméabilité-déformation à différents degrés d'altération a été réalisée à l'aide d'un autoclave dynamique (**Chapitre 4**).

Une discussion générale de tous les résultats obtenus en termes de comportement mécanique de l'encaissant, de conditions de formation de l'épidote et du lien avec les amas sulfurés fait l'objet du **chapitre 5**. A la fin de ce chapitre, un modèle est proposé sur l'épidotisation de la croûte océanique.

L'ensemble de ces résultats est repris dans une conclusion générale faisant l'objet de la dernière partie de ce manuscrit.

Chapitre 1

Epidotisation de la croûte océanique et problématique

Chapitre 1

Epidotisation de la croûte océanique et problématique

1. Liens avec les amas sulfurés type VMS (Volcanogenic Massive Sulfide)	21
1.1. Découverte des fumeurs noirs et composition des événements	21
1.2. Généralités sur les VMS	22
1.3. Paramètres essentiels	24
1.4. Preuves du lien entre les épidosites et les VMS type Chypre	25
2. Circulation hydrothermale et altérations dans la croûte océanique actuelle.....	27
2.1. Variation de la perméabilité dans la croûte océanique	27
2.2. Circulation et altérations hydrothermales.....	30
2.2.1. Altérations dans la zone de recharge	31
2.2.2. Altérations dans la zone de réaction à haute température	31
2.2.3. Altérations dans la zone de décharge.....	32
2.2.4. De rares épidosites	33
2.2.5. Métamorphisme océanique vs. Altération hydrothermale intense	33
2.3. Approches numériques	35
3. Les épidosites des complexes ophiolitiques	36
3.1. A l'échelle de l'affleurement.....	36
3.2. A l'échelle de la lame mince	38
4. Conditions de formation des épidosites.....	39
5. Approches expérimentales.....	42
5.1. Interactions eau de mer-basalte (sans formation d'épidote).....	43
5.2. Conditions de synthèse des épidotes	43
5.2.1. Généralités sur les épidotes.....	43
5.2.2. Synthèse des épidotes	44
5.2.3. Limites des expériences	49

6. Conclusion et démarche de ce travail 50

1. Liens avec les amas sulfurés type Volcanogenic Massive Sulfide (VMS)

1.1. Découverte des fumeurs noirs et composition des événements

Dans les années 1960, les premiers sulfures polymétalliques ont été découverts dans plusieurs fosses de la région axiale de la mer Rouge (Juteau et Maury, 2008). En 1977, des sources tièdes accompagnées d'une spectaculaire faune hydrothermale ont été découvertes sur le rift des Galápagos. En 1978, des cheminées de sulfures inactives ont été découvertes et échantillonnées à l'axe de la dorsale est-pacifique à 21° N. Un an plus tard, une expédition américano-française dans la même zone a trouvé de l'activité hydrothermale de haute température, sous la forme de cheminées de sulfures expulsant un fluide hydrothermal noir et tourbillonnant à 350°C, les célèbres fumeurs noirs (« black smokers ») pouvant atteindre quelques dizaines de mètres de hauteur (**Fig. 1.1**). Entourés d'une faune hydrothermale, les fumeurs noirs sont essentiellement constitués de sulfures polymétalliques, de silice amorphe, de sulfates de calcium (anhydrite) et de baryum. De tels champs hydrothermaux de fumeurs noirs ont été ensuite trouvés en de nombreux endroits de la dorsale océanique mondiale, ainsi que dans un certain nombre de bassins arrière-arc ou marginaux, et au sommet de certains « seamounts ».

La composition des fluides chauds sortant des cheminées des fumeurs reflète: i) la composition initiale du fluide (eau de mer); ii) la composition et la structure de la roche encaissante et, iii) les caractéristiques physiques de la source de chaleur (Tivey, 2007). Les caractéristiques physico-chimiques de ces fluides hydrothermaux sont bien connues dans la littérature. En effet, les températures d'émission varient entre 100 et 380°C en fonction du contexte géodynamique (Scott, 1997). Ces fluides sont plutôt acides et réduits. La plupart des fluides issus des événements présentent une composition en chlorures significativement supérieure à celle de l'eau de mer. De plus, ces fluides sont enrichis en métaux lourds (e.g. Zn, Cd et Pb).

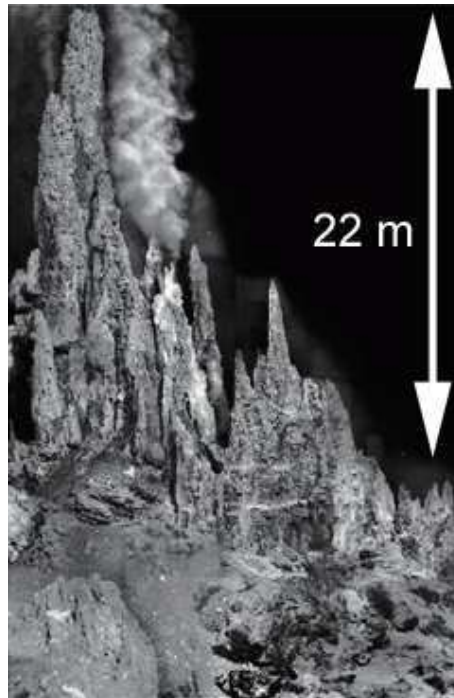


Figure 1.1 : Cheminées de sulfures localisées dans le site hydrothermal de Mothra localisé sur la ride de Juan de Fuca. La température de sortie du fluide hydrothermal est de 305°C (figure modifiée d'après Martin et al., 2008).

1.2. Généralités sur les VMS

Les VMS se forment sur le plancher océanique en contexte d'expansion océanique ou de bassin arrière-arc, on en retrouve depuis l'Archéen jusqu'à l'actuel. Les roches encaissantes des VMS peuvent être variées : rhyolites à basaltes, volcanoclastites et exhalites. Les éléments métalliques présents au sein des VMS sont principalement le Cu et le Zn, et dans une moindre mesure le Pb, l'Au, l'Ag, l'Sn et le Ba. Ces corps minéralisés possèdent une morphologie particulière (**Fig. 1.2**), composée de deux parties : une partie épigénétique matérialisée par le stockwerk et une partie syngénétique massive en champignon. Les sulfures ont une texture rubanée avec un rubanement parallèle au dépôt. Les présences de brèches et de zonalités sont très fréquentes. Les fluides mis en jeu pour former ces minerais, peuvent être d'origine complexe, faisant intervenir des interactions entre les magmas et les fluides hydrothermaux.

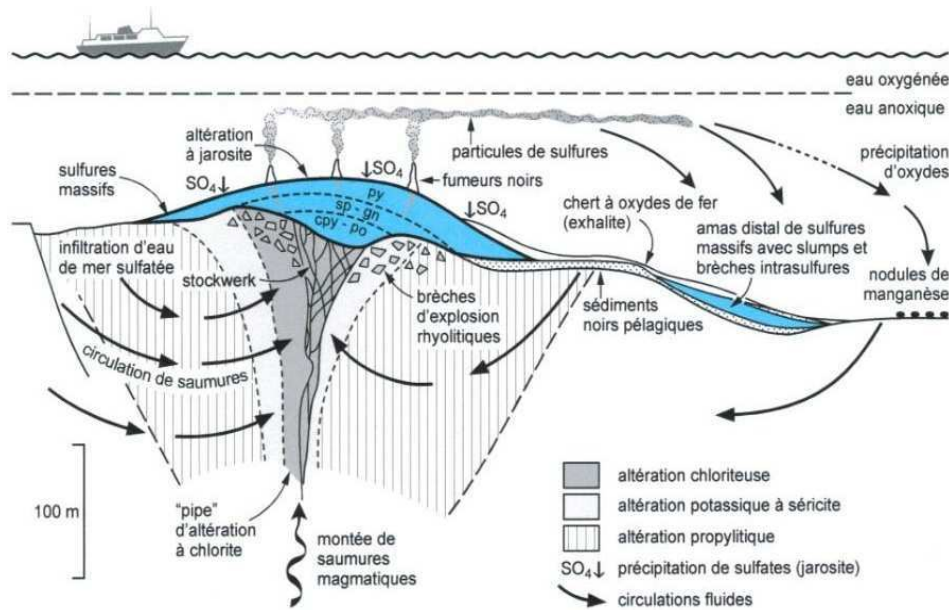


Figure 1.2 : Coupe idéalisée d'un VMS et de son stockwerk d'alimentation (Jébrak et Marcoux, 2008).

D'après Jébrak et Marcoux (2008), on distingue trois types de VMS, suivant leur position géographique (rift, arrière-arc, marge continentale, bassin...) influençant donc le type de lave intervenant et le type de minéralisation :

- 1) les gisements associés à un volcanisme felsique et à une abondante sédimentation riche en silicates. Ils se rencontrent dans les arrière-arcs océan-continent, ou en position intra-arc.
- 2) les gisements associés à un volcanisme bimodal. Ils marquent un contexte d'arc insulaire primitif ou d'arrière-arc océan-continent, à Cu et Zn.
- 3) les gisements associés à un volcanisme mafique. Ils correspondent à des zones d'accrétion de rifts ou des arrière-arcs intra-océaniques primitifs, fossiles (ophiolites) ou actuels, à Cu dominant. Il s'agit du type Chypre. La **figure 1.3** illustre le modèle de VMS de type Chypre, se formant près des rides médio-océaniques au sein des basaltes en coussins.

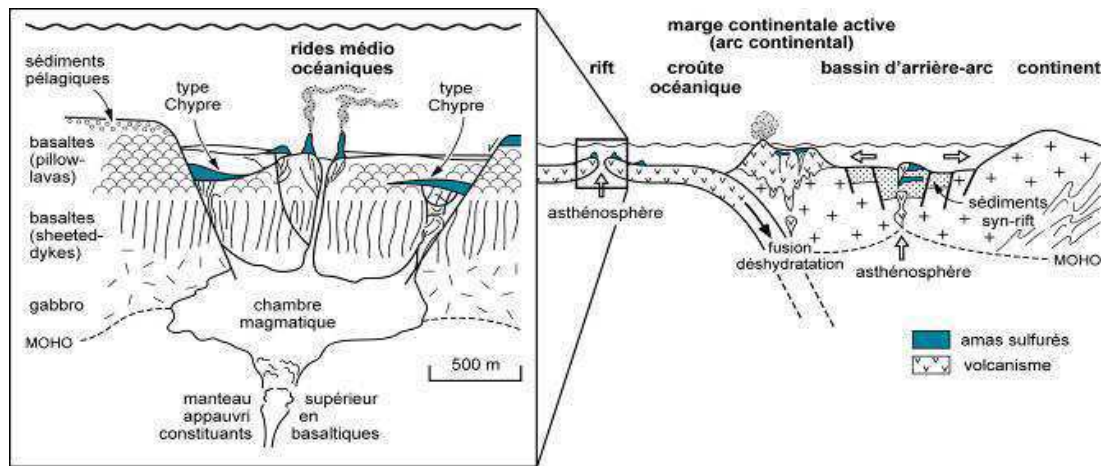


Figure 1.3 : Modèle des VMS de type Chypre (Jébrak et Marcoux, 2008).

Vingt-cinq des deux cent séquences ophiolitiques connues dans le monde contiennent des amas économiques, Chypre fait partie de ces ophiolites à gisements. Plus de trente amas sulfurés ont été exploités ou identifiés comme cibles dans les ophiolites de Troodos (Cann et Gillis, 2004). Tous les gisements réunis représentaient plus de 50 millions de tonnes de minerais. Ces dépôts, essentiellement composés de pyrite cuprifère, résultent de l'exhalation de fluides hydrothermaux le long du plancher océanique. Les stockwerks sous-jacents représentent les voies d'écoulement préférentielles empruntées par les fluides hydrothermaux. De l'or est présent dans les gossans (chapeau de fer) à Troodos (Jowitt, 2008).

1.3. Paramètres essentiels

Le dépôt d'amas sulfurés polymétalliques à l'axe des dorsales est expliqué par la circulation convective de l'eau de mer à travers la croûte océanique (Juteau et Maury, 2008). Trois paramètres sont essentiels pour déclencher une convection :

- la présence d'un **fluide convecteur** : l'eau de mer est un réservoir inépuisable.
- une **perméabilité suffisante** du milieu : cette perméabilité est assurée par la fracturation intense de la couche basaltique dans le contexte tectonique extensif de l'expansion des fonds océaniques.
- un **moteur thermique** telle qu'une chambre magmatique est indispensable pour initier la convection de l'eau de mer à grande échelle ainsi que les interactions fluide-roche qui sont à l'origine du lessivage des métaux des zones de réaction de haute température. À Chypre les sédiments intercalés dans la séquence volcanique supérieure indiquent une diminution de l'activité magmatique de la paléo-ride océanique. Ainsi, au cours de ces épisodes

amagmatiques, une activité hydrothermale prolongée aurait produit de grandes quantités de dépôts métalliques (Jowitt, 2008). Les chambres magmatiques hors axe peuvent être considérées comme des environnements plus stables que l'axe magmatique principal, ce qui permet la formation de dépôts plus importants. Les VMS de Chypre sont généralement regroupés parallèlement au paléo-axe de la ride à l'origine de l'ophiolite. Toutefois, ces dépôts ainsi que leurs stockwerks ne se situent pas dans les roches volcaniques mais plutôt le long de contacts entre les laves et les sédiments sus-jacents (Jowitt, 2008).

1.4. Preuves du lien entre les épidosites et les VMS type Chypre

Des études de terrain montrent clairement que la formation des épidosites constitue la source de métaux des VMS. En effet, à Chypre, Richardson et al. (1987) montrent que la circulation hydrothermale à l'origine des épidosites a lessivé 90% du Cu, 50% du Zn et 40% de Mn des roches basaltiques. De même en Oman, Nehlig et al. (1994) ont montré que la circulation hydrothermale a lessivé près de 70% du Cu et 60% du Zn du complexe filonien. D'après ces études, les épidosites sont appauvries en Si, Mg et Na et enrichies en Al et Ca par comparaison aux métadiabases. Les analyses de roches totales montrent clairement que les épidosites de Troodos sont pauvres en métaux lourds contrairement aux dykes et aux basaltes non altérés (**Fig. 1.4**). Jowitt et al. (2007) montrent que plus l'épidotisation est intense, moins la chlorite est abondante et moins la roche altérée est riche en métaux (**Fig. 1.5**). Les épidosites sont ainsi de plus en plus pauvres en Zn et Co, contenus dans la chlorite. Ainsi, d'après cette étude et, contrairement à ces métaux, les concentrations de Cu ne sont pas corrélées avec la minéralogie. Au lieu de cela, la plupart des zones à épidosites dans le complexe filonien sont appauvries en Cu (< 4 ppm) contrairement aux niveaux sus-jacents constitués de dykes metabasaltiques par exemple (en moyenne 80 ppm ; Baragar et al., 1990). Cependant, certains dykes metabasaltiques et certaines épidosites peuvent être localement enrichis en Cu (jusqu'à ~ 50-100 ppm pour les épidosites et jusqu'à 2500 ppm pour l'encaissant ; Baragar et al., 1990). Ce rare enrichissement localisé dans les niveaux protolitiques, est interprété comme une mobilisation du Cu durant les premiers stades de l'altération hydrothermale, puis ce Cu a été en partie re-déposé localement (Jowitt et al., 2007). Ce dépôt de Cu, ainsi localisé dans les niveaux supérieurs, peut également indiquer que le Cu a été mobilisé mais pas totalement retiré du complexe filonien au cours de l'intrusion initiale. Puis, la re-mobilisation et le lessivage complet du Cu dans le complexe filonien par

incorporation du système hydrothermal pourraient alors avoir lieu pendant la formation des épidosites. Donc le Cu serait mobilisé en tout début d'altération hydrothermale. Autre preuve faisant le lien entre les épidosites et les VMS : les épidosites présentent un important $\delta^{34}\text{S}$ (5,2-6,5‰) et de faibles concentrations en S (30 ppm). Par comparaison aux dykes non épidotisés (5,4‰ et 200-12600 ppm de S), les épidosites ont subi des altérations avec des rapports de masse fluide/roche plus importants que les autres roches du complexe filonien (Alt, 1994).

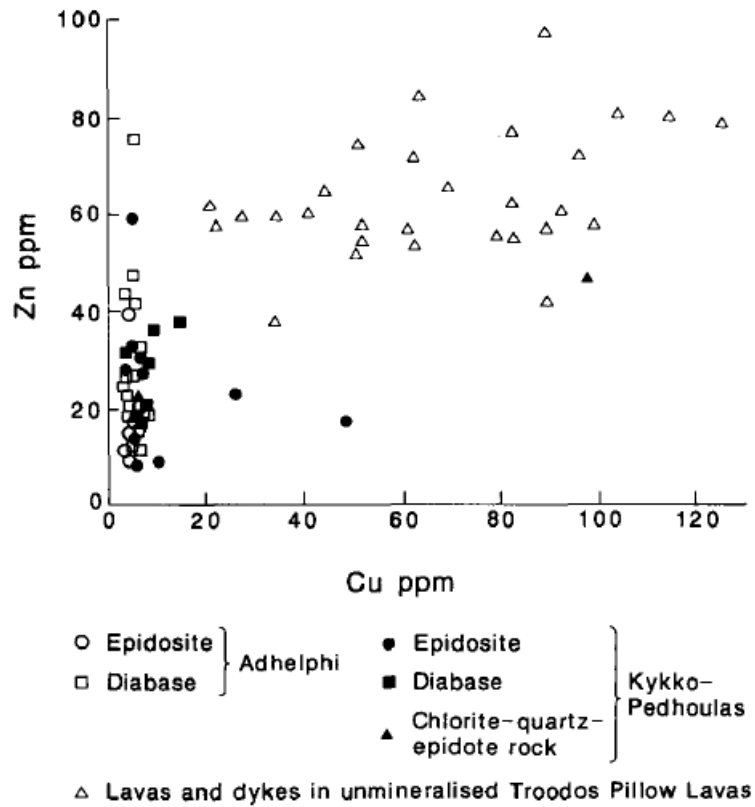


Figure 1.4 : Diagramme Cu vs. Zn pour les différents faciès trouvés à Troodos (Richardson et al., 1987).

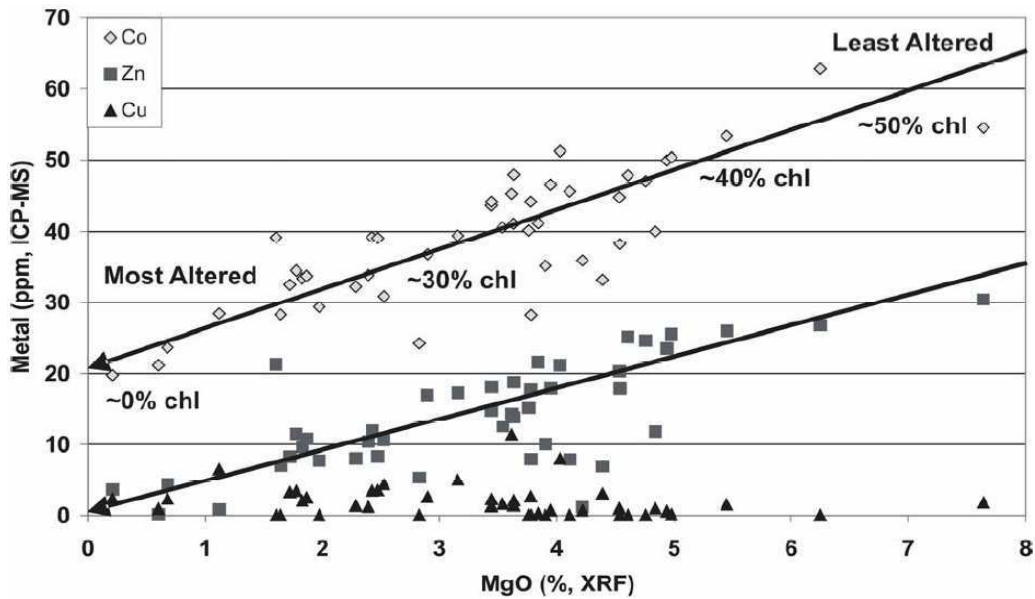


Figure 1.5 : Diagramme Co, Zn, Cu vs. MgO selon l'intensité de l'épidotisation (Jowitt et al., 2007).

2. Circulation hydrothermale et altérations dans la croûte océanique actuelle

2.1. Variation de la perméabilité dans la croûte océanique

La **perméabilité** est un des paramètres majeurs permettant une circulation des fluides hydrothermaux sous forme de cellules convectives. La perméabilité in situ des basaltes et du complexe filonien est généralement mesurée lors de campagnes de forages DSDP/ODP (Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program). Différentes techniques, comme des essais de pompage, sont utilisées lors des forages à travers le plancher océanique (Becker, 1989 ; Fisher, 1998 ; Becker and Fisher, 2000). Ces mesures directes indiquent une large gamme de perméabilités (**Fig. 1.6**). La perméabilité tend à diminuer avec la profondeur. Elle varie de 10^{13} m² sous quelques centaines de mètres du fond marin à 10^{-18} m² à 1200 m de profondeur. Les cellules de convection dans un milieu poreux peuvent se développer à partir d'un seuil de perméabilité variant de 10^{-16} à 10^{-18} m² (Norton et Knapp, 1977 ; Norton et Knight, 1977 ; Gerdes et al., 1998 ; Cui et al., 2001).

De plus, les cellules de convection peuvent être limitées à des zones de haute perméabilité étroites et continues, correspondant à des zones de dommages le long de systèmes de failles actives à grande échelle (e.g. Fehn et Cathles, 1979). Ces zones de failles

et dommages sont directement observables en sous-marin, ce qui est notamment le cas dans les escarpements de la Hess Deep Rift (HDR) localisée au nord-ouest de la ride d'expansion de Cocos-Nazca (e.g. Hayman et Karson, 2007). Dans ce genre d'étude, des zones de déformation cassante ont été classées latéralement à partir de l'encaissant non déformé (Hayman et Karson, 2007) : 1) des zones de dommages à fractures denses et espacées, 2) des zones cataclasées et 3) des zones de gouges dans le cœur des failles. L'encaissant non déformé, représenté majoritairement par le complexe filonien (**Fig. 1.7a**), présente des joints de refroidissement ainsi que quelques fractures et quelques veines. Cet encaissant est caractérisé par une perméabilité initiale dite d' « arrière-plan » (« background permeability »). Le passage des fluides est donc limité dans l'encaissant non déformé. Ensuite, les zones de dommages présentent de nombreuses fractures interconnectées, superposant les faciès magmatiques et les structures liées au refroidissement de l'encaissant (**Fig. 1.7b**). Des brèches sont visibles dans la matrice fine. Dans ces zones on parle de perméabilité de fracture. Puis, approchant du cœur de la faille, les zones cataclasées riches en cataclasites et failles de brèches présentent des structures de cisaillement. Ces zones constituent des conduits dynamiques pour les fluides hydrothermaux (**Fig. 1.7c**). Enfin, les cœurs de faille présentent des gouges riches en matériel fin (< 1 mm). Ces zones de gouges sont potentiellement imperméables. Ainsi, selon le modèle proposé par Hayman et Karson (2007), la perméabilité devrait varier de 10^{-18} m² à l'état initial à 10^{-12} m² dans les zones cataclasées (**Fig. 1.7d**).

La perméabilité semble ainsi être la clé dans la compréhension des processus faisant interagir les fluides et les roches. Plus cette perméabilité est importante et plus les altérations hydrothermales sont intenses.

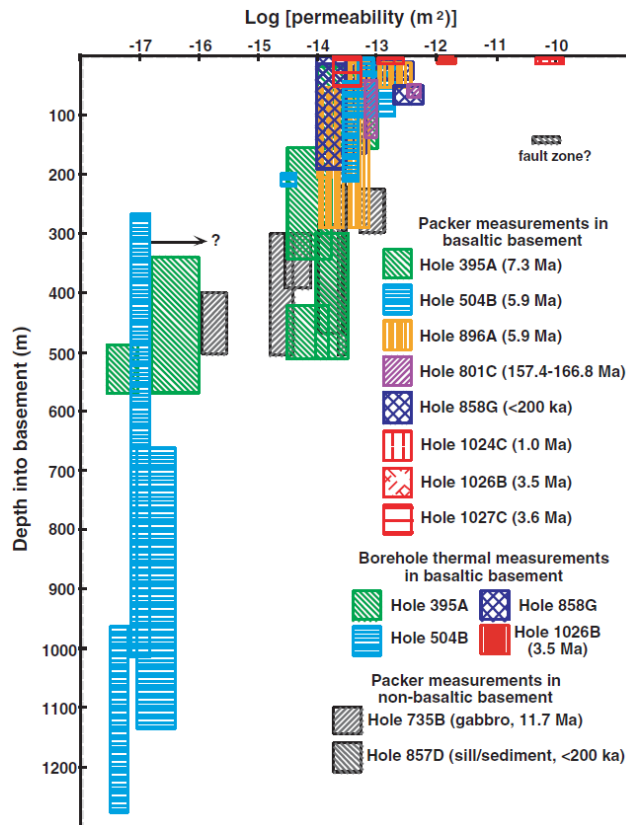


Figure 1.6 : Compilation de mesures in situ de perméabilité dans la croûte océanique actuelle (Fisher, 1998 ; Becker et Fisher, 2000). Diagramme illustré par Fisher (2002).

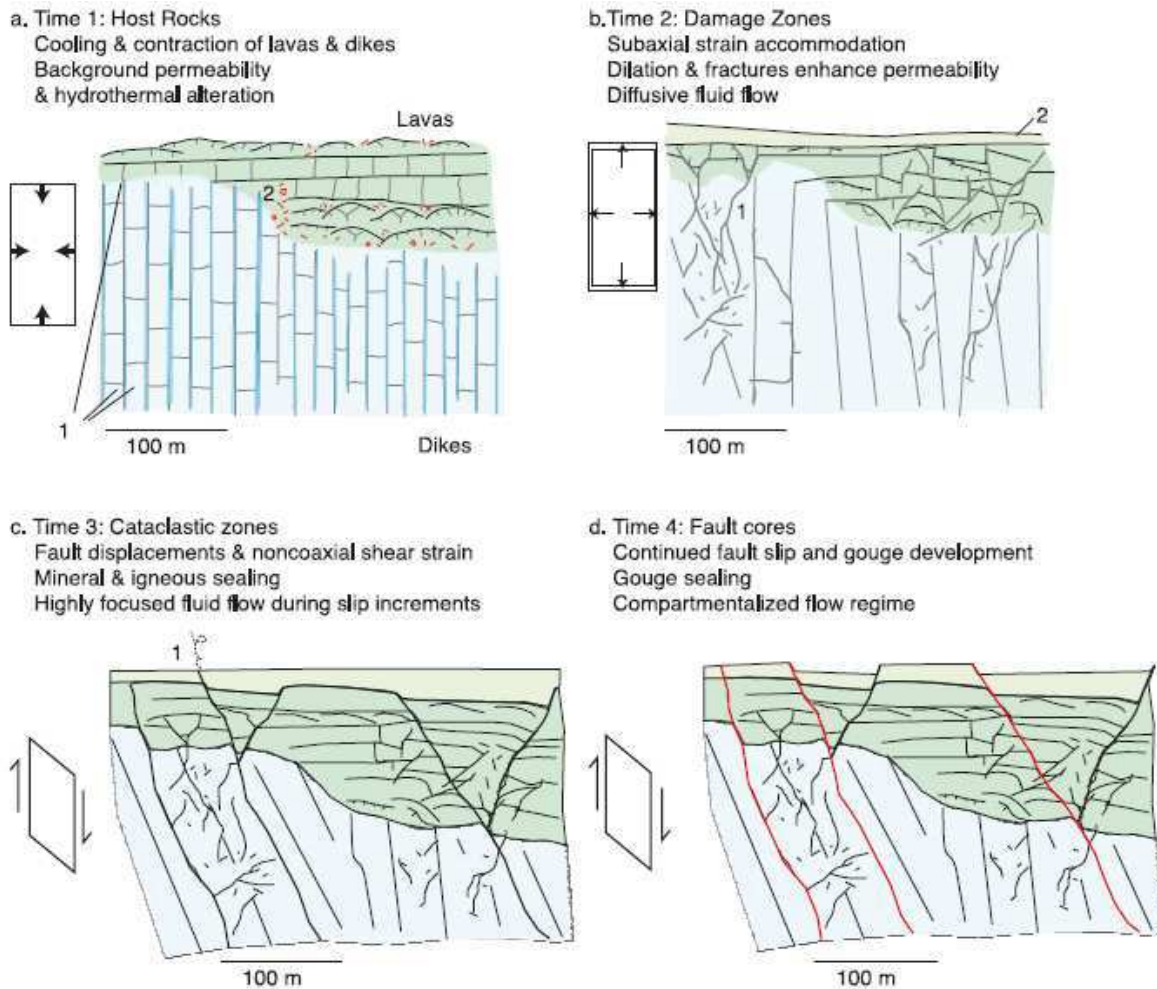


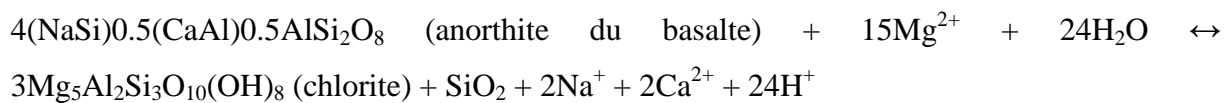
Figure 1.7 : Modèle conceptuel présentant l'évolution des zones de failles proches de l'axe de la dorsale durant l'expansion de l'EPR (East Pacific Rift) exposées au niveau de l'HDR et les circulations des fluides correspondantes (Hayman et Carson, 2007).

2.2. Circulation et altérations hydrothermales

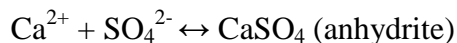
Les axes des dorsales fortement faillés et fracturés, ainsi que la présence d'une source chaude, favorisent la convection. Ainsi, la circulation hydrothermale sous les axes des dorsales se divise en trois parties (cf Fig. b de l'introduction générale) : 1) une zone de recharge correspondant au flux descendant, 2) une zone de réaction de haute température à la base du complexe filonien pouvant former les **épidosites** et 3) une zone de décharge correspondant au flux ascendant (Alt, 1995). Chacune de ces zones est caractérisée par des réactions hydrothermales bien particulières.

2.2.1. Altérations dans la zone de recharge

Dans la zone de recharge, les premières réactions ont lieu à 40°C. Il y a tout d'abord une oxydation des basaltes et une fixation des alcalins avec la formation de céladonites (micas ferriques), de nontronites (smectites ferriques) et d'oxy-hydroxydes de fer (Juteau et Maury, 2008). Un autre processus a lieu : la palagonitisation qui est à l'origine de la formation de phillipsite (assemblage de zéolites), de smectites et d'oxy-hydroxydes de fer et manganèse. Puis, à des températures supérieures à 150°C, il y a formation de chlorite avec la fixation du magnésium et la libération de calcium (Alt, 1995) :



Il y a ensuite formation de l'anhydrite à partir du calcium libéré lors de la formation de la chlorite :



Enfin, à partir de 250°C, les anorthites se transforment en albite, ce qui libère du calcium dans le fluide hydrothermal :



A ce stade précis, le fluide hydrothermal est légèrement acide, anoxique, riche en alcalins et pauvre en magnésium par rapport à l'eau de mer initiale.

2.2.2. Altérations dans la zone de réaction à haute température

Il existe peu de données sur les fluides *in situ* provenant de la zone de réaction de la croûte océanique actuelle (Delaney et al., 1987 ; Vanko, 1988 ; Vanko et al., 1992 ; Kelley et al., 1993 ; Vanko et Mavrogenes, 1998 ; Vanko et al., 2001), en raison des difficultés d'échantillonnage direct. La méthode des inclusions fluides est une méthode directe permettant d'étudier les conditions de précipitation des minéraux. Ainsi, les fluides piégés dans les cristaux peuvent nous renseigner sur la température et la pression au moment de la

cristallisation mais aussi sur la composition des fluides minéralisateurs (généralement en équivalent poids NaCl). Selon des études sur les inclusions fluides, les températures d'homogénéisation varient entre 250 et 450°C au niveau de l'Oceanographer Transform (East Pacific ; Vanko et al., 1992) tandis qu'elles sont plus intenses au niveau de la Mathematician Ridge (Mid-Atlantic), entre 550 et 700°C (Vanko, 1988). La pression s'étalerait entre 400 et 500 bars à la base du complexe filonien. Ces inclusions fluides présentent des salinités variables, pouvant être inférieures ou largement supérieures à celle de l'eau de mer. De plus, ces fluides ne seraient pas exclusivement constitués de NaCl mais aussi de CaCl₂, FeCl₂ et FeCl₃ (Vanko, 1988 ; Vanko et Mavrogenes, 1998). Cela est confirmé par une technique spécifique, PIXE (« proton-induced X-ray emission »), utilisée sur des inclusions de gabbros qui donne des concentrations en Ca et Fe pouvant respectivement atteindre 54 000 et 50 000 ppm (Vanko et al., 2001). Ainsi ces études montrent qu'il est possible que le fluide hydrothermal se sépare en une phase vapeur à faible salinité et en une phase de saumures. Ces analyses PIXE peuvent aussi donner d'autres concentrations telles que celles des métaux lourds. En effet, par exemple, les concentrations de Zn varient de 200 à 3000 ppm et les concentrations de Cu peuvent atteindre jusqu'à 440 ppm (Vanko et al., 2001). Par conséquent, le fluide hydrothermal étant chaud et acide au niveau de la zone de réaction, il attaque les minéraux sulfurés magmatiques. Donc le fluide s'enrichit en soufre et en métaux (Zn, Cu, Fe, Mn) (Alt, 1995). D'autres éléments viennent s'ajouter au fluide hydrothermal : ce sont des éléments volatiles issus du magma (He, CO₂, CH₄, H₂). La minéralogie de cette zone est variée. L'**épidote** se présente uniquement en rares veines, avec du quartz, ou en remplacement du plagioclase (Juteau et Maury, 2008). On y trouve aussi des assemblages pyrite-pyrrhotite-magnétite, ainsi que des amphiboles type hornblende (Mg) avec des feldspaths plagioclases secondaires calciques (400-500°C).

2.2.3. Altérations dans la zone de décharge

Dans cette zone, le fluide remonte rapidement à la surface (Alt, 1995). Au niveau de la décharge focalisée (à l'axe de la dorsale), les réactions avec le basalte sont très peu connues (Tivey, 2007 ; Juteau et Maury, 2008). Par contre, dans la zone de décharge diffuse (zone plus éloignée de l'axe de la dorsale), les réactions sont multiples avec notamment la précipitation de chlorite, d'albite et de sphène. On y observe aussi des veines à quartz et sulfures polymétalliques (pyrite, chalcopirite, blende et rare galène) (Juteau et Maury, 2008).

2.2.4. De rares épidosites

C'est Quon et Ehlers (1963) qui ont décrit le premier échantillon d'**épidosite** issu d'une croûte océanique récente (au niveau de la dorsale de l'océan Atlantique). L'échantillon a été prélevé à une profondeur de dragage de 2250 m. La roche est majoritairement constituée de quartz (45-50%) et d'épidote (40-45%). Le reste de la roche est constitué d'un matériau à grains fins (5% de reliques de feldspaths plagioclases) et de magnétite (<1%). La texture générale est décrite comme poeciloblastique. Plus récemment, des épidosites ont été découvertes en **zone de subduction** au niveau de l'avant-arc de Tonga, au Nord de la Nouvelle-Zélande (Banerjee et al., 2000). Elles sont caractérisées par le remplacement métasomatique des minéraux magmatiques primaires par des assemblages granoblastiques de quartz + épidote ± chlorite ± actinote ± ilménite ± magnétite ± sulfures. Plusieurs hypothèses pourraient expliquer l'absence d'épidosite dans les dorsales médio-océaniques actuelles : (1) elles n'existent pas, (2) elles sont rares ou petites ou (3) il y a un problème d'échantillonnage (Banerjee et al, 2000). Les épidosites sont beaucoup plus fréquentes dans les complexes ophiolitiques. Ces derniers se formant généralement en contexte de supra-subduction (Shervais, 2001), la tectonique (et le magmatisme ?) associée à ce contexte géodynamique bien particulier aurait un rôle important dans les altérations hydrothermales pénétratives.

2.2.5. Métamorphisme océanique vs. Altération hydrothermale intense

Il est important de distinguer deux types d'altération au sein de la croûte océanique : le métamorphisme océanique et l'altération hydrothermale intense. Ces processus n'engendrent pas les mêmes faciès d'altération (**Table 1.1**). Le métamorphisme océanique aboutit à des faciès qui sont largement répandus dans les croûtes océaniques actuelles : metabasaltes, métadiabases et métagabbros (Honnorez, 2003). Ces roches peuvent se métamorphiser jusqu'au faciès des amphibolites et des minéraux reliques restent observables, tandis que l'altération hydrothermale intense engendre des remplacements suffisamment intenses pour que les protolithes de départ ne soient plus identifiables. Les **épidosites** et les basaltes fortement chloritisés sont de parfaits exemples. Ce type d'altération est généralement acquis avec des rapports de masse fluide/roche importants (supérieurs à 20), on parle alors d'altération pénétrative (« pervasive alteration ») (e.g. Richardson et al., 1987). Le

métamorphisme océanique est issu de processus d'altération distaux contrairement à l'altération hydrothermale intense qui est généralement focalisée au niveau de l'axe de la dorsale (Honnorez, 2003). Dernière différence, les épidosites sont rares et limitées en extension dans le plancher des océans actuels.

Métamorphisme océanique	Altération hydrothermale intense
Métabasaltes, métadiabases et métagabbros.	Epidosites, basaltes propylitisés, séricitisés chloritisés ou argillisés et rodingites.
<p>1er stade d'altération (→ 400°C) :</p> <p>-métabasaltes altérés dans le faciès schiste vert inférieur.</p> <p>-métadiabases altérés entre le faciès schiste vert supérieur et amphibolite.</p> <p>2ème stade d'altération :</p> <p>-métabasaltes : localement silicifiés et pyritisés.</p> <p>-entre métabasaltes et métadiabases : stockwerk de sulfures polymétalliques.</p> <p>3ème stade d'altération (150-250°C) :</p> <p>zéolite, préhnite et calcite.</p>	<p>Epidosite : remplacement métasomatique d'un protolithe basaltique ou plagiogranitique. Conditions de formation : cf §4.</p>
Degré d'altération faible.	Degré d'altération important.
Altération non pénétrative donc présence de minéraux reliques.	Altération pénétrative donc remplacements intenses.
Processus d'altération distaux.	Processus d'altération proximaux, proche de la décharge focalisée.
Largement répandu dans le plancher des océans actuels.	Beaucoup plus rare et limitée en extension dans le plancher des océans actuels.

Tableau 1.1 : Comparaison métamorphisme océanique et altération hydrothermale intense (d'après Honnorez, 2003).

2.3. Approches numériques

Les modèles numériques sont simplifiés. En effet, leur géométrie est généralement représentée par une perméabilité élevée sous la forme d'un plan vertical le long de l'axe de la dorsale, sus jacent à une chambre magmatique. Ces modèles permettent de visualiser et de mieux comprendre la circulation des fluides parallèle à l'axe de la dorsale, en 2-D (Coumou et al., 2006, 2009b ; Fontaine et Wilcock, 2007) ou en 3-D (Coumou et al., 2009a). Ainsi, d'après ces modèles, des convections hydrothermales rigoureuses impliquent un nombre de Rayleigh (paramètre caractérisant le transfert de chaleur au sein du fluide) important (jusqu'à 1000), un nombre de Nusselt (rapport entre le transfert thermique total et le transfert par conduction) important (jusqu'à 50) et de fortes perméabilités (de l'ordre de 10^{-15} m²) (e.g. Fontaine and Wilcock, 2007). Ces simulations montrent que les fluides remontent sous forme de tuyaux (« pipe ») (**Fig. 1.8**) à partir de flux thermiques et de perméabilités suffisamment élevés (Coumou et al., 2009a). Fontaine et al. (2001) montrent l'influence des précipitations de minéraux, tels que l'anhydrite et les sulfures, dans la croûte océanique sur la perméabilité et la circulation des fluides. Leur étude montre que, suite à la fermeture progressive de la porosité, les fluides adoptent une circulation en forme de doigt (« finger »). Un front de précipitation se met en place et constitue une barrière potentielle à la circulation hydrothermale, provoquant ainsi des circulations froides et diffuses. Donc, le développement de fumeurs noirs est possible suite à la succession d'événements tectoniques et volcaniques permettant de créer un nouveau système de fractures. Plus récemment, Fontaine et al. (2011) se sont intéressés au couplage entre le système hydrothermal et la chambre magmatique sous jacente. Leur modèle montre que le refroidissement différentiel entre les flux ascendants et descendants entraîne une segmentation de la chambre magmatique le long de l'axe de la dorsale (zones riches en melt sous la décharge hydrothermale et zones pauvres en melt sous la recharge hydrothermale), comme observée sur les complexes ophiolites (e.g. Gillis et Roberts, 1999 ; France et al., 2009).

Toutefois, ces modèles de perméabilité établis et utilisés à travers des codes numériques ne prennent pas en compte certains paramètres dans les systèmes de dorsales océaniques. En effet, la perméabilité n'est pas fixe, elle constitue un paramètre transitoire du fait que la déformation et les interactions fluide-roche entretiennent des relations intimes en continu. De plus, au niveau des dorsales océaniques, les fractures ne sont pas seulement orientées parallèlement à l'axe mais aussi perpendiculairement à l'axe. Par ailleurs, la

perméabilité varie considérablement avec la profondeur et les lithologies rencontrées (Fisher, 1998; Becker et Fisher, 2000).

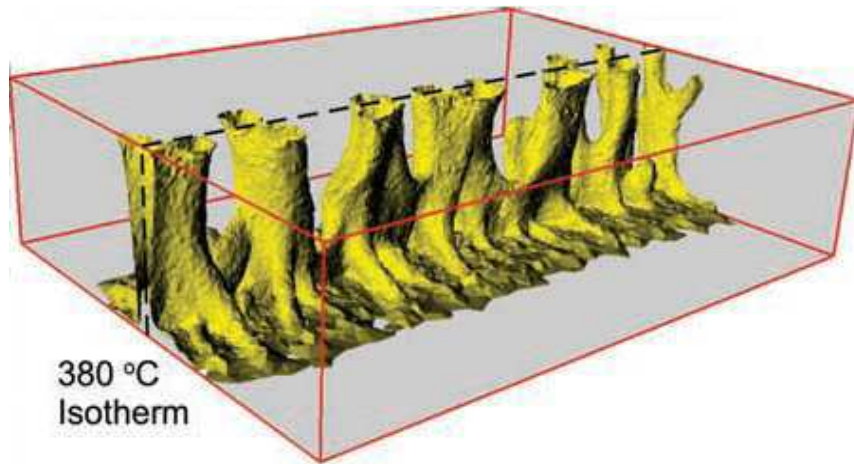


Figure 1.8 : Modélisation 3-D représentant l'isotherme à 380°C le long de l'axe d'une dorsale océanique pour une perméabilité de $3,0 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ (Coumou et al., 2009a).

3. Les épidosites des complexes ophiolitiques

3.1. A l'échelle de l'affleurement

Les systèmes hydrothermaux de la croûte océanique sont largement accessibles via leurs équivalents au niveau des complexes ophiolitiques. Les épidosites des ophiolites sont beaucoup plus abondantes que dans la croûte océanique actuelle (complexes ophiolitiques de Troodos à Chypre, du Semail en Oman, de Josephine et Del Puerto en Californie ; Shibuya et al., 2007). Ces roches enrichies en épidote et quartz se situent dans la zone de décharge focalisée, à la base du complexe filonien (e.g. Richardson et al., 1987). Il existe deux types d'épidosites ophiolitiques selon l'encaissant :

-Type A : dans le complexe filonien. Elles se présentent soit sous forme de miaroles dans les dykes (exemple dans le Semail, Nehlig et al., 1994) soit sous forme de bandes parallèles aux bordures dans des zones larges de centaines de mètres parallèles à l'axe d'expansion (exemple à Troodos, Richardson et al., 1987).

-Type B : dans les plagiogranites (incluant tonalite, trondhjemite, et quartz diorite). Elles apparaissent sous forme de miaroles (diamètre allant du cm au m) à Troodos (Richardson et al., 1987) et au Semail (Stakes et Taylor, 1992).

Notre étude va principalement se focaliser sur les épidosites du **complexe filonien**. Richardson et al. (1987) décrivent des dykes épidotisés de façon pénétrative (« pervasive alteration »). En effet, l'épidotisation est localisée au cœur des dykes parallèlement aux bordures et aucune fracture n'est visible. Cann et Gillis (2004) ont montré que l'épidotisation précède la formation des joints de refroidissement. De plus, les relations entre les dykes épidotisés et non épidotisés montrent que l'altération pénétrative est chenalisée au sein des dykes affectés par cette altération (Richardson et al., 1987 ; Cann et Gillis, 2004) (**Fig. 1.9**). Par ailleurs, l'épidotisation d'un dyke ne se propage pas sur les dykes encaissants. L'altération pénétrative semble ainsi confinée dans un système fermée entre les bordures figées. C'est pourquoi, les épidosites pénétratives se seraient formées peu de temps après la formation du dyke qui aurait eu une perméabilité importante. Enfin, une alternance de bandes de chlorite et d'épidote est généralement observée dans les bordures de ces dykes (Cann et Gillis, 2004 ; Jowitt, 2008) (**Fig. 1.10**). D'après Jowitt (2008), ces bandes seraient liées à des facteurs de contrôle de la perméabilité (et donc de l'altération) préexistants dans le dyke. Ces facteurs de contrôle seraient matérialisés sous forme de vésicules ou seraient liés à des fractures développées avant l'altération. Aucune preuve de ces textures pré-altération n'a persisté (si elles ont existé). De plus, les épidosites sont étroitement associées à un faciès plus riche en chlorite et plus pauvre en quartz et épidote (Richardson et al., 1987). La chlorite donne une couleur bleu-noir à la roche.

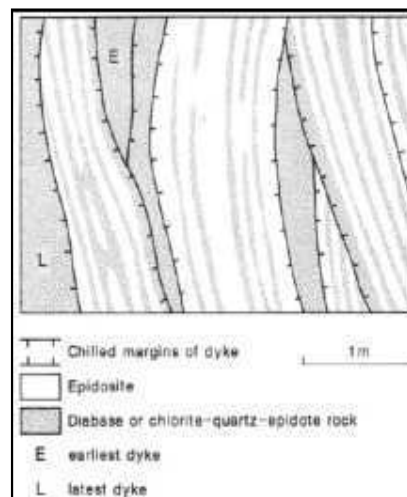


Figure 1.9 : Schéma basé sur des photographies d'un affleurement à épidosites à Troodos (Richardson et al., 1987). Un dyke non épidotisé (E) est recoupé par un dyke épidotisé lui-même recoupé par un dyke non épidotisé (L).

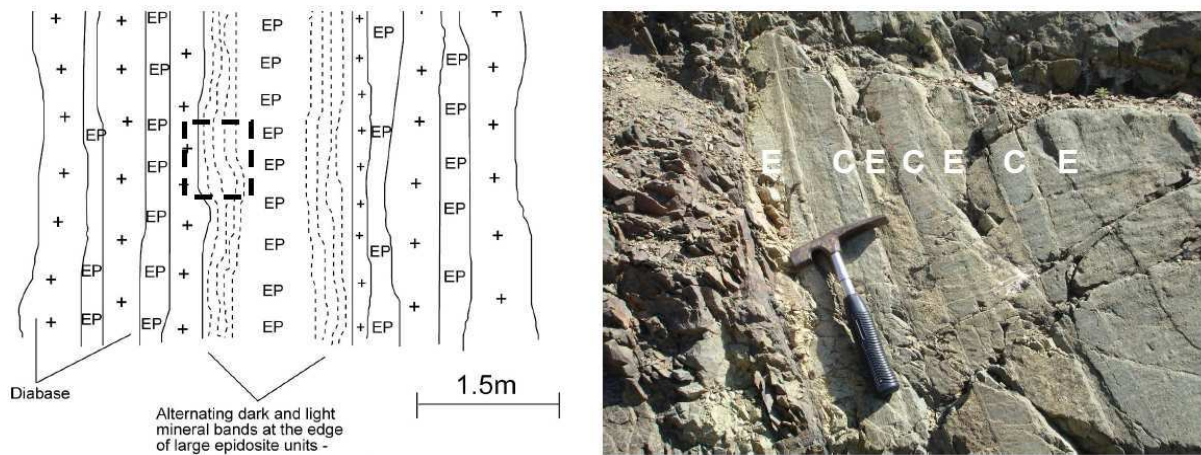


Figure 1.10 : Alternance de bandes de minéralogies différentes parallèles aux bordures de dyke (route de Spilia-Kannavia, Chypre ; Jowitt, 2008).

D'autres types d'épidotisation ont été observés dans le complexe filonien. En effet, des altérations à quartz et épidote ont été observées dans les joints de refroidissement de certains dykes (Bettison-Varga et al., 1992). De plus, un important réseau de veines de stockwerk est présent dans la transition complexe filonien-pillow lavas. Ainsi, des veines à quartz, épidote et sulfures recoupent le complexe filonien notamment en Oman (Nehlig et al., 1994). Ces altérations sont contrôlées directement par la fracturation et développent des fronts d'altération où des changements métasomatiques sont observés.

3.2. A l'échelle de la lame mince

Les métadiabases, roches constituant l'encaissant des épidosites, sont constitués d'un assemblage d'albite, d'actinote verte, d'oxydes de fer et de titane, de chlorite et de quartz (Richardson et al., 1987). Il s'agit d'une altération hydrothermale peu intense dans le début du faciès des schistes verts. Les grains sont fins à moyens et la texture ignée est préservée. Dans certains métadiabases porphyriques, il est possible d'observer des minéraux reliques d'anorthite, remplacés par l'albite, ainsi que des minéraux reliques de clinopyroxène, remplacés par l'actinote et la chlorite (Richardson et al., 1987 ; Schiffman et Smith, 1988 ; Nehlig et al., 1994). Les pseudomorphoses d'olivine sont plutôt rares (Schiffman et Smith, 1988). Des lattes d'actinote peuvent aussi remplacer des feldspaths plagioclases. Contrairement aux métadiabases, les épidosites ne possèdent pas de texture ignée mais une texture granoblastique (**Fig. 1.11**). Ces roches sont principalement constituées d'une mosaïque

de grains de quartz et d'épidote pouvant être automorphes. Certains auteurs parlent de texture recristallisée (Schiffman et Smith, 1988). Les grains sont fins à moyens. Des transformations sont observées dans les épidosites : des squelettes de magnétite automorphe et de l'ilménite sont remplacés par du sphène (Richardson et al., 1987 ; Jowitt, 2008).

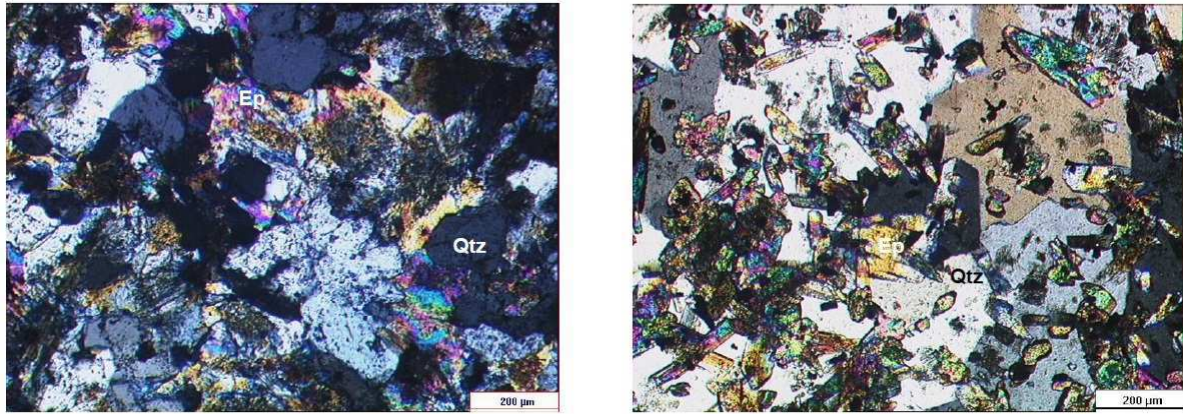


Figure 1.11 : Texture granoblastique des épidosites : les grains de quartz et d'épidote peuvent être xénomorphes (à gauche) ou automorphes (à droite) (Jowitt, 2008).

4. Conditions de formation des épidosites

Le fluide à l'origine des épidosites est un fluide dérivé de l'eau de mer qui a réagi préalablement avec des diabases et des gabbros dans la zone de recharge et qui s'est enrichi en Na-Ca-K-Cl et acidifié (Seyfried et al., 1988). Les épidosites seraient issues d'interactions fluide-roche intenses avec un **rapport de masse fluide/roche** important. Richardson et al. (1987) estiment ce rapport à 20 tandis que d'autres auteurs parlent d'un rapport nettement supérieur, de l'ordre de 500 à 1000 (Seyfried et al., 1988 ; Nehlig et al., 1994 ; Juteau et Maury, 2008). Enfin, d'après les modélisations géochimiques de Bettison-Varga et al. (1995), l'assemblage épidote + quartz \pm chlorite serait stable avec un rapport de masse fluide/roche compris entre 50 et 1250. Ces modélisations montrent aussi que l'épidotisation, se réalise aussi bien sur le diabase que sur le métadiabase à partir d'un fluide riche en Ca.

Banerjee et al. (2000) ont identifié trois types d'inclusions fluides (le caractère primaire ou secondaire des inclusions fluides n'est pas indiqué dans cette étude) dans les **épidosites de la croûte océanique actuelle** : i) type 1 dans des grains de quartz et d'épidote : salinité faible, phase liquide dominante, inclusions présentes dans toutes les épidosites ; ii) type 2 dans les grains de quartz : salinité faible, phase vapeur dominante ; iii) type 3 dans les

grains de quartz : salinité importante (> 29 % poids NaCl), phase liquide dominante avec cristaux d'halite. Les températures de piégeage sont estimées entre 250 et 400°C (**Figure 1.12**).

De nombreuses études sur les inclusions fluides ont été réalisées au niveau des épidosites de Troodos et du Semail. Richardson et al. (1987) et Schiffman et Smith (1988) aboutissent aux mêmes résultats à partir d'inclusions dans le quartz d'**épidosites du complexe filonien** (**Figure 1.12**) : i) salinité proche ou légèrement supérieure à celle de l'eau de mer ; ii) températures de piégeage comprises entre 350 et 400°C pour une pression lithostatique de 400 bars. Nehlig et al. (1994) ont analysé les inclusions fluides dans des grains d'**épidote** issus de **veines de stockwerk**. Cette épidoite serait issue d'un fluide ayant une salinité proche de celle de l'eau de mer avec des températures de piégeage entre 350 et 400°C, tout comme pour les épidosites du complexe filonien (**Figure 1.12**).

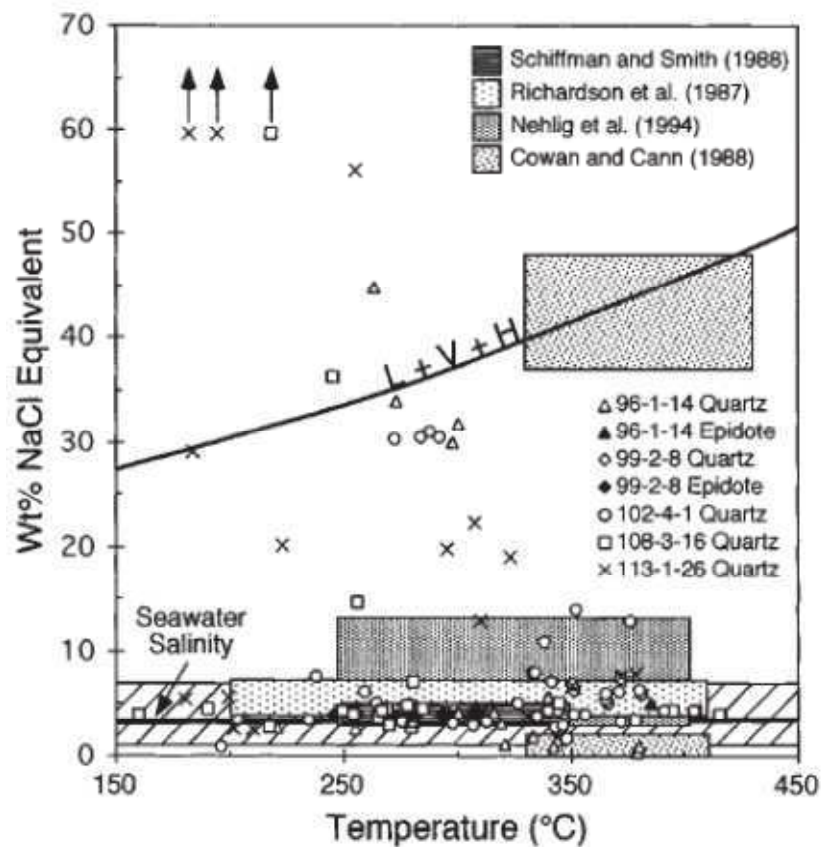


Figure 1.12 : Température d'homogénéisation en fonction de la salinité en % poids équivalent NaCl d'après l'étude de Banerjee et al. (2000) sur les épidosites actuelles en comparaison avec les études sur épidosites ophiolitiques (Richardson et al., 1987 ; Schiffman et Smith, 1988 ; Cowan et Cann, 1988 ; Nehlig et al., 1994). Le cadre hachuré correspond aux salinités des fumeurs noirs (Von Damm, 1995) (figure illustrée par Banerjee et al., 2000).

Kelley et Robinson (1990) ont identifié trois types d'inclusions fluides dans les **plagiogranites épidotisés** : i) type 1 (secondaire) dans le quartz, l'**épidote**, l'amphibole et le plagioclase : salinité faible, phase liquide dominante, 200-400°C, inclusions présentes dans tous les échantillons ; ii) type 2 dans le quartz et l'**épidote** : salinité faible, phase vapeur dominante, 360-420°C ; iii) type 3 dans le quartz et plus rarement dans l'**épidote** : salinité importante (> 46 % poids NaCl), phase liquide dominante avec cristaux d'halite, 400-500°C (**Figure 1.13A**). De même, Nehlig (1991) et Kelley et al. (1992) (inclusions majoritairement secondaires) (**Figure 1.13B**) ont observé ces trois types d'inclusion dans les plagiogranites et aboutissent à des résultats similaires.

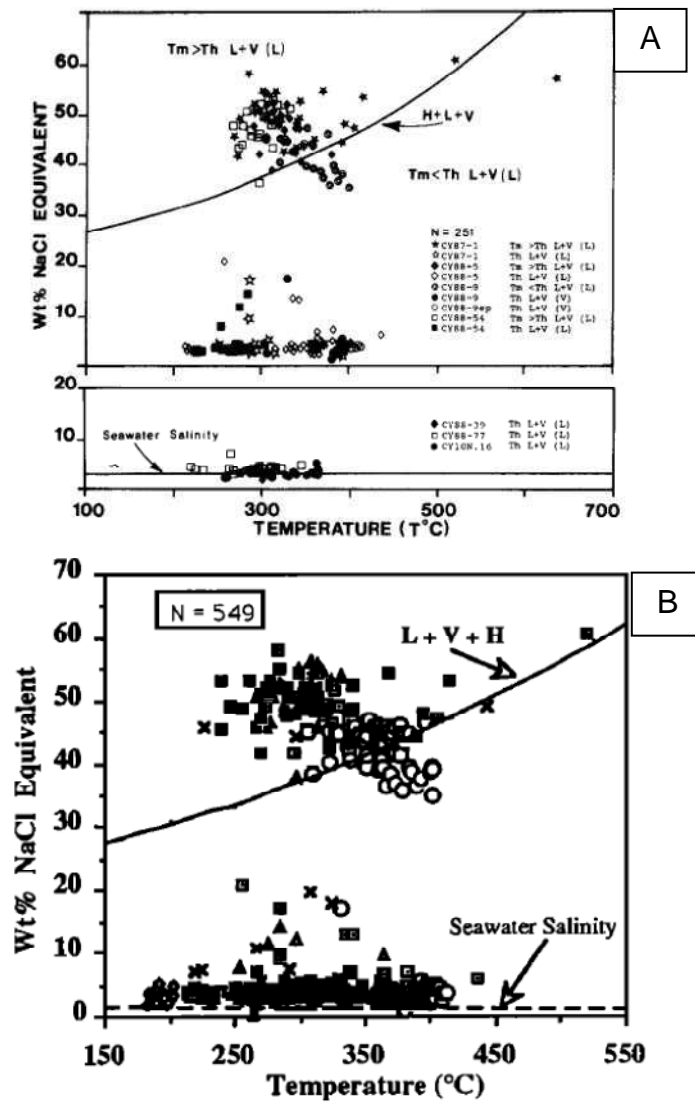


Figure 1.13 : Température d'homogénéisation en fonction de la salinité en % poids équivalent NaCl d'après les études de Kelley et Robinson (1990) (A) et de Kelley et al. (1992) (B) sur des plagiogranites épidotisés.

Ainsi, d'après toutes ces études sur les inclusions fluides, deux grands groupes de fluide se distinguent : des fluides type eau de mer et des saumures pouvant atteindre 60 % pds équ. NaCl (**Figure 1.12** et **Figure 1.13**). Les inclusions à forte salinité sont interprétées comme le résultat d'une séparation de phases du fluide hydrothermal ou d'une saumure magmatique exsolvée (Kelley et Robinson 1990 ; Nehlig 1991). D'après Kelley et al. (1992) la composition de ces fluides serait complexe (30-60% poids NaCl±CaCl₂±KCl). Klemd (2004) indique la présence possible de FeCl₂ et MgCl₂ dans ce genre de fluide. Ainsi, d'après ces études sur les inclusions fluides, des réactions de métasomatisme formant de l'épidote ont été formulées de la façon suivante (Klemd, 2004) :

- 3 anorthite + 1 CaCl₂ + 1 H₂O = 2 zoïsite + HCl
- 3 anorthite + 1 CaF₂ + 1 H₂O = 2 zoïsite + 2 HF
- 3 anorthite + 1 Ca²⁺ + 1 CO₃²⁻ + 1 H₂O = 2 zoïsite + 2 CO₂

Ces réactions montrent, d'une part, que l'épidote devient moins stable avec l'augmentation de l'acidité, et d'autre part, que des sels comme CaCl₂ dans les fluides peuvent être responsables de la formation de l'épidote. De plus, des analyses PIXE ont été réalisées par Juteau et al. (2000) dans des inclusions fluides contenus dans des grains de quartz d'un plagiogranite épidotisé du complexe ophiolitique d'Oman. Cette étude montre que ces fluides sont enrichis en Ca et en métaux. En effet, les concentrations en Ca varient de 6 660 à 16 174 ppm et celles en Fe varient de 26 223 à 92 000 ppm. Ainsi, les fluides *in situ* à l'origine de l'épidotisation dans la zone de réaction seraient riches en Ca et métaux comme le Fe.

5. Approches expérimentales

L'approche « terrain » (observations, pétrographie, inclusions fluides...) n'apporte pas toutes les réponses concernant l'origine des épidotes et le lien avec les amas sulfurés. L'approche expérimentale constitue un moyen complémentaire dans la compréhension des interactions fluide-roche au sein de la croûte océanique.

5.1. Interactions eau de mer-basalte (sans formation d'épidote)

A partir des années 1970, de nombreuses études expérimentales ont permis d'approfondir nos connaissances dans les interactions eau de mer-basalte. Certaines de ces expérimentations sur les basaltes, avec eau de mer naturelle ou synthétique, montrent l'importance de la **température** (Hajash, 1975 ; Hajash et Archer, 1980 ; Hajash et Chandler, 1981 ; Seewald et Seyfried, 1990) et du **rapport de masse fluide/roche** (Hajash et Archer, 1980 ; Seyfried et Mottl, 1982) dans la mobilité des métaux. Ces études ont montré que l'eau de mer chaude est un fluide très réactif et que la température (à partir de 400°C) et le rapport de masse fluide/roche sont les principaux facteurs qui contrôlent les échanges chimiques dans le système eau de mer-basalte. Ces résultats expérimentaux indiquent que plus la température et le rapport de masse fluide/roche sont élevés, plus le fluide est réactif. Ces études expérimentales montrent que le fluide a tendance à passer d'une eau oxygénée légèrement alcaline à une solution réductrice, acide, avec d'importantes concentrations en métaux tels que Fe, Mn, Cu et Zn. Les principaux produits d'altération formés expérimentalement à 400°C et 400 bars (conditions supposées à la base du complexe filonien) sont : la smectite, l'anhydrite, l'albite, la trémolite, la chlorite, la pyrrhotite, la silice amorphe et des oxydes de fer.

5.2. Conditions de synthèse des épidotes

5.2.1. Généralités sur les épidotes

L'épidote est un silicate appartenant à la sous-famille des sorosilicates. La majorité des épidotes possèdent un système cristallin monoclinique. Il existe aussi des épidotes orthorhombiques telles que la zoïsite ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$), un dimorphe de la clinozoïsite (monoclinique). D'après Holdaway (1972), la clinozoïsite est plus stable à basse pression que la zoïsite. De plus, l'épidote ferrifère type pistachite (majoritaire d'après les études de terrain) et la clinozoïsite constitue une solution solide. C'est pourquoi, dans le reste du manuscrit, la zoïsite ne sera pas mentionnée.

Le terme épidote a une double signification. Il peut être employé pour désigner le pôle ferrifère du groupe des épidotes ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$) (**Fig. 1.14**) ou bien ce terme désigne le nom du groupe de minéraux ayant pour formule structurale générale : $\text{X}_2\text{Y}_3\text{Z}_3(\text{O},\text{OH},\text{F})$

(Franz et Liebscher, 2004). Ainsi, le groupe « épidote » constitue des solutions solides avec trois pôles : une épidote riche en Fe^{3+} ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$), un pôle alumineux représenté par la clinozoïsite ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$) et un pôle chromifère nommé tawmawite ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Cr}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$). La plupart des auteurs décrivent les épidotes ferrifères selon la « teneur en pistachite » (% Ps = %Fe/Fe+Al) (ex. Liou, 1973 ; Jowitt, 2008).

Le site X représente les octaèdres et les sites Y et Z représentent les tétraèdres. Plusieurs éléments peuvent s'introduire dans le site X : Ca, Ce, La, Y, Th, Fe^{2+} , Mn^{2+} ainsi que du Mn^{3+} . Dans le site Y, d'autres éléments peuvent s'y introduire : Al, Fe^{3+} , Mn^{3+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} et Ti. Enfin, on trouve soit du Si soit du Be dans le site Z.

Les épidotes sont composées le plus fréquemment de $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ mais elles peuvent aussi incorporer du Mn_2O_3 (piémontite = $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Mn}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$) ou des terres rares (REE, Sr, Pb, Ba, Th). L'allanite est une épidote dont les terres rares sont localisées dans le site du Ca, elle a pour formule structurale générale : $((\text{Ca,Ce,La,Y})\text{Al}_2\text{Fe}^{2+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH}))$. Elle est le seul minéral du groupe des épidotes au sein duquel le Fe^{2+} représente un constituant majeur.

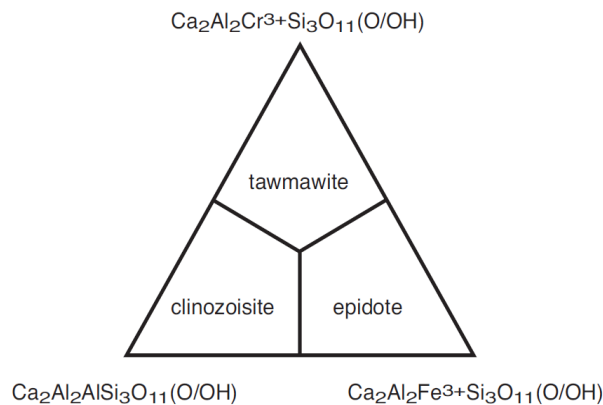


Figure 1.14 : Nomenclature des épidotes monocliniques Al-Fe-Cr (Franz et Liebscher, 2004).

5.2.2. Synthèse des épidotes

A partir des années 1960, les chercheurs se sont intéressés au domaine de stabilité des épidotes. Différentes méthodes expérimentales ont été utilisées pour caractériser les réactions d'épidotisation (**Tableau 1.2**) :

- i) Tout d'abord le **matériel de départ** varie selon les auteurs et les réactions étudiées. Certains utilisent des verres (Pistorius et al., 1962 ; Anastasiou et Langer, 1977), des gels (Schiffman et

Liou, 1983 ; Nagashima et al., 2009), des oxydes (e.g. Nitch et Winkler, 1965 ; Liou, 1973), d'autres des minéraux naturels ou synthétiques (e.g. Newton, 1966), ainsi que des roches telles que des diabases (Seyfried et Janecky, 1985 ; Bernd et al., 1988, 1989).

- ii) Certains auteurs utilisent des **germes d'épidote** et étudient la stabilité des épidotes via leurs surcroissances. Pour cela, deux méthodes sont possibles : 1) des poudres de réactifs et de produits sont mélangées à parts égales, puis, ce mélange est analysé au diffractomètre à rayons X (DRX) avant et après expérimentation afin de suivre le sens de la réaction (Nitch et Winker, 1965 ; Newton, 1966 ; Boettcher, 1970 ; Holdaway, 1972 ; Jenkins et al., 1983) ; 2) les germes d'épidote (les réactifs) sont mélangés avec une faible quantité de produits, puis, le sens de la réaction est étudié en observant les surcroissances au microscope (Nitch et Winkler, 1965 ; Holdaway, 1972 ; Liou, 1973 ; Prunier et Hewitt, 1985 ; Brunsmann et al., 2002).
- iii) La technique du contrôle de la **fugacité en oxygène** (fO_2) est utilisée depuis les années 1950-60, avec notamment les études expérimentales d'Eugster et Wones (1962). N'importe quel assemblage de solides, qui a une fO_2 fixe pour une température donnée, peut être utilisé comme tampon à oxygène (« oxygen buffer »). Les solides sont plus efficaces car ils possèdent un large pouvoir tampon par unité de volume. En présence d'eau, un tampon à oxygène possède aussi une fugacité en hydrogène (fH_2) à des températures et pressions données, du fait de la dissociation thermique de l'eau ($2 H_2O = 2 H_2 + O_2$). Un rajout ou un appauvrissement en oxygène dans le système changera les proportions moléculaires des constituants du tampon selon l'assemblage utilisé (exemple du tampon hématite-magnétite : $4 Fe_3O_4 + O_2 = 6 Fe_2O_3$). Tant que les constituants du tampon sont présents, l'équilibre de la fO_2 est rigoureusement défini par le tampon (Huebner, 1971). La technique du contrôle de la fO_2 nécessite une double capsule (une capsule interne perméable à l'H porteuse de la charge et une capsule externe porteuse du tampon et d'eau). Puisque l'épidote ferrifère contient dans sa structure du fer à l'état pleinement oxydé (Fe^{3+}), une fO_2 élevée (égale ou supérieure au tampon hématite-magnétite) est attendue pour maximiser la stabilité de l'épidote (Franz et Liebscher, 2004). Holdaway (1972), Liou (1973) et Liou et al. (1983) ont exploré son domaine de stabilité sur une large gamme de fO_2 à partir de celles de l'équilibre fer-magnétite, jusqu'à celles de l'équilibre cuprite-ténorite (conditions extrêmement oxydantes, 7 à 8 unités log supérieures au tampon hématite-magnétite). Ces études montrent que plus la fO_2 est importante, plus le domaine de stabilité de l'épidote s'élargit vers les hautes températures (**Fig. 1.15**).
- iv) Le **fluide** utilisé dans la capsule porteuse de la charge constitue une autre variable lors des expérimentations. La plupart des auteurs utilise de l'eau distillée en guise de fluide réactif.

Cependant, Seyfried et Janecky (1985) et Berndt et al. (1988, 1989) ont utilisé des fluides enrichis en Na, Ca, K et Cl (0,55 mol/L) afin de simuler un fluide hydrothermal ayant interagi préalablement avec les basaltes dans la zone de recharge.

- v) La **pression** : une pression importante permet d'accélérer la réaction. Ainsi, certaines expérimentations se déroulent à l'échelle de la journée au dessus de 8 kbars (Anastasiou et Langer, 1977 ; Matthews et Goldsmith, 1983 ; Nagashima et al., 2009). A plus basse pression, les expérimentations se déroulent à l'échelle du mois.
- vi) Le **rapport de masse fluide/roche** est aussi un paramètre à prendre en compte. Cependant, dans la littérature liée aux synthèses d'épidote la valeur de ce rapport n'est généralement pas mentionné, les auteurs parlent d' « excès d'eau ». Certaines modélisations numériques sur les interactions basalte-eau de mer montrent que l'épidote est plus représentée dans les produits d'altération avec un rapport de masse fluide/roche de 5 (de 150 à 400°C à 500 bars) (e.g. Wetsel et al., 2001).

Auteurs	Germes	fO ₂ min (tampon)	Tmin(°C)-Pmin(bars)	Matériel de départ	Fluide initial	Epidote
(1) Pistorius et al. (1962)	Non	-	500-16000	Verre (anorthite)-Al(OH) ₃	H ₂ O	Clinozoïsite
(2) (3) Nitch et Winkler (1965)	Oui/ Non	-	430-300/ 415-2000	SiO ₂ -Al ₂ O ₃ -CaO-Fe ₂ O ₃	H ₂ O	Epidote/ Zoïsite
(4) Newton (1966)	Oui	-	450-2500	Anorthite-grossulaire	H ₂ O	Zoïsite
(5) Boettcher (1970)	Oui	-	600-4000	Anorthite-grossulaire	H ₂ O	Zoïsite
(6) (7) Holdaway (1972)	Oui	NB	700-3000	Grenat-corindon-quartz	H ₂ O	Epidote
(8) (9) Liou (1973)	Non/ Oui	- / FMQ	575-5000/ 510-3000	SiO ₂ -Al ₂ O ₃ -Fe ₂ O ₃ -CaCO ₃ / Anorthite-grenat-FeO-quartz	H ₂ O	Epidote
Anastasiou et Langer (1977)	Non	Mn ₂ O ₃ -MnO ₂	800-15000	Verre (CaO-SiO ₂ -Al ₂ O ₃ -Mn ₂ O ₃)	H ₂ O	Zoïsite-Piemontite
(10) Jenkins et al. (1983)	Oui	-	550-6500/ 550-7500	Quartz-scolécite	H ₂ O	Zoïsite/ Clinozoïsite
(11) Liou et al. (1983)	Non	FMQ	375-2000	Prehnite-hématite	?	Epidote
(12) Schiffman et	Non	-	275-6750	Gel de pumpellyite	H ₂ O	Epidote

Liou (1983)				(CaO-Al ₂ O ₃ -Fe ₂ O ₃ -SiO ₂)		
(13) (14) Matthews et Goldsmith (1984)	Non	-	500-10000	Anorthite	H ₂ O	Zoïsite
Prunier et Hewitt (1985)	Non/ Oui	-	500-6500/ 650-6500	Anorthite-SiO ₂ -CaCO ₃ -Fe ₂ O ₃	?	Zoïsite/ Clinozoïsite
(15) Seyfried et Janecky (1985)	???	-	400-400	Diabase	Na-Ca-K-Cl	Clinozoïsite
(16) Bernd et al. (1988)	???	-	400-400	Diabase	Na-Ca-K-Cl	Clinozoïsite
(17) (18) Bernd et al. (1989)	???	-	375-400	Diabase	Na-Ca-K-Cl	Clinozoïsite
Brunsmann et al. (2002)	Oui	HM	500-5000	SiO ₂ -Al ₂ O ₃ -Fe ₂ O ₃ -Ca(OH) ₂	CaBr ₂	Zoïsite-clinozoïsite
Nagashima (2006)	Non	CT	500-3000/ 500-3800	CaCO ₃ -Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -MnO ₂ -Fe ₂ O ₃ / Essenéite-oxydes	H ₂ O	Piémontite/ Epidote
Nagashima et al. (2009)	Non	-	700-8000	Gel (SiO ₂ -Al ₂ O ₃ -CaCO ₃ -Cr ₂ O ₃)	H ₂ O	Tawmawite

Abréviations des tampons : CT = cuprite-ténorite ; HM = hématite-magnétite ; NB = Nickel-bunsenite ; FMQ = fayalite- magnétite- quartz.

Tableau 1.2 : Tableau récapitulatif d'expérimentations traitant de synthèse d'épidote.

Les études citées dans le tableau 1.2 mentionnent différentes réactions d'épidotisation :

- (1) 4 Anorthite + Corindon = **Clinozoïsite (ou zoïsite)** + Sillimanite
- (2) 5 Anorthite + 1 Grossulaire + 2 H₂O = 4 **Zoïsite** + 1 Quartz
- (3) Anorthite + Grossulaire/Andradite + Hématite + H₂O (+ Quartz) = **Epidote** (+ Quartz)
- (4) 5 Anorthite + Grossulaire + 2 H₂O = 4 **Zoïsite** + Quartz
- (5) Anorthite + Grossulaire + vapeur = **Zoïsite** + Quartz

- (6) 2 Grossulaire + 6 Anorthite + Corindon + 3 H₂O = 6 **Clinozoïsite (ou zoïsite)**
- (7) Grossulaire + 5 Anorthite + 2 H₂O = 4 **Clinozoïsite (ou zoïsite)** + SiO₂
- (8) Grenat + Anorthite + FeOx + Quartz + Fluide = **Epidote (Ps 33)**
- (9) Grenat + Anorthite + Magnétite + Fluide = **Epidote (Ps 25)** (+ Quartz)
- (10) 4 Anorthite = 2 **Clinozoïsite** + Disthène + Quartz
- (11) Prehnite + Hématite = **Epidote (Ps 33)** + Grenat + Quartz + H₂O
- (12) Anorthite + Clinopyroxène + Hématite + H₂O = **Fe-pumpellyite** + Chlorite + Grenat + Quartz
- (13) 12 Anorthite + 3 H₂O = 6 **Zoïsite** + Mullite + 5 SiO₂ (aq)
- (14) 5 Anorthite + 2 H₂O = 2 **Zoïsite** + 1 Margarite + 2 Quartz

Métasomatoses :

- (15) 3 Anorthite + Ca²⁺ + 2 H₂O = 2 **Clinozoïsite** + 2 H⁺
- (16) 3 Anorthite + 0,25 Magnétite + 0,5 Pyrrhotite + Ca²⁺ + 0,5 H₂O = 2 **Clinozoïsite** + 0,25 Pyrite + Fe²⁺
- (17) 3 Anorthite + Ca²⁺ + 2 H₂O = 2 **Clinozoïsite** + 2H⁺
- (18) 2 Anorthite + 2 SiO₂ + Na⁺ + H₂O = 2 **Clinozoïsite** + Albite + H⁺

Toutes ces réactions d'épidotisation démarrent à partir d'anorthite en guise de réactif. Certains auteurs parlent de processus de métasomatisme à partir d'un fluide riche en Ca affectant les feldspaths plagioclases (Seyfried et al., 1988 ; Berndt et al., 1989). Parfois un minéral contenant du Fe (grenat ou oxydes de Fe) est rajouté en guise de réactif pour apporter le Fe

nécessaire à l'épidote type pistachite (e.g. Liou, 1973). Sans rajout de Ca et Fe, une simple hydratation est à l'origine de la formation de la zoïsite ou de la clinozoïsite (e.g. Matthews et Goldsmith, 1984). La formation de l'épidote est généralement accompagnée d'un autre produit : le quartz, autre constituant majeur des épidosites. L'épidotisation s'accompagne également de l'acidification du fluide (Seyfried et Janecky, 1985 ; Berndt et al., 1989).

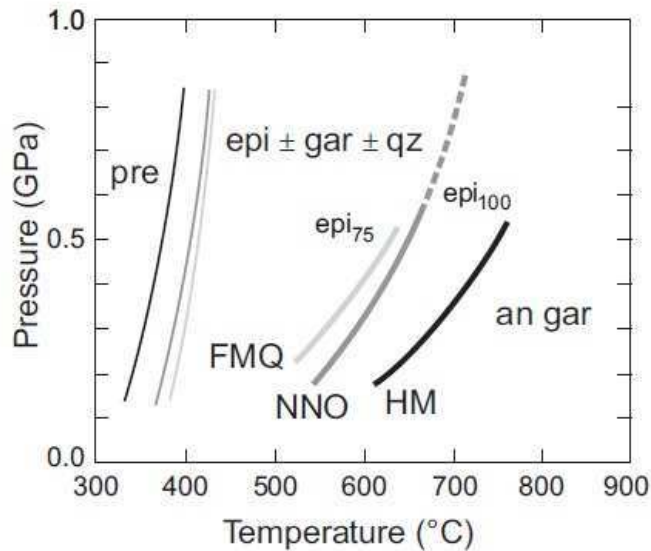


Figure 1.15 : Diagramme P-T (1GPa = 10 000 bars) présentant le domaine de stabilité de l'épidote d'après les études de Liou (1973) et Liou et al. (1983). Le domaine à BT à gauche des traits fins correspond au domaine de la prehnite tandis que le domaine à HT à droite des traits grossiers correspond au domaine de l'anorthite et du grenat. Les traits représentent les variations en fO_2 selon les tampons (FMQ = Fayalite-Magnétite-Quartz ; NNO = Nickel-Bunsenite ; HM = Hématite-Magnétite) (diagramme réalisé par Poli et Schmidt, 2004).

5.2.3. Limites des expériences

Dès les années 1960, un problème de nucléation de l'épidote et/ou de cinétique de réaction est décrit par les expérimentateurs dans des conditions de basse pression (e.g. Holdaway, 1966). Liou et al. (1983) n'ont pas réussi à nucléer de l'épidote en dessous de 2 kbars. Seuls Nitch et Winkler (1965) ont réussi à réaliser des surcroissances de l'épidote à 300 bars mais seulement à partir de germes. Seyfried et Janecky (1985) et Berndt et al. (1988, 1989) ont utilisé des échantillons naturels de diabase issus du même échantillonnage ainsi que le même fluide. Leurs expérimentations à 400°C et 400 bars ont révélé de l'épidote en remplacement des plagioclases et ce, sans contrôler la fO_2 . Cependant, cette épidote a été

détectée uniquement à l'aide de moyens optiques et aucune image n'est présente dans leurs publications. Rien n'indique que cette épidote n'était pas déjà présente dans leurs échantillons naturels.

Finalement, aucune des expérimentations sur les synthèses ou la stabilité des épidotes ne fait le lien avec le relargage des métaux dans les fluides en contexte océanique. Seuls Seyfried et Janecky (1985) ont mesuré des concentrations en métaux (Fe, Mn, Cu, Zn) dans les fluides après épidotisation. Mais comme dis précédemment, cette épidotisation expérimentale reste largement controversée. Ces auteurs ont observé une augmentation des concentrations en Fe, Mn et Cu à partir de 400°C, tout comme certains auteurs ayant travaillé sur les interactions eau de mer-basalte sans produire d'épidote (e.g. Hajash, 1975). Ainsi, cette variation en concentrations des métaux est certainement expliquée par l'augmentation de la température.

6. Conclusion et démarche de ce travail

L'ensemble de ces données montrent que les conditions de mise en place des épidosites dans le complexe filonien ainsi que leur relation avec celui-ci et la déformation régionale restent mal connues. Les observations de terrain sur les complexes ophiolitiques comme celui de Troodos (à Chypre) ou celui du Semail (en Oman) montrent clairement deux types d'épidosite : i) un type clairement fissural sous forme de veines recoupant les dykes ou en remplissage des joints de refroidissement et, ii) un autre type qui interpénètre le cœur de dykes de manière focalisée (altération pénétrative). La différence entre ces deux types d'épidosite est certainement la relation temporelle entre l'activité de la chambre magmatique et la réaction d'épidotisation. La perméabilité semble un facteur physique indispensable dans la compréhension des différents processus à l'origine de ces deux types d'épidosite.

Concernant les conditions de formation des épidosites telles que la température, la pression et la composition des fluides, des zones d'ombre subsistent dans la littérature. D'un côté, les études de terrains attestent que les épidosites se forment entre 300 et 400°C et à 400-500 bars via la méthode des inclusions fluides, généralement secondaires dans des grains de quartz de plagiogranites. De l'autre côté, les approches expérimentales montrent clairement un problème de nucléation à basse pression. Cette ambiguïté renforce le mystère dans l'origine des épidosites. De plus, dans ces études, la composition des fluides étant renseignée uniquement en équivalent poids NaCl, rien ne nous indique si d'autres éléments comme le Ca

ou des métaux sont présents dans les fluides *in situ*. Enfin, le lien entre les épidosites et les amas sulfurés n'a pas été établi expérimentalement. La combinaison de plusieurs approches complémentaires semble ainsi nécessaire afin de mieux comprendre la formation des épidosites.

Premièrement, il est nécessaire d'aller sur le terrain afin d'identifier et caractériser les différents types d'épidosites de l'échelle de l'affleurement (relations avec l'encaissant) à celle de la lame mince. De plus, un échantillonnage direct sur une croûte océanique de référence (Chypre) est indispensable afin de caractériser les propriétés des diabases à différents degrés d'altération (minéralogie, texture, fabrique magnétique, perméabilité). Les inclusions fluides seront aussi étudiées afin de caractériser la nature des fluides et les conditions de piégeage. L'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) sera étudiée afin de tracer les paléo-fluides au sein des épidosites.

Deuxièmement, une approche expérimentale est nécessaire afin d'étudier les conditions P-T-fO₂ de la réaction d'épidotisation ainsi que le lien avec la libération des métaux. Pour cela, l'utilisation d'autoclaves statiques semble indispensable. Dans un premier temps, la réaction simplifiée à partir de feldspaths plagioclases sera étudiée. Dans un second temps, des expérimentations sur des roches telles que des basaltes, des metabasalts et métadiabases seront réalisées. Les concentrations des métaux seront mesurées après chaque expérimentation.

Troisièmement, une autre approche expérimentale est nécessaire pour étudier le lien entre l'hydrodynamique, le degré d'altération et la déformation. L'autoclave dynamique type Paterson semble idéal pour cette étude. Ainsi, l'évolution de la perméabilité sera suivie avant, pendant et après la déformation de métadiabase à différents degrés d'altération (métadiabase, métadiabase fortement chloritisé et épidosite). Finalement, des modélisations numériques seront réalisées après chaque expérimentation pour comparer les mesures de perméabilité *in situ* et les calculs de perméabilité post-expérimentation.

Chapitre 2

Caractérisation et traçage des paléo-fluides dans le complexe filonien de Troodos : pétrographie et magnétisme



Chapitre 2

Caractérisation et traçage des paléo-fluides dans le complexe filonien de Troodos : pétrographie et magnétisme

Chapitre 2	53
Caractérisation et traçage des paléo-fluides dans le complexe filonien de Troodos : pétrographie et magnétisme.....	53
1. Contexte géologique de Chypre et échantillonnage	57
1.1. Géologie de l'Est du bassin Méditerranéen.....	57
1.2. Evolution géodynamique et géologie de Chypre.....	58
1.3. Echantillonnage	63
2. Etude pétrographique de la série ophiolitique de Chypre.....	66
2.1. Manteau	66
2.2. Gabbro	67
2.3. Plagiogranite.....	67
2.4. Transition roches plutoniques/complexe filonien.....	70
2.5. Le complexe filonien.....	71
2.5.1. Rappel des objectifs	71
2.5.2. Diabase (protolithe)	71
2.5.3. Métadiabase	72
2.5.4. Type 1 : Epidosite pénétrative	76
2.5.5. Type 2 : Epidote dans joints de refroidissement.....	81
2.5.6. Type 3 : Epidosite à sulfures	85
2.5.7. Type 4 : Fracture à épidote et quartz géodique	88
2.5.8. Type 5 : Sphérulites d'épidote	91
2.5.9. Cas particulier : épidotisation postérieure au métadiabase	93

2.5.10. Etude minéralogique et chimique des épidosites.....	98
2.6. Basaltes et minéralisations	100
3. Traçage des paléo-fluides (Article 1)	104
Abstract	105
1. Introduction	106
2. Methods	108
2.1. Study area and AMS sampling	108
2.2. Laboratory magnetic measurements.....	110
3. Magnetic properties in the sheeted dyke complex: Metadiabase vs. Epidosite.....	110
3.1. Magnetic mineralogy	110
3.2. Magnetic fabrics	115
4. Implications on hydrothermal fluid flow and epidotization in the sheeted dyke complex.....	122
References	123
4. Conclusion.....	128
4.1. Apport des observations de terrain et de la pétrographie	128
4.2. Apport des propriétés et des fabriques magnétiques des épidosites	129

1. Contexte géologique de Chypre et échantillonnage

1.1. Géologie de l'Est du bassin Méditerranéen

L'Est du bassin Méditerranéen (**Fig. 2.1**) possède une géologie complexe qui reflète la fermeture de l'océan Téthys durant l'orogénèse alpine (Robertson, 2002). Deux principaux domaines tectoniques sont présents : la ceinture orogénique alpine au Nord et le domaine extra orogénique au Sud, incluant Chypre et l'Est du bassin Méditerranéen (Garfunkel, 1998). La suture entre ces deux domaines est une fosse océanique au Sud et à l'Ouest de Chypre, tandis qu'à l'Est elle est marquée par des nappes et des séquences ophiolitiques (Hatay et Baer-Bassit) (Robertson, 2002). Les séquences ophiolitiques datant du Trias au Crétacé sont largement répandues à l'Est du bassin Méditerranéen en Bosnie, Croatie, Grèce, Turquie et à Chypre (Dilek et Moores, 1990 ; Robertson, 2002). Ces ophiolites peuvent être divisées en deux groupes (Nord et Sud). Au Nord, elles sont généralement très déformées, discontinues, associées à différentes phases tectoniques et possèdent une semelle métamorphique. Au Sud, les ophiolites sont moins déformées et, dans la plupart des cas, la croûte océanique est complète et bien conservée (Robertson, 2004). Deux exemples de cette exceptionnelle préservation sont les ophiolites du Semail en Oman et les ophiolites de Troodos à Chypre, considérées comme des exemples types pour des études complètes de la croûte océanique sur la terre ferme (Robinson and Malpas, 1990; Searle et al., 2003). Des séquences continentales du Paléozoïque et des carbonates du Mésozoïque séparent les ophiolites du Nord de celles du Sud (Robertson, 2002).

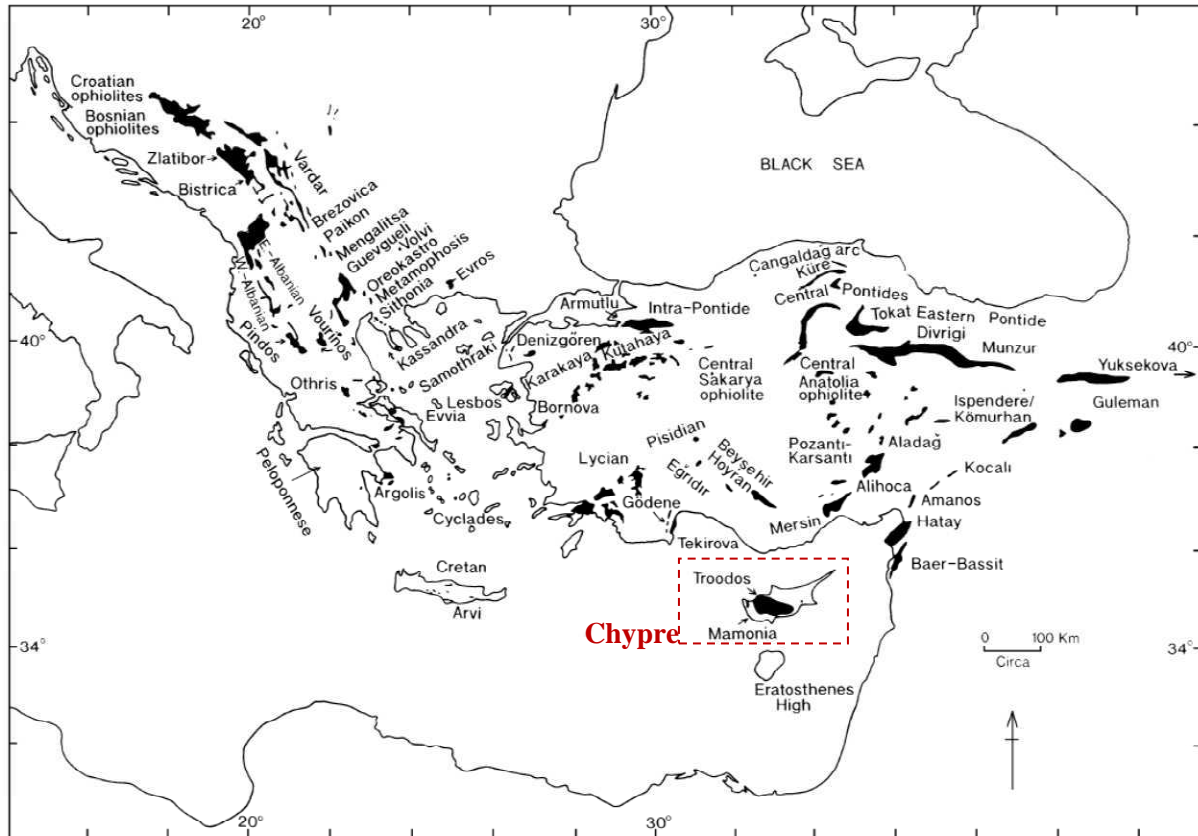


Figure 2.1 : Carte de l'Est du bassin Méditerranéen exposant les principales ophiolites (modifiée d'après Robertson, 2002).

1.2. Evolution géodynamique et géologie de Chypre

Comme pour la plupart des ophiolites, le complexe ophiolitique chypriote a été formé en zone de supra-subduction (Shervais, 2001), c'est-à-dire que, la croûte océanique à l'origine des ophiolites s'est formée en contexte d'épanchement de ride océanique au-dessus d'une subduction intra-océanique.

La chronologie du complexe ophiolitique de Troodos et de sa couverture (**Fig. 2.2**) a été établie grâce à la géochronologie (datations isotopiques, paléomagnétisme) et la paléontologie. Son évolution géodynamique complète (du Crétacé au Pléistocène) s'est réalisée selon une alternance d'événements tectoniques et sédimentaires (e.g. Borradaile et al., 2010). Tout d'abord, au Crétacé supérieur (entre 85 et 92 Ma), l'actuel complexe ophiolitique s'est formé en zone de supra-subduction (e.g. Shervais, 2001) entre la plaque africaine et la plaque eurasiennne. C'est donc au Crétacé que les rides océaniques ainsi que la faille transformante étaient encore actives (**Fig. 2.2a**). Au Paléocène, les conditions tectoniques changent, les rides océaniques s'arrêtent, initiant ainsi la collision entre les plaques africaine

et eurasienne et entraînant une rotation antihoraire de 90° du plateau chypriote (Fig. 2.2b). Au Miocène, une période d'inactivité tectonique relative engendre une première phase de dépôt sédimentaire (Fig. 2.2c). Le dernier épisode tectonique a lieu au Pliocène, il s'est déroulé en deux étapes, d'une part la remontée (uplift) brusque du manteau harzburgitique de la séquence ophiolitique, et d'autre part, la reconnexion entre la mer Méditerranée et l'océan Atlantique avec l'ouverture du détroit de Gibraltar entraînant une hausse du niveau de la mer favorisant ainsi le remplissage du bassin par des sédiments marins (Fig. 2.2d).

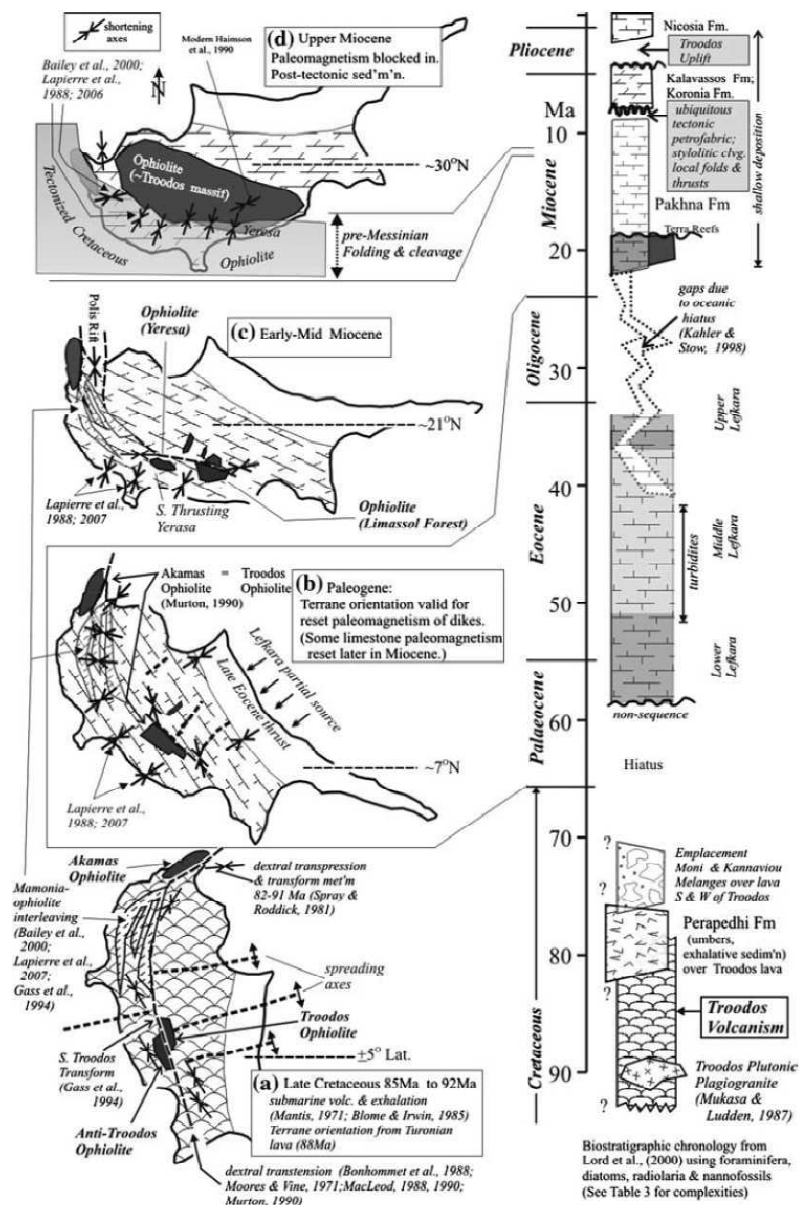


Figure 2.2 : Evolution tectonique et stratigraphique de Chypre (figure illustrée par Borradaile et al., 2010).

Les preuves démontrant que les ophiolites de Troodos se sont formées en zone de subduction sont nombreuses (e.g. Shervais, 2001 ; Pearce et Robinson, 2010) :

- 1) Séquence de cristallisation (e.g. Thy et Xenophonos, 1991).
- 2) Fortes teneurs en eau dans les verres (e.g. Muenow et al., 1990).
- 3) Fugacité d'oxygène élevée (e.g. Coogan et al., 2003).
- 4) Compositions isotopiques (e.g. McCulloch et Cameron, 1983).
- 5) Présence de boninites (e.g. Cameron et al., 1979).
- 6) Contexte géologique (e.g. Dilek et Flower, 2003).

Cependant, les processus à l'origine de la remontée (uplift) du manteau font débat. Deux grandes hypothèses sont proposées dans la littérature :

- i) Un diapir à serpentine se serait mis en place du fait d'interactions entre des fluides provenant du slab plongeant et le manteau. Ces interactions auraient causé l'uplift du manteau via une diminution de la densité (**Fig. 2.3**) (Gass et Masson-Smith, 1963 ; Poole et Robertson, 1991; Mackenzie et al., 2006).
- ii) Un oceanic core complex initié par la faille d'Amiandos, active dès le Crétacé, serait à l'origine de la remontée du manteau ainsi que de sa serpentinisation (**Fig. 2.4**) (Nuriel et al., 2009).

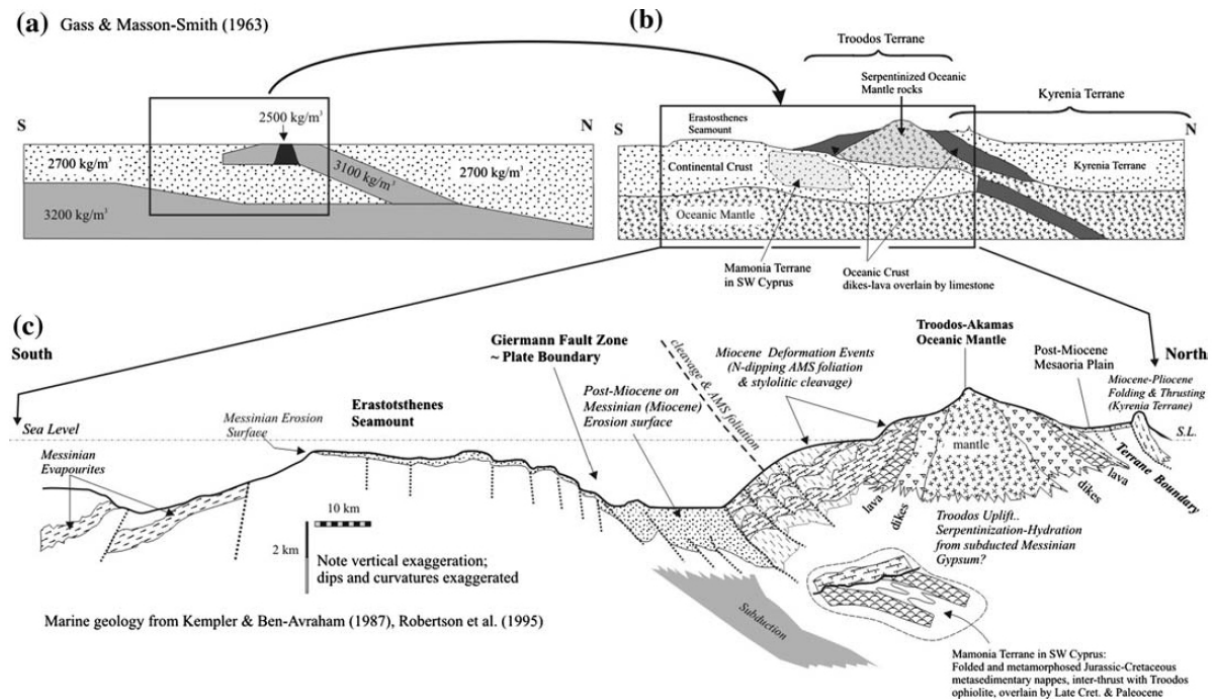


Figure 2.3 : Modèle de Gass et Masson-Smith (1963) faisant intervenir une anomalie gravitaire (figure illustrée par Borradaile et al., 2010).

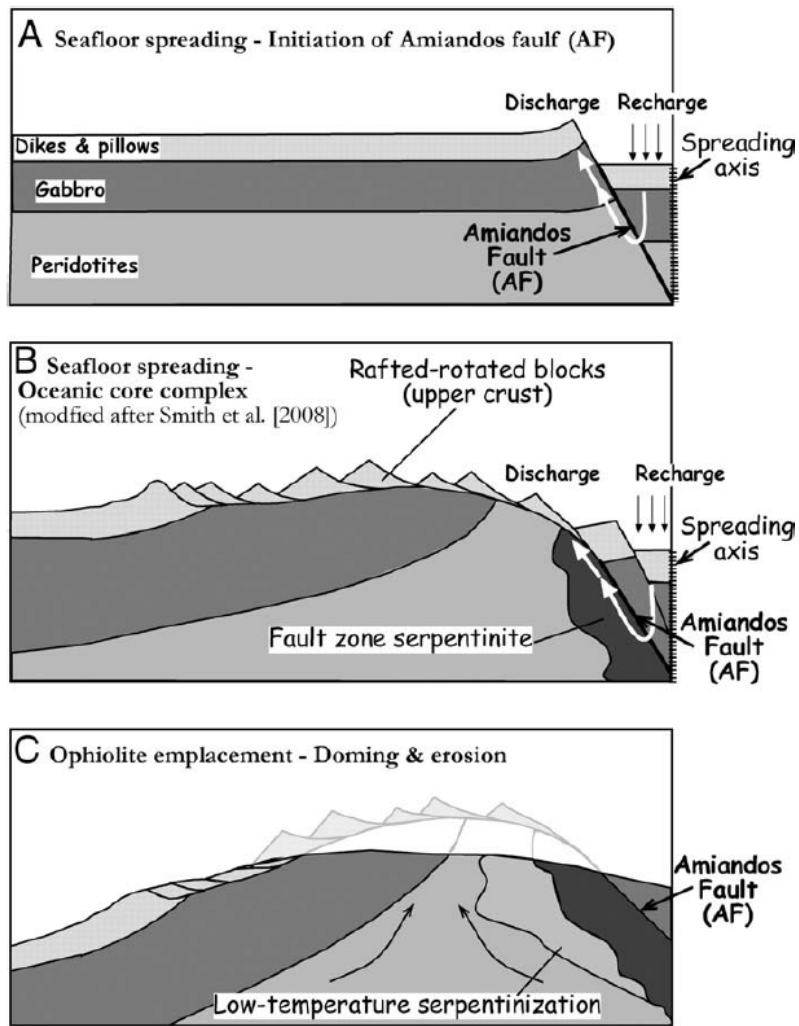


Figure 2.4 : Étapes de l'évolution tectonique et de l'altération hydrothermale à l'intersection entre la ride et la faille transformante fossiles à Troodos (Nuriel et al., 2009).

La séquence ophiolitique de Troodos est complète (**Fig. 2.5**) et est caractérisée de sa base à son sommet : par un manteau harzburgitique serpentinisé, des dunites, des gabbros lités, des gabbros supérieurs, un complexe filonien (constitué de diabase), des basaltes en coussins ainsi que des radiolarites. Le MOHO sismique (ou discontinuité de Mohorovičić) sépare les roches ultra-mafiques des gabbros. La séquence stratigraphique ainsi mise à l'affleurement a permis de proposer une coupe idéalisée de l'ophiolite de Chypre de type HOT (Harzburgite Ophiolite Type). Cinq unités géologiques majeures se démarquent : le manteau, les gabbros, les plagiogranites, le complexe filonien et les basaltes en coussins. La coupe de ce plancher océanique fossile est directement visible sur le terrain, pour cela il suffit de descendre la topographie depuis le mont Olympe (pic mantellique) vers le Nord ou le Sud. Chypre possède une forme en dôme anticlinal allongé d'Est en Ouest (**Fig. 2.5**). Le cœur du

complexe ophiolitique est centré dans le graben de Soléa. Au SE du complexe se trouve la faille transformante d'Arakapas (**Fig. 2.5**). Les minéralisations de type VMS encore exploitées aujourd'hui se localisent dans les basaltes en coussins.

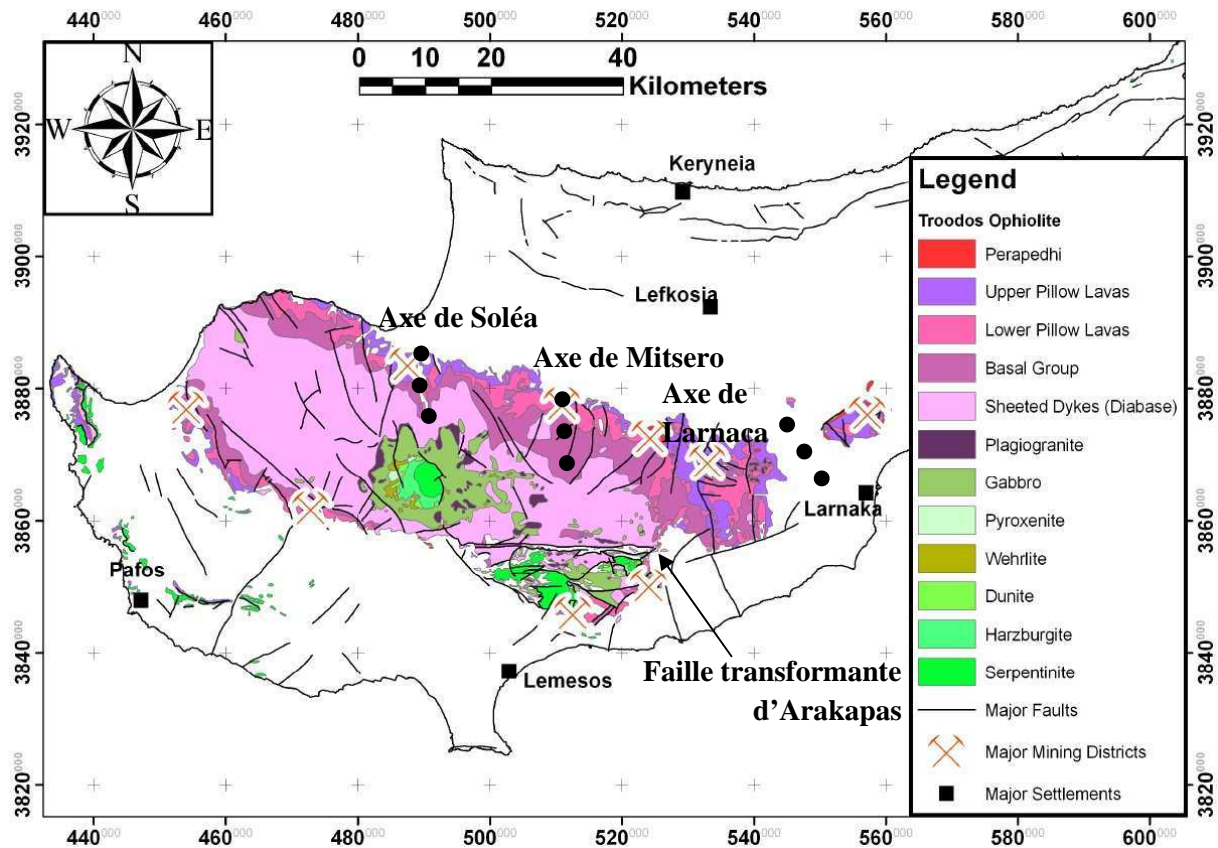


Figure 2.5 : Carte géologique de l'ophiolite de Troodos indiquant les positions des paléovallées axiales (modifiée d'après Schiffman et Smith, 1988 et Jowitt, 2008)

Plusieurs structures dans la partie NE du complexe ophiolitique de Troodos témoignent de la présence d'une ancienne ride océanique. Notamment l'identification de trois grabens orientés N-S : Soléa, Mitéro et Larnaca (**Fig. 2.5**). Les auteurs s'accordent sur le fait que le graben de Soléa (large de 20 à 40 km), qui est le plus à l'ouest représente le paléo-axe principal d'épanchement de la ride océanique (e.g. Granot et al., 2006). D'après des études paléomagnétiques (MacLeod et al., 1990 ; Abelson et al., 2002 ; Granot et al., 2006), une rotation de la partie Est de l'ophiolite selon un axe vertical a été mise en évidence (**Fig. 2.6**). Cette déformation contemporaine à l'expansion de la croûte océanique (Crétacé) est liée à sa localisation proximale avec l'intersection de l'axe de la ride océanique fossile et la faille transformante fossile d'Arakapas (e.g. Abelson et al., 2002). Cette rotation est accommodée progressivement, plus à l'est, par un décrochement le long de la faille transformante.

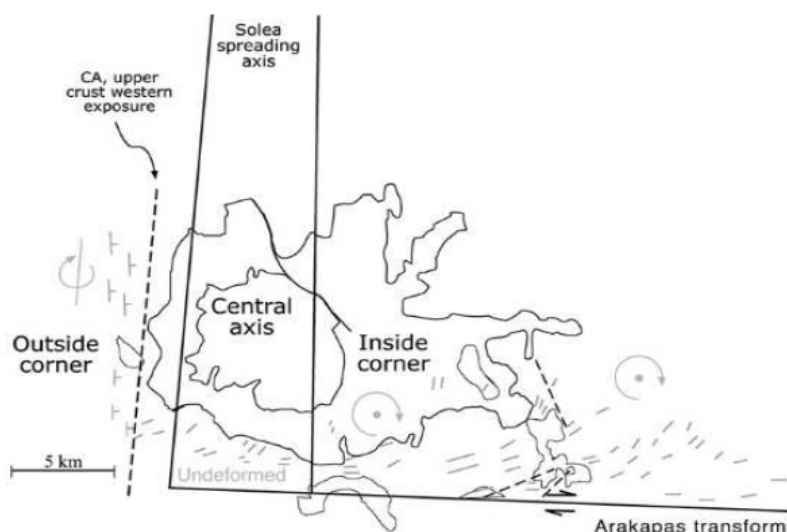


Figure 2.6 : Représentation schématique de la relation entre le graben de Soléa et la faille transformante d'Arakapas et leurs conséquences en termes de déformation (Granot et al., 2006).

Cette faille transformante marque la limite SE de l'ophiolite de Troodos. Elle a permis de faire affleurer une importante variété de lithologies chaotiques ne ressemblant guère à celles caractéristiques de la séquence ophiolitique comme des roches hyper-abyssales, des boninites et des roches du manteau (Jowitt, 2008).

1.3. Echantillonnage

Deux missions de terrain à Chypre en mars 2011 et juin 2012 ont permis de réaliser un échantillonnage complet à travers toute la croûte océanique, du manteau harzburgitique aux amas sulfurés (**Fig. 2.7**). Cet échantillonnage complet a été réalisé à l'aide d'un « Guidebook » (excursion de Panayiotou, 1987). Les épidosites ont été échantillonnées à l'aide de cartographies des zones épidotisées. Ainsi différentes zones à épidosites ont été échantillonnées telles que la grande zone épidotisée à l'ouest du graben de Soléa (Schiffman et Smith, 1988 ; Bettison-Varga et al., 1992 ; Bickle et Teagle, 1992 ; Varga et al., 1999 ; Booij et al., 2000), la petite zone à épidosites à l'ouest du mont Olympe proche de plagiogranites au niveau du village de Lemithou (Schiffman et Smith, 1988 ; Bettison-Varga et al., 1992 ; Bickle et Teagle, 1992 ; Booij et al., 2000), la zone à épidosites sur la route de Spilia-Kannavia à l'est du graben de Soléa (Jowitt, 2008 ; Jowitt et al., 2012) et la petite zone

épidotisée proche du graben de Mitsero sur la route de Platanistasa-Panagia (selon l'excursion de Can et al., 2010).

Deux types d'échantillonnage ont été réalisés : 1) un échantillonnage de roches macroscopiques pour des études pétrographiques et minéralogiques (échantillons pouvant être utilisés en poudre en autoclaves statiques ou en carottes en autoclave dynamique type Paterson) et 2) un échantillonnage à l'aide d'une foreuse manuelle pour étudier, en laboratoire, les fabriques magnétiques des roches (anisotropie de susceptibilité magnétique). L'ensemble des échantillons est présenté dans l'**Annexe A**.

Le principal objectif de nos missions était de distinguer les différentes altérations hydrothermales au sein du complexe filonien afin de mieux comprendre comment les fluides circulent à travers les dykes et de caractériser la réaction d'épidotisation, potentiellement en lien avec les amas sulfurés.

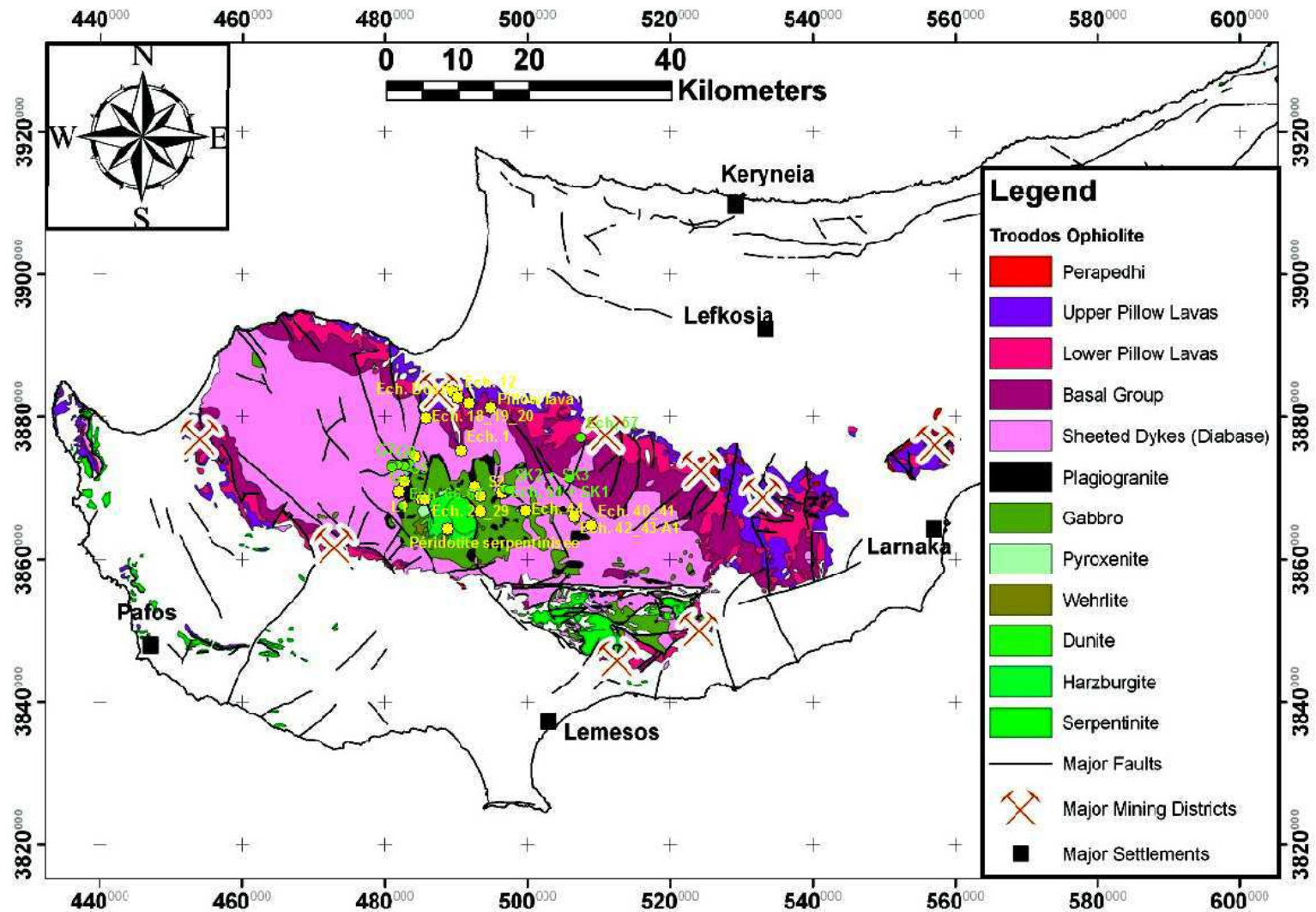


Figure 2.7 : Echantillons collectés en 2011 (en jaune) et 2012 (en vert) localisés sur la carte géologique de l'ophiolite de Troodos (modifiée d'après Jowitt, 2008).

2. Etude pétrographique de la série ophiolitique de Chypre

2.1. Manteau

Le mont Olympe forme le centre du complexe ophiolitique de Troodos. Il est constitué majoritairement d'une harzburgite tectonisée (Panayiotou, 1987). Cette harzburgite a une texture grossière et est majoritairement serpentinisée. La partie Est du Mont Olympe est totalement serpentinisée et intensément cisailée ; le chrysotile y est plus abondant, notamment du côté de la ville d'Asbestos (ancienne mine d'amiante). Le chrysotile se présente sous forme de veines de quelques mm à quelques cm d'épaisseur (**Fig. 2.8**).



Figure 2.8 : Harzburgite recoupée par des veines de chrysotile, proche de l'ancienne mine d'Asbestos.

En remontant la lithostratigraphie, de petites quantités de dunite sont présentes au sein de l'harzburgite sous forme d'amas allongés (Panayiotou, 1987). Au-dessus de l'harzburgite, la dunite est massive et est progressivement remplacée de bas en haut par de la wehrlite, qui est elle-même remplacée à son tour par de la pyroxénite.

2.2. Gabbro

Les relations entre les roches ultramafiques et les gabbros sont complexes du fait des nombreuses failles associées à la remontée tectonique du manteau (Panayiotou, 1987) (**Fig. 2.9**). La base des gabbros est enrichie en olivine. En remontant la lithostratigraphie, les gabbros s'appauvrissent en olivine et s'enrichissent dans un premier temps en pyroxènes, puis, dans un second temps, en hornblende.



Figure 2.9 : Gabbros fortement déformés (route entre Kakopetria et Spilia).

2.3. Plagiogranite

Des corps discontinus de plagiogranites sont présents entre les gabbros et le complexe filonien. Le plagiogranite peut se présenter sous forme de filons recoupant les gabbros (**Fig. 2.10A**) mais il est plus généralement massif (**Fig. 2.10B**). Les plagiogranites sont constitués essentiellement de quartz, de feldspaths plagioclases, de clinopyroxènes et de magnétite. De l'épidote est visible à l'œil nu. Elle se présente sous forme de miofoles dans le plagiogranite massif (**Fig. 2.11A**). Les images au microscope électronique à balayage (MEB) révèlent une épidote secondaire en remplacement des feldspaths plagioclases (**Fig. 2.11B**).

D'après Kelley et Robinson (1990), les clinopyroxènes sont remplacés par de l'actinote et de la chlorite. Cette transformation n'a pas été observée dans cette étude.



Figure 2.10 : (A) Filon de plagiogranite recoupant des gabbros (route entre Kakopetria et Spilia). (B) Plagiogranite massif (à l'Est du village de Spilia).

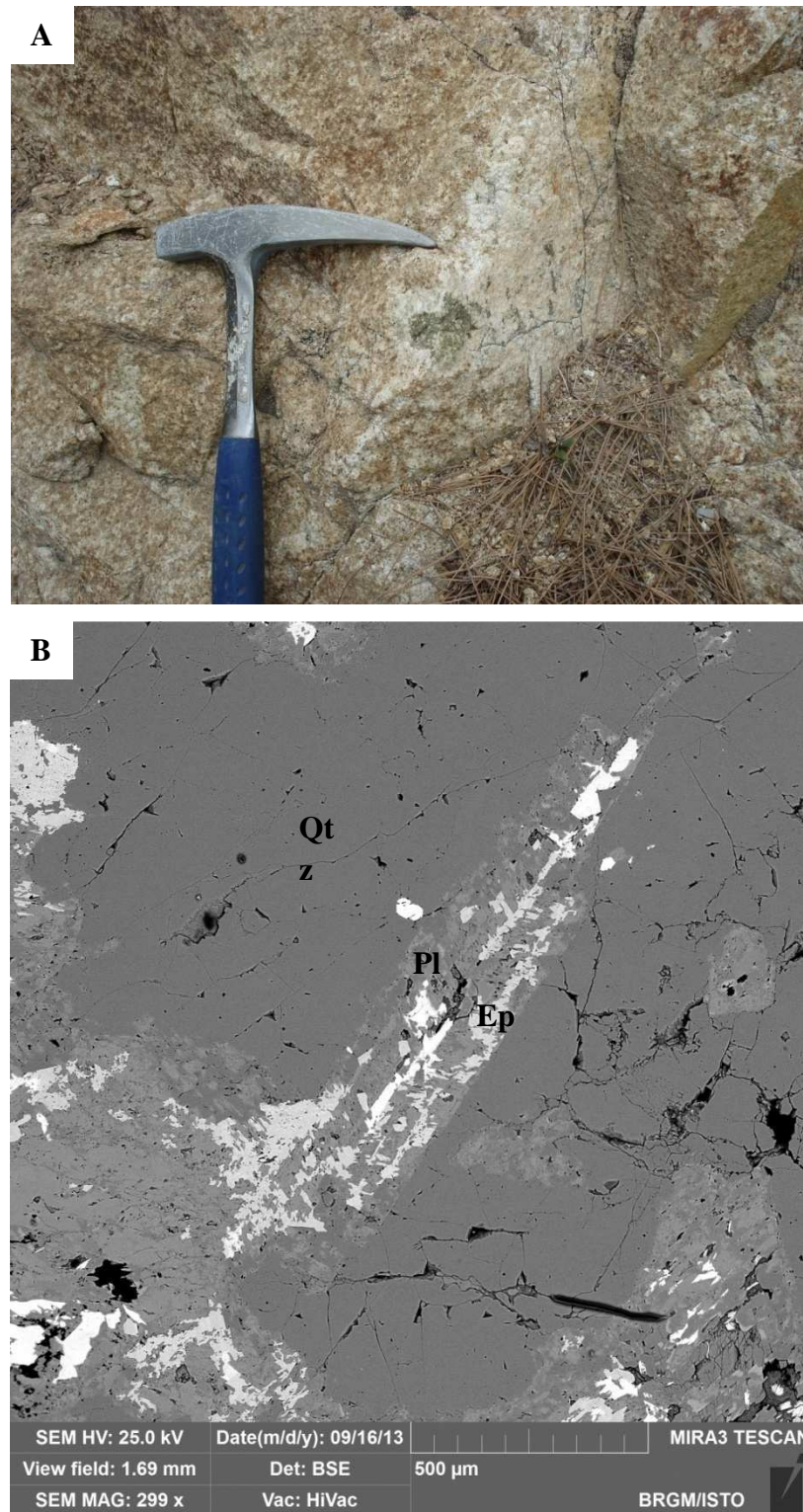


Figure 2.11 : (A) Miarole d'épidote dans un plagiogranite massif (à l'Est du village de Spilia). (B) Image MEB montrant un remplacement d'un feldspath plagioclase par de l'épidote dans un plagiogranite (éch. S1-9). Abréviations : Ep = Epidote ; Pl = Feldspath plagioclase ; Qtz = Quartz.

2.4. Transition roches plutoniques/complexe filonien

Les relations au toit de la chambre magmatique entre les dykes et les roches plutoniques sont plutôt complexes. En effet, sur un affleurement privilégié permettant d'observer ce genre de relations, les plagiogranites recoupent les gabbros tandis qu'un dyke entièrement chloritisé recoupe clairement l'ensemble des roches plutoniques (**Fig. 2.12**). Ce genre d'observations a déjà été réalisé par Jowitt (2008). Cependant, ce dernier a aussi observé le contraire, i.e., des gabbros et des plagiogranites recoupant des dykes du complexe filonien. Il n'y aurait donc pas qu'une seule chambre magmatique mais plusieurs. Cette hypothèse est consolidée par la complexité des relations dyke-gabbro-plagiogranite observées par différents auteurs à Troodos (Moore et Vine, 1971 ; Robertson et Xenophonos, 1993 ; Jowitt, 2008)

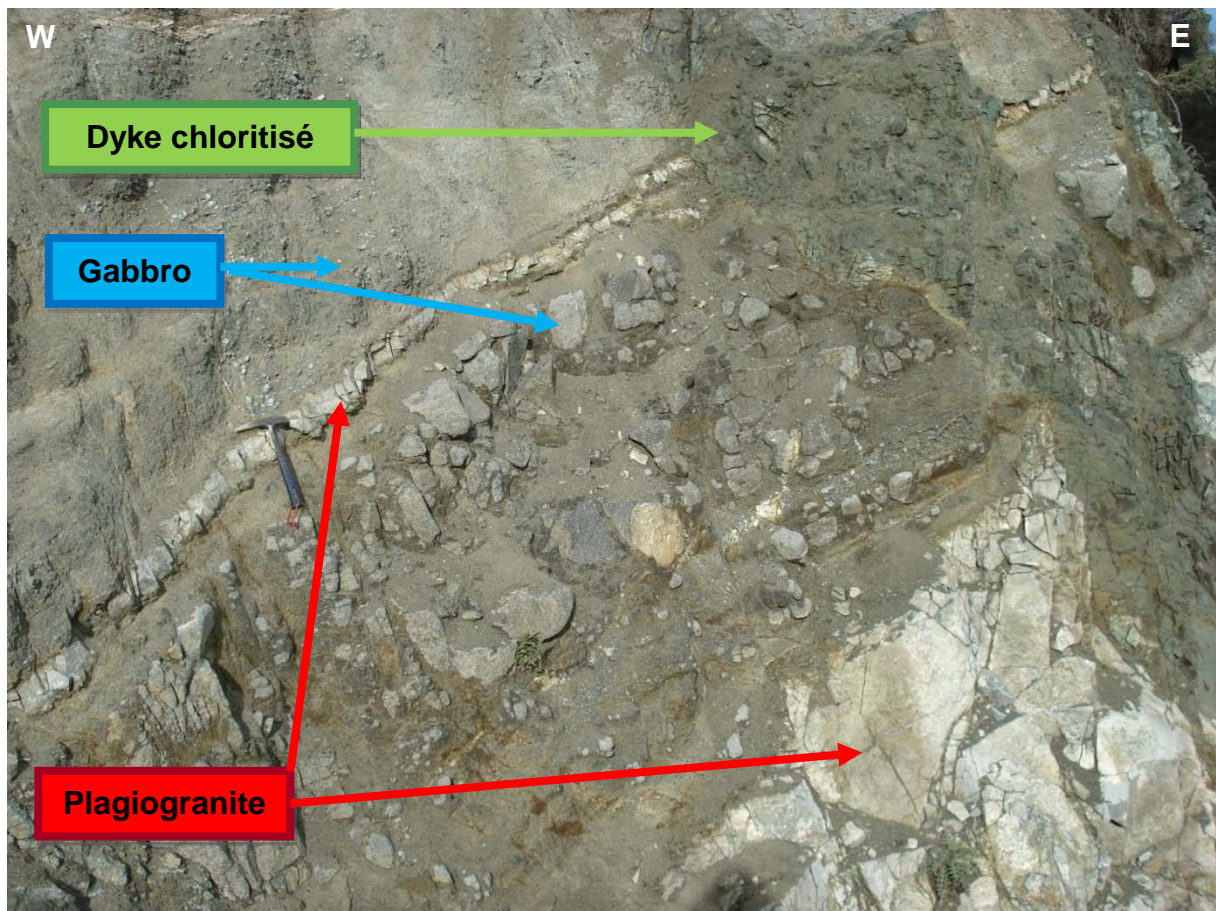


Figure 2.12 : Relations entre un dyke entièrement chloritisé, les gabbros et les plagiogranites. Affleurement localisé sur la route de Polystypos-Chandria ($X = 499648,289$; $Y = 3866888,248$; point 44, cf Fig 2.7).

2.5. Le complexe filonien

2.5.1. Rappel des objectifs

Le principal objectif de nos missions à Troodos était d'observer et d'échantillonner les différents faciès au sein du complexe filonien. Ainsi le diabase a été caractérisé à différents degrés d'altération (texture, minéralogie et foliation magnétique dans ce chapitre). Par la suite, certains échantillons ont été utilisés en expérimentations afin de caractériser la perméabilité *in situ* (Chapitre 4), l'hydrodynamique (Chapitre 4) et la réaction d'épidotisation (Chapitre 3) dans des conditions correspondant à base du complexe filonien. Par ailleurs, dans le cadre du stage Recherche Master 2^{ème} année réalisée par Inès Mokni-Leconte, une étude des inclusions fluides des différents faciès a été menée (**Annexe E**).

2.5.2. Diabase (protolithe)

Le protolithe de l'épidosite correspond au matériau constituant le complexe filonien : le diabase (ou dolérite). Cependant, la globalité du complexe filonien a subi un métamorphisme océanique au sein du complexe ophiolitique de Troodos (Jowitt, 2008). C'est pourquoi, aucun échantillon de diabase n'a pu être prélevé. Généralement, le diabase possède une texture micro-grenue et est constitué de feldspaths plagioclases, d'olivine et de clinopyroxène (MacKenzie et al., 1995) (**Fig. 2.13**). La particularité de cette roche magmatique est la distribution des feldspaths plagioclases en rosettes.

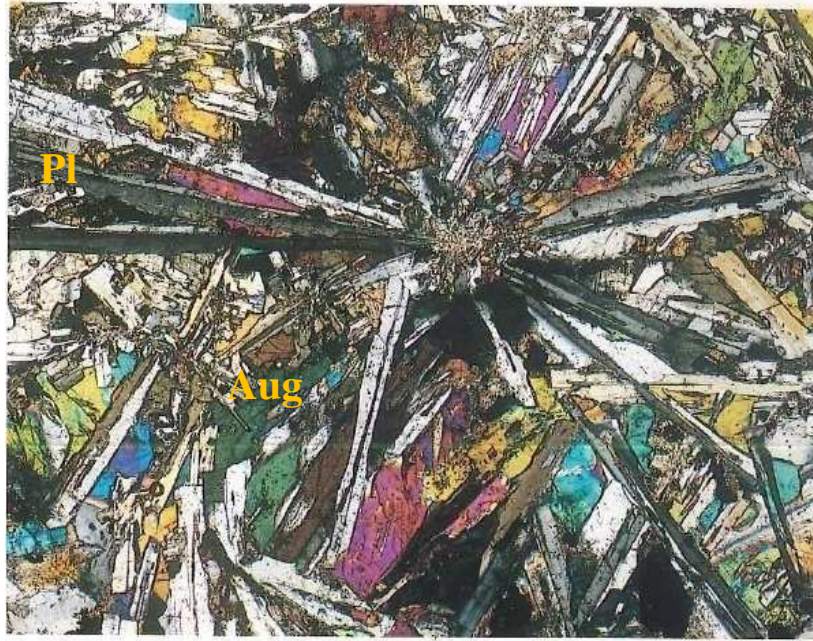


Figure 2.13 : Diabase typique observé en lumière polarisée et analysée (LPA) (grossissement $\times 32$; MacKenzie et al., 1995). Abréviations : Aug = Augite ; Pl = Feldspath plagioclase.

2.5.3. Métadiabase

Le métadiabase le moins altéré a été trouvé proche du village d'Askas, à l'Est du massif plutonique ($X = 506547,522$; $Y = 3866086,848$; grille métrique de Chypre ; échantillons ASM correspondants = A1 ; échantillons macroscopiques correspondants = 42 et 41, cf Fig. 2.7). Ce faciès peu altéré est de couleur bleu-gris, tout comme décrit par Richardson et al. (1987). Les dykes sont entièrement métamorphisés. Les joints de refroidissement et les bordures de dykes sont nettement visibles (**Fig. 2.14**). Les dykes sont massifs et les minéraux ne sont pas visibles à l'œil nu, mis à part les grains de feldspaths plagioclases.

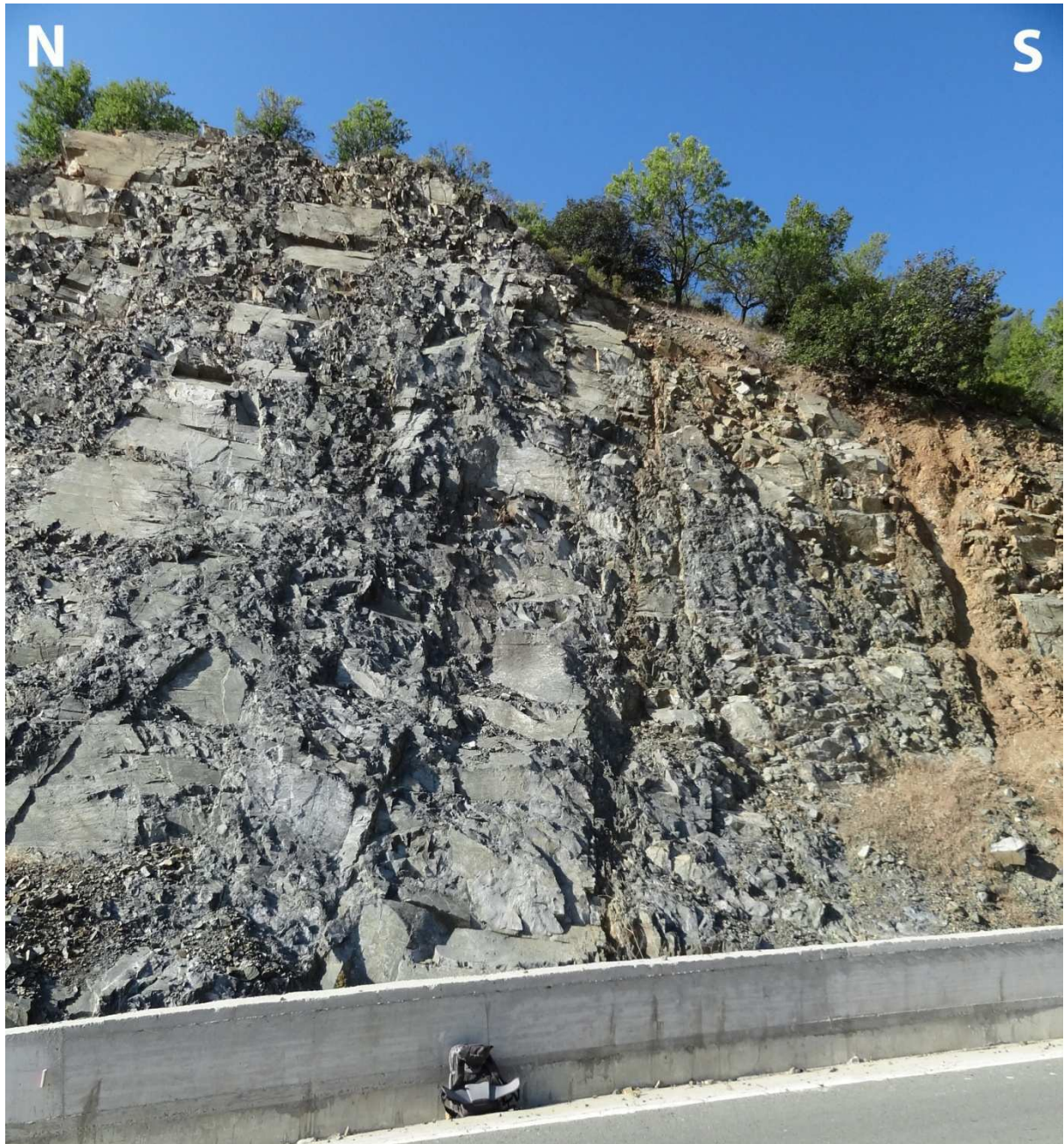
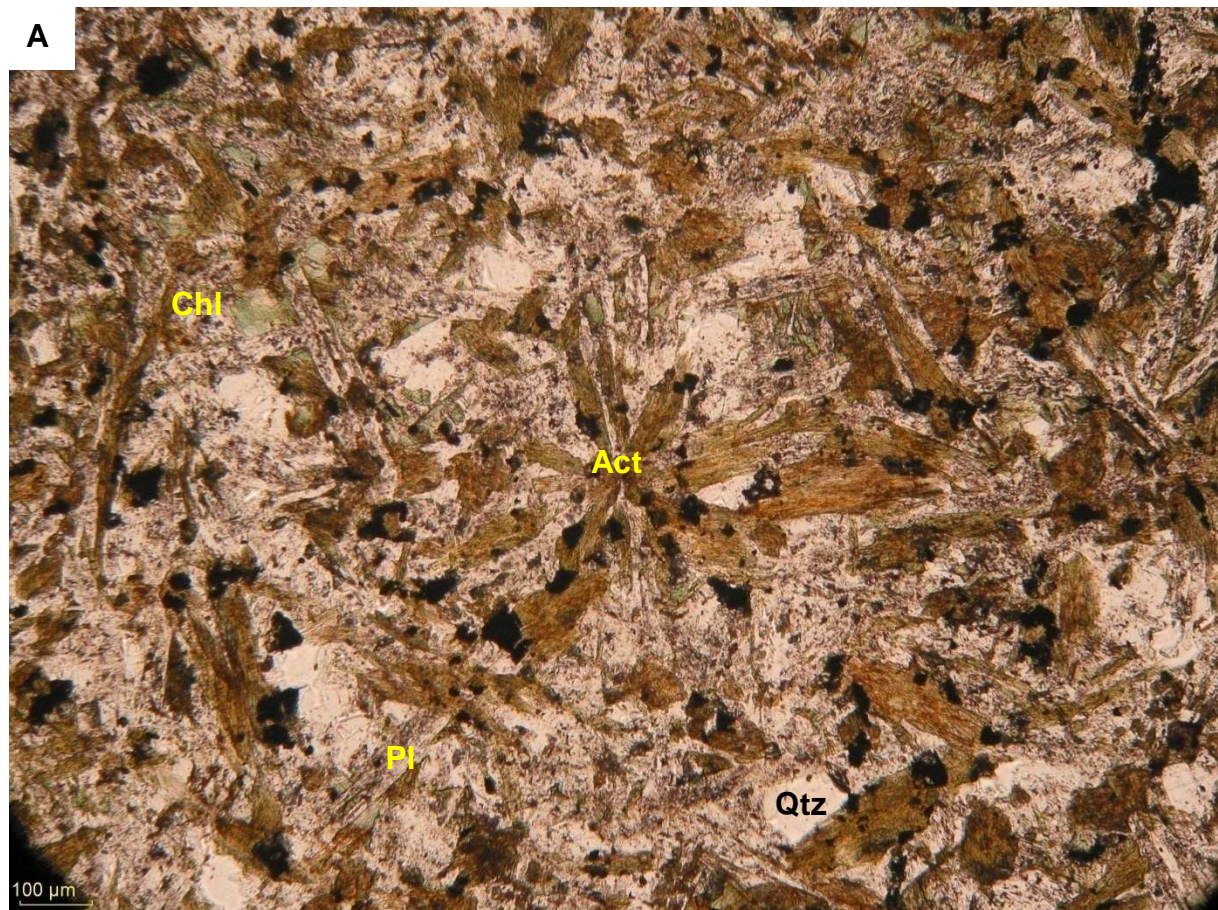


Figure 2.14 : Photographie présentant l'affleurement de métadiabase le moins altéré rencontré lors de notre première mission de terrain. Affleurement localisé sur la route d'Alona-Askas.

Le diabase s'est métamorphisé dans le faciès des schistes verts. Ainsi, le métadiabase est constitué de quartz, de feldspath plagioclase (0 à 70% An), d'actinote et de chlorite (en faible quantité) (**Fig. 2.15A&B**). De nombreuses rosettes d'actinote et de feldspath plagioclase sont présentes. Ces rosettes sont accompagnées de grains de magnétite (identification des oxydes de fer dans la partie 3 de ce chapitre). Ces grains de magnétite primaire contiennent des exsolutions d'ilménite (**Fig. 2.15C**). Donc malgré le métamorphisme

dans le faciès des schistes verts, les textures magmatiques sont partiellement préservées. Ceci est typique du métamorphisme océanique provoquant une altération peu intense et diffuse (Honnorez, 2003). La chlorite et l'actinote sont des minéraux typiques du métamorphisme océanique qui est largement répandu dans les croûtes océaniques actuelles. Ce métamorphisme est le résultat de processus d'altération distale, éloignés de la zone de décharge. Dans nos échantillons, aucun fantôme d'olivine ou de pyroxène n'a été observé contrairement à certaines études de terrain à Troodos (e.g. Schiffman et Smith, 1988). La chlorite est aciculaire et en bordure de grains d'actinote. L'actinote semble remplacer les feldspaths plagioclases distribués pour la plupart en rosettes (épigénie). Ainsi, une première séquence paragénétique liée au métamorphisme du diabase a été établie selon nos observations et la littérature (**Fig. 2.16**).



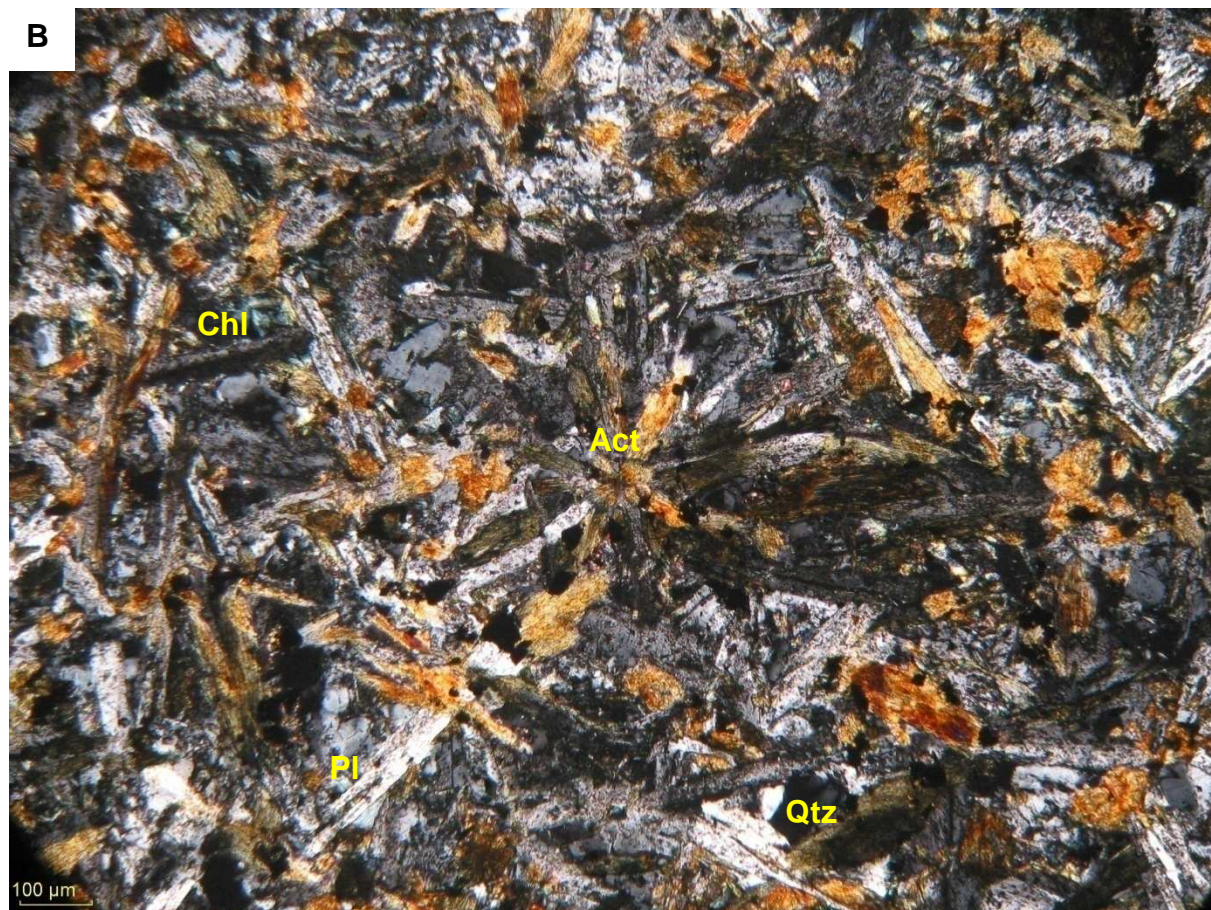


Figure 2.15 : Images en lumière polarisée non analysée (LPNA) (A) et LPA (B) montrant la minéralogie du métadiabase (éch. 42). (C) Image en lumière réfléchie (LR) montrant des exolutions d'ilménite dans une magnétite primaire (éch. 42). Abréviations : Act = Actinote ; Chl = Chlorite ; Pl = Feldspath plagioclase ; Mag = Magnétite ; Qtz = Quartz.

	Diabase	Métadiabase
Olivine	—————	
Clinopx	—————	
Plagioclase	—————	—————
Magnétite	—————	—————
Actinote		—————
Quartz		—————
Chlorite		—————

Figure 2.16 : Séquence paragénétique du diabase se métamorphisant dans le faciès des schistes verts.

Cinq types d'épidotisation ont été distingués selon leur relation avec l'encaissant et leur habitus : une épidosite pénétrative, une épidote remplissant les joints de refroidissement, une épidosite à sulfures, une épidote accompagnée de quartz géodique remplissant des fractures, et des sphérolites d'épidote.

2.5.4. Type 1 : Epidosite pénétrative

Ces épidosites sont les plus courantes à Troodos. Elles ont été décrites la première fois à Chypre par Richardson et al. (1987). Le plus bel affleurement que nous ayons trouvé est localisé dans la grande zone à épidosites à l'Ouest du graben de Soléa (X = 482680,028 ; Y = 3873183,428 ; échantillons ASM G5, cf Fig. 2.7). Ces épidosites sont présentes au cœur du dyke parallèlement aux bordures (**Fig. 2.17**). Elles sont issues d'une altération dite pénétrative (« pervasive alteration »). Des alternances de bandes à épidote et chlorite sont présentes dans les bordures figées, comme observées par Jowitt (2008). Les joints de refroidissement, développés perpendiculairement aux bordures du dyke, sont clairement postérieurs à

l'épidotisation pénétrative et aux bandes. Donc les joints ne guident pas l'altération qui paraît anté-refroidissement.



Figure 2.17 : Epidosite pénétrative largement répandue à Troodos. Affleurement localisé sur la route d'Oikos-Gerakies.

Tout comme Richardson et al. (1987), nos observations montrent qu'un dyke épidotisé de façon pénétrative peut recouper un dyke « sain » (i.e. non épidotisé de façon pénétrative) sans que l'épidotisation se propage sur ce dernier (**Fig. 2.18**). Il est important de signaler que les joints de refroidissement de ce dyke sain sont vierges d'altération. De plus, un petit filon entièrement épidotisé recoupe le tout. Par ailleurs, dans un autre affleurement, l'inverse est observé, i.e. des dykes non épidotisés recoupent un dyke entièrement épidotisé (**Fig. 2.19**). Les relations entre les dykes montrent que l'altération pénétrative reste confinée entre les bordures des dykes altérés. Les dykes sont donc hydrogéologiquement distincts.

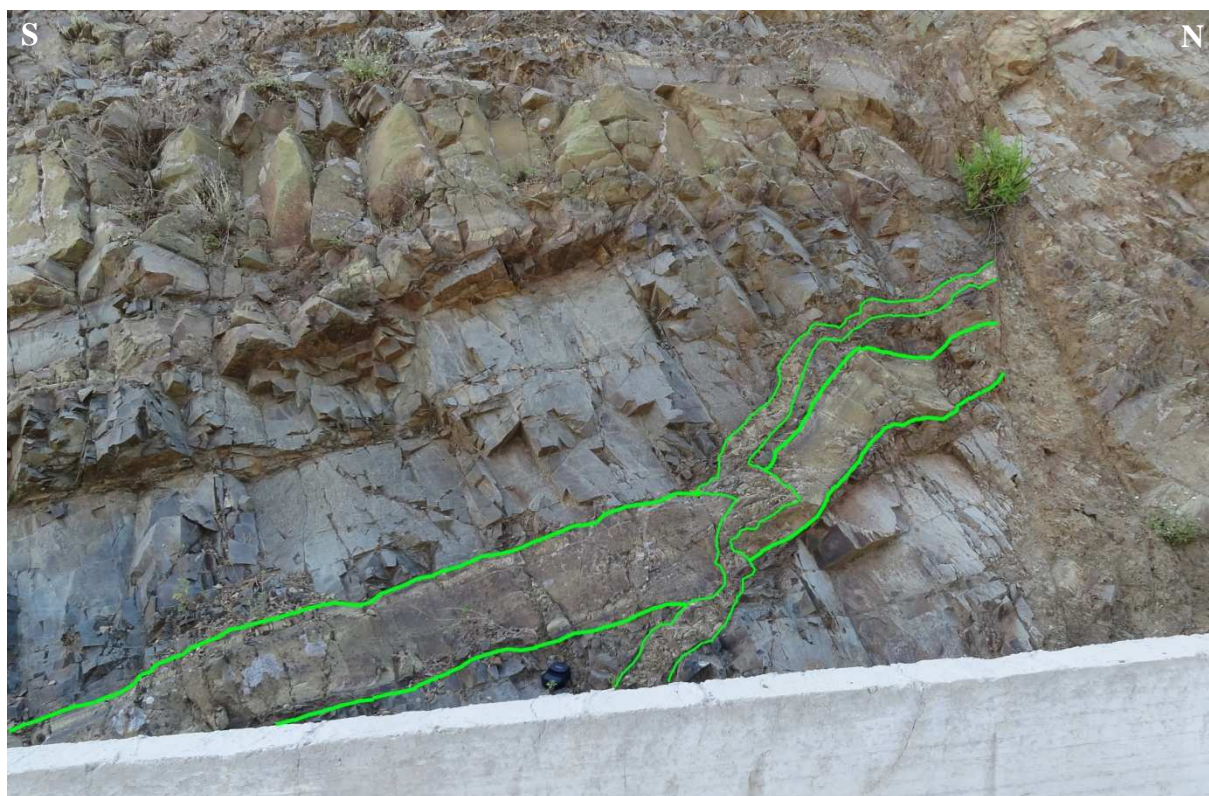


Figure 2.18 : Photographie illustrant des dykes épidotisés recoupant un dyke non épidotisé. Affleurement localisé sur la route d'Oikos-Gerakies ($X = 482671,297$; $Y = 3873448,541$; point G3, cf Fig. 2.7).



Figure 2.19 : Photographie illustrant des dykes non épidotisés recoupant un dyke entièrement épidotisé. Affleurement localisé sur la route d'Oikos-Gerakies.

L'épidosite pénétrative est essentiellement constituée de quartz et d'épidote, et contient en faibles quantités de la chlorite et du sphène. La texture magmatique initiale du protolithe n'est plus visible, mise à part l'épigénie d'une grande baguette de feldspath plagioclase en épidote (**Fig. 2.20A**). Quelques grains de magnétite se retrouvent en reliques au sein des plages d'épidote (**Fig. 2.20B**). Les exsolutions d'ilménite ne sont pas observées. Cet assemblage minéralogique est remplacé par une chlorite secondaire qui se développe sous forme de rosettes aussi bien au cœur des cristaux d'épidote et de quartz (**Fig. 2.20C & D**) que dans la porosité très présente dans l'épidosite pénétrative. Enfin, une séquence paragéométrique de l'épidosite pénétrative est proposée (**Fig. 2.21**).

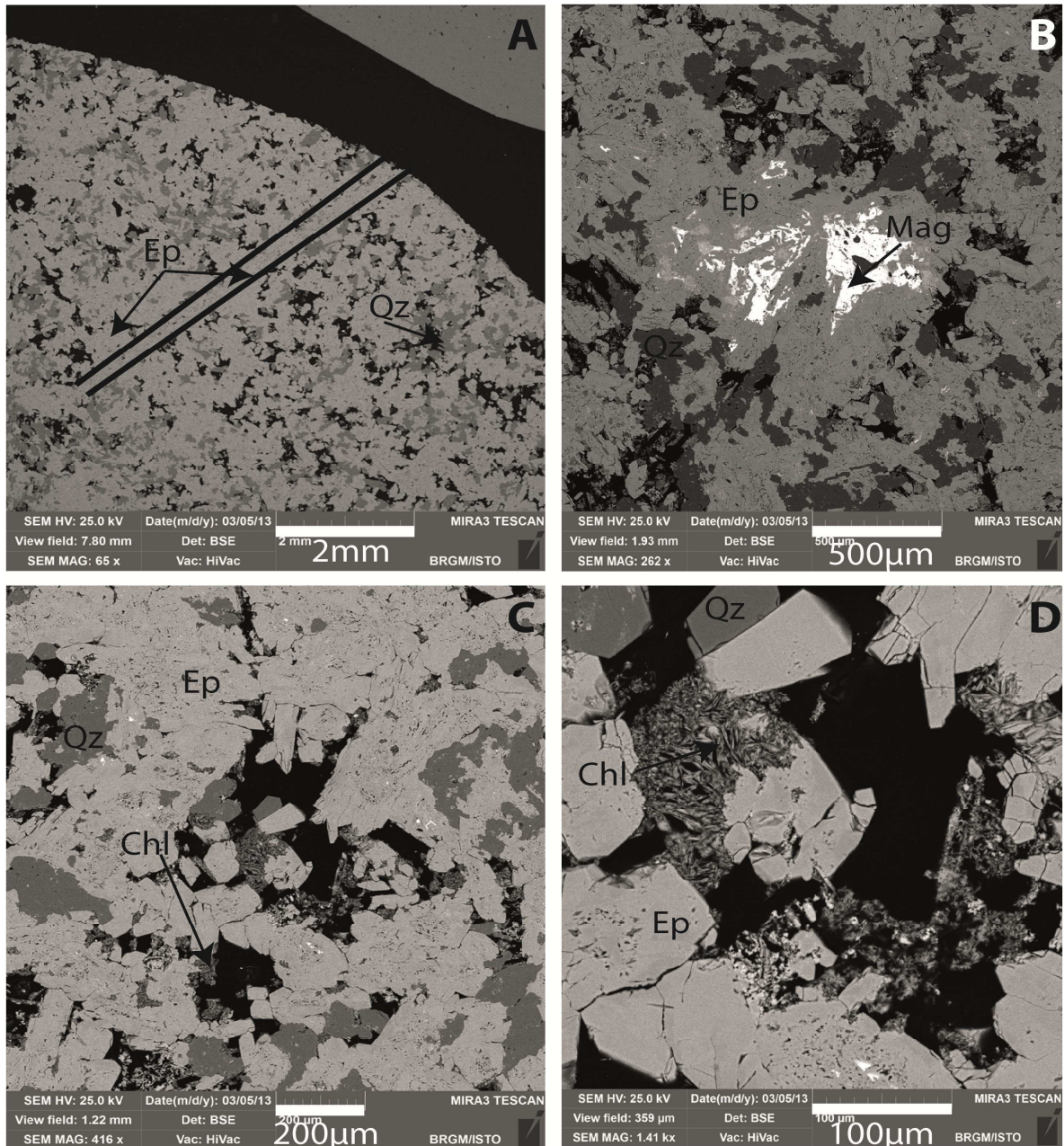


Figure 2.20 : Images MEB de l'épidosite pénétrative (éch. G8) : (A) relations minéralogiques ; (B) pseudomorphose de la magnétite par de l'épidote ; (C&D) remplacement du quartz et de l'épidote par une chlorite secondaire (Mokni-Leconte, 2013). Abréviations : Chl = Chlorite ; Ep = Epidote ; Mag = Magnétite ; Qz = Quartz.

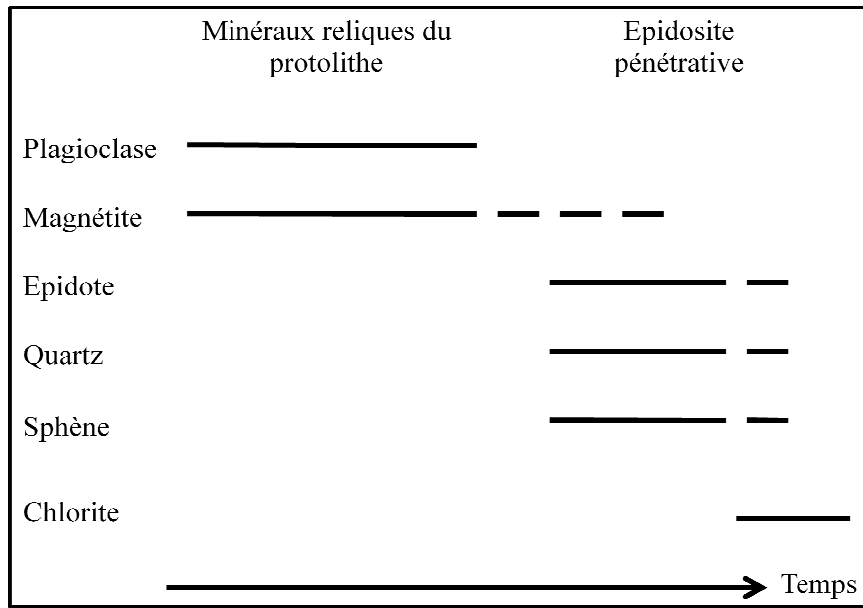


Figure 2.21 : Séquence paragenétique de l'épidosite pénétrative.

2.5.5. Type 2 : Epidote dans joints de refroidissement

Une épidotisation a été observée dans les joints de refroidissement de certains dykes, comme par Bettison-Varga et al. (1992) à Troodos. Tout d'abord dans la zone à épidosites à l'Ouest du graben de Soléa (X = 482658,523 ; Y = 3873322,438 ; échantillons correspondants = 61 et 62, cf Fig.2.7) : l'épidote, très fine, est distribuée entre les dykes et dans les joints perpendiculaires aux éponges (**Fig. 2.22A**). Puis, ce même genre d'épidotisation a été observée à la limite complexe filonien-gabbros, au Sud-Ouest du graben de Soléa (X = 482550,118 ; Y = 3867643,306 ; pas d'échantillon). Néanmoins, dans cet affleurement, l'épidote apparaît aussi dans des fractures obliques aux éponges (**Fig. 2.22B**). Des fronts d'altération partant de ces fractures sont visibles à l'œil nu.

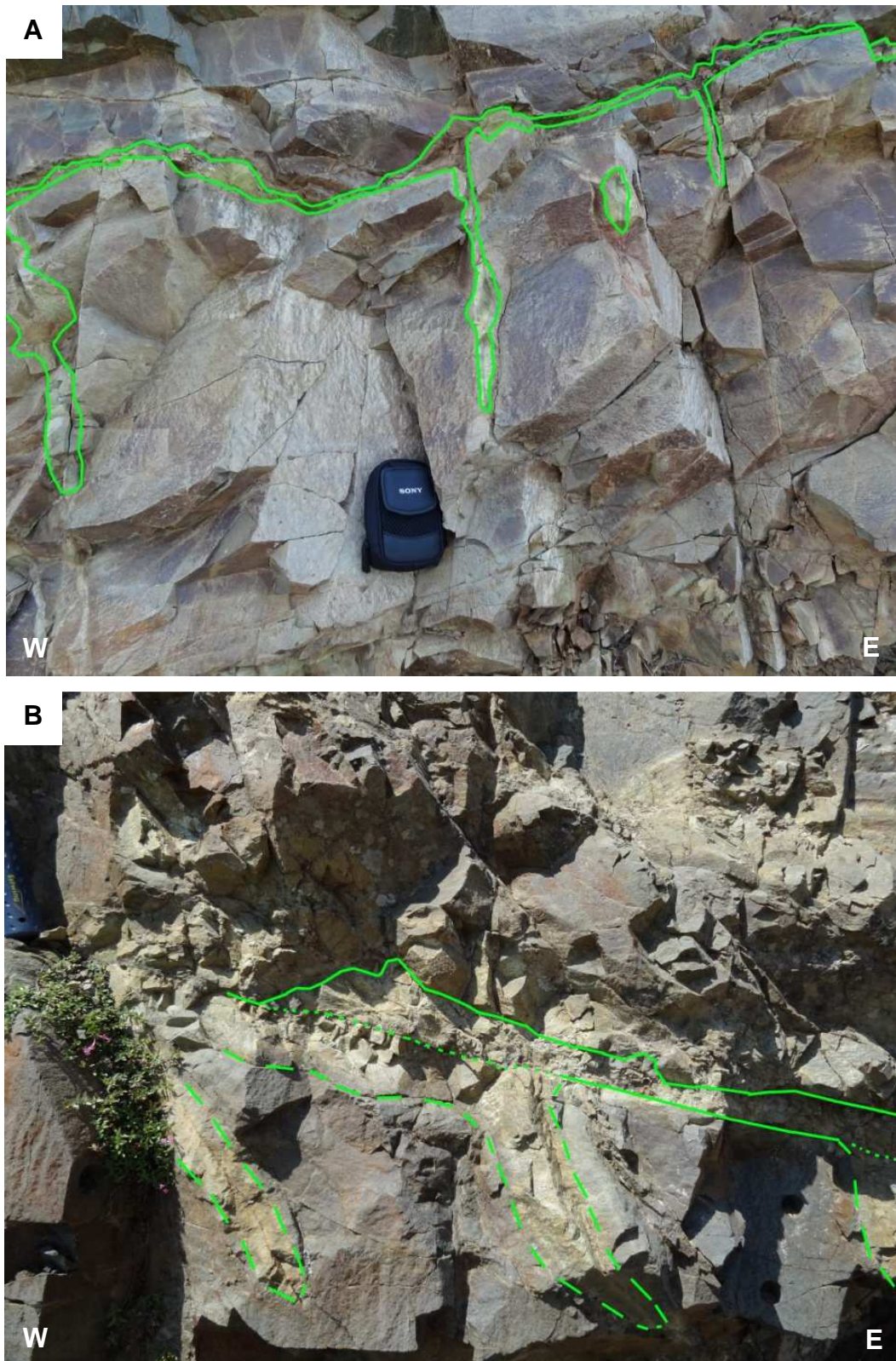


Figure 2.22 : Epidote entre les dykes et dans les joints de refroidissement. (A) Affleurement localisé sur la route d'Oikos-Gerakies. (B) Affleurement localisé juste au nord du village de Lemithou.

Des observations au MEB ont été réalisées sur l'échantillon 62, récupéré directement au milieu d'un joint épidotisé perpendiculaire aux épontes. L'encaissant est une épidosite (Ep 1) riche en quartz (Qtz 1). Des fantômes de baguettes de feldspaths plagioclases sont encore visibles (épigénie). Au cœur du joint de refroidissement épidotisé, trois bandes d'épidotes grossières (Ep 2) s'alternent entre deux bandes constituées d'un faciès ultra-fin (**Fig. 2.23A**). Au niveau de la limite encaissant-joint, le front d'altération paraît « digité ». Le faciès ultra-fin est composé de minéraux de quartz (Qtz 2), d'épidote (Ep 2) et de sphène. De plus, ces zones ultra-fines présentent une porosité importante. Dans les deux faciès (bande à épidote grossière et bande à épidote fine), l'épidotisation s'accompagne de la formation de sphène, remplaçant les oxydes de fer et l'ilménite (**Fig. 2.23C**), comme observé par Jowitt (2008). Au cœur et le long du joint de refroidissement, de l'allanite (Ep 3), une épidote à terres rares, a été observée au MEB (**Fig. 2.23B&D**) et identifiée à l'EDS (Energy Dispersive Spectrometer), ainsi que quelques grains de zircon. Ainsi, trois types d'épidote ont été révélés dans cet échantillon (**Fig. 2.23B**). Aucune chlorite n'a été observée. Finalement, la présence d'apatite au cœur du joint de refroidissement épidotisé a été révélée par cathodoluminescence (**Fig. 2.24** ; méthode et résultats sur tous les types d'épidosite dans l'**Annexe B**). Une séquence paragénétique des épidotes de joints de refroidissement est ainsi proposée (**Fig. 2.25**).

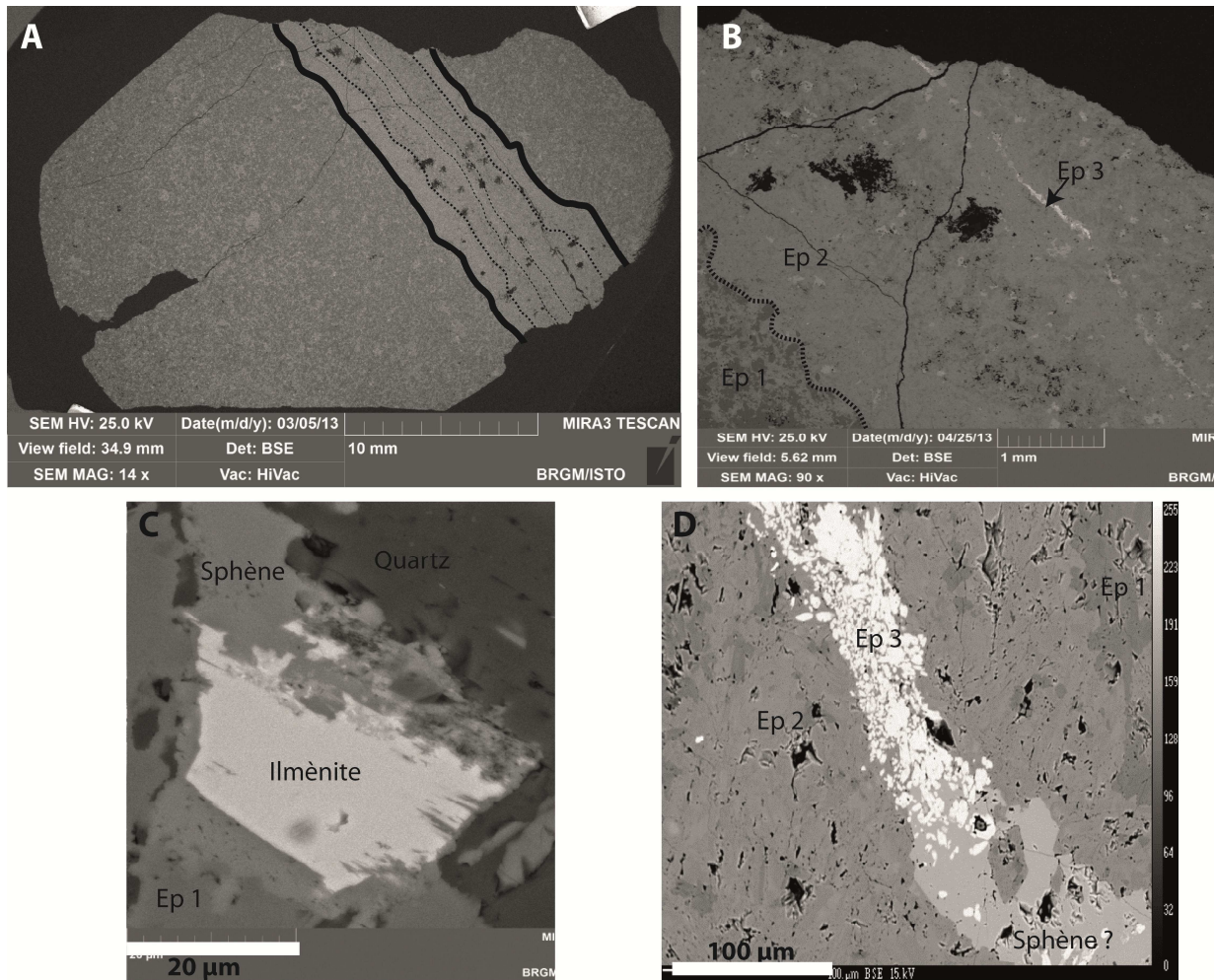


Figure 2.23 : Images MEB de l'épidote de joint de refroidissement (éch. 62) : (A) image de l'ensemble de l'échantillon ; (B) zoom sur le centre de la fracture ; (C) zoom dans la matrice sur un remplacement d'ilménite par du sphène et (D) zoom sur l'épidote claire présente au cœur de la fracture (Mokni-Leconte, 2013). Abréviation : Ep = Epidote.

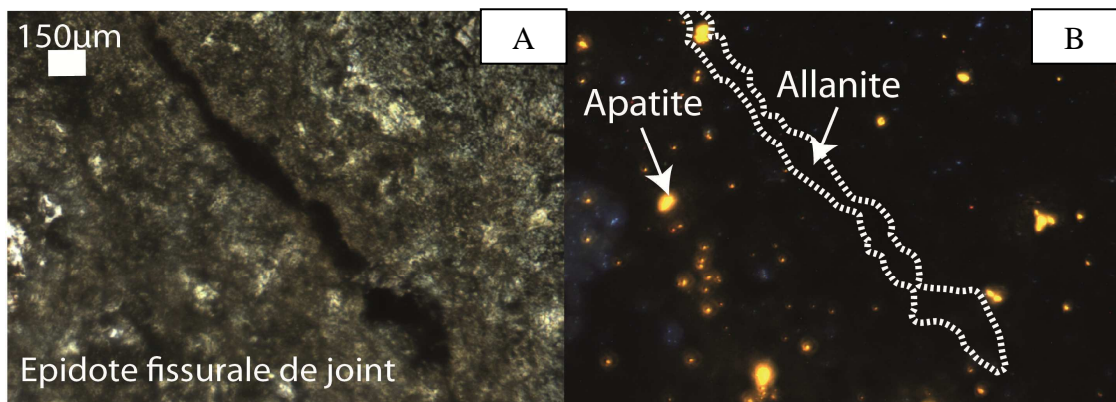


Figure 2.24 : Photographies en LPNA (A) et en cathodoluminescence (B) au cœur du joint de refroidissement épidotisé (Mokni-Leconte, 2013).

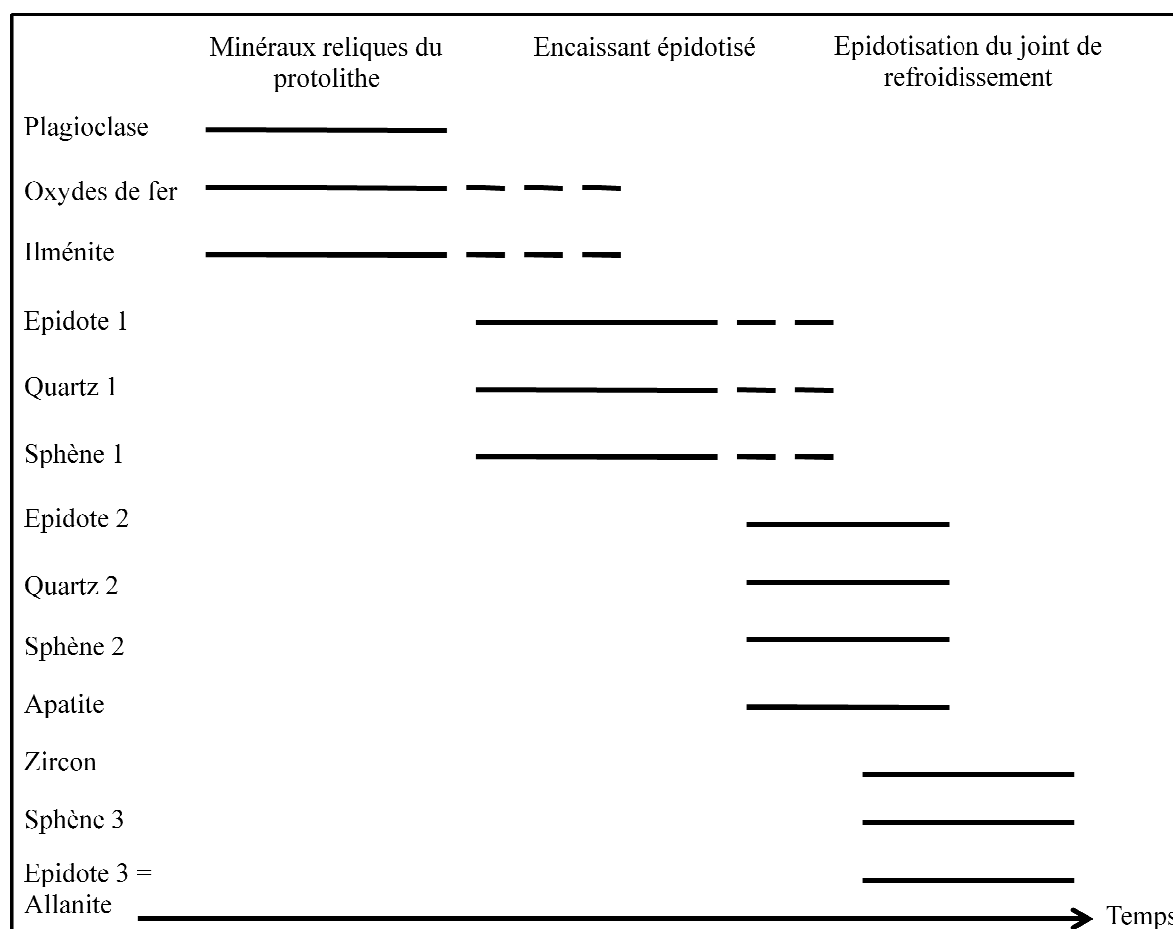


Figure 2.25 : Séquence paragenétique des épidotes de joint de refroidissement.

2.5.6. Type 3 : Epidosite à sulfures

Ce type d'épidosite est plus rare que l'épidosite pénétrative. Les affleurements concernés ont été trouvés à l'Ouest du graben de Mitsero (X = 505837,42 ; Y = 3871488,57 ; échantillons ASM correspondants = P1 et P3, échantillons macroscopiques correspondants = 59 et 60, cf Fig. 2.7). Les dykes altérés par ce genre d'épidotisation sont plutôt minces (de l'ordre de 20 à 50 cm d'épaisseur). Certains recoupent les dykes non épidotisés (**Fig. 2.26A**), tandis que d'autres ont la même orientation que les dykes encaissants (**Fig. 2.26B**). Tout comme pour les épidosites pénétratives, l'épidotisation ne semble pas affecter les dykes encaissants. Le dyke altéré recoupant les dykes encaissants est riche en chlorite et présente un cœur riche en épidote distribuée sous forme de gros nodules de manière discontinue (**Fig. 2.26A**). Cette épidosite possède une texture plus grossière que tous les autres types d'épidosite (texture granuleuse au touché). La couleur « vert-pistache » est moins prononcée chez cette épidosite. Les joints de refroidissement des dykes ne sont pas visibles.

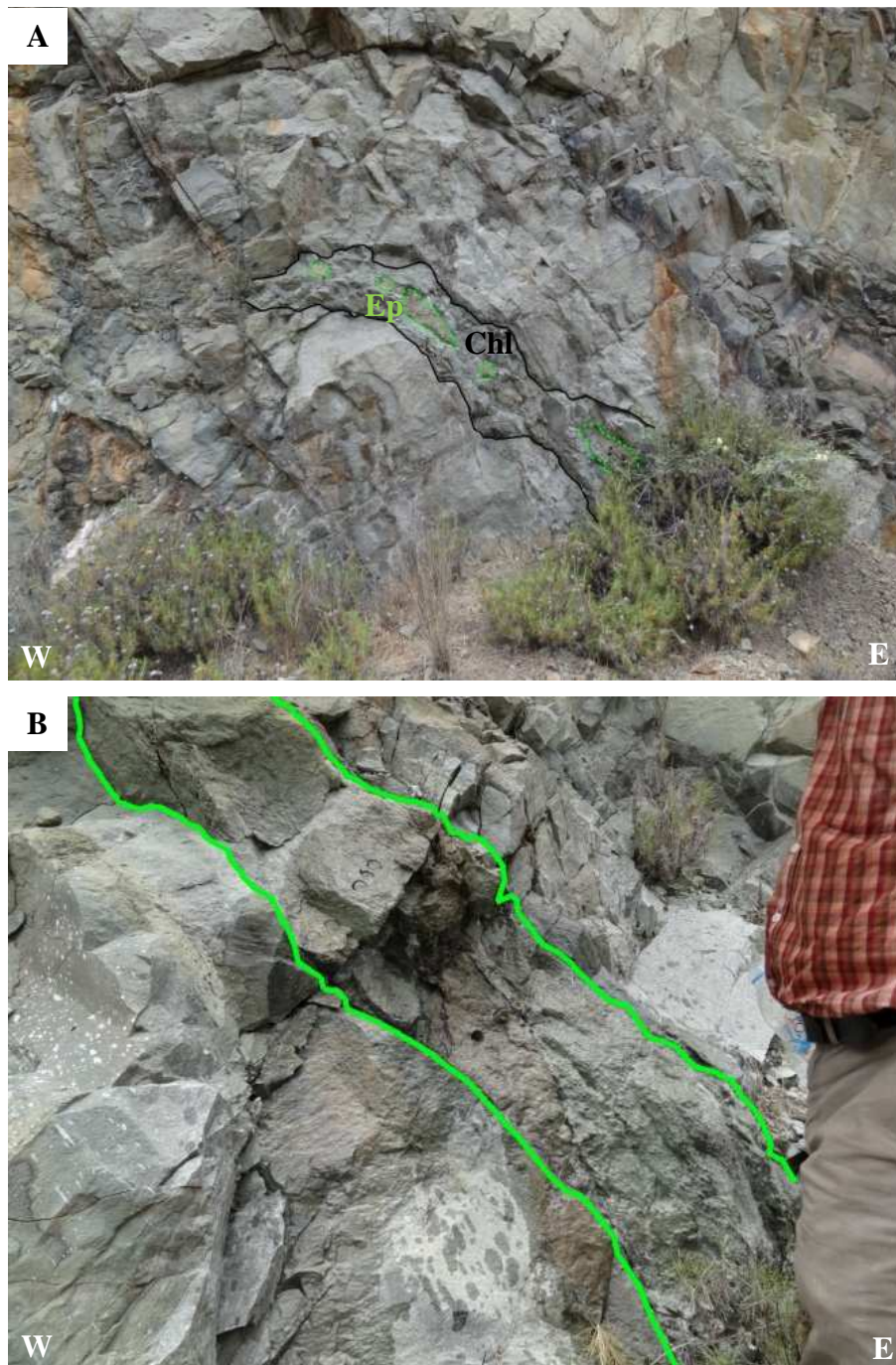


Figure 2.26 : Affleurements présentant des dykes fins à épidosite à sulfures. Affleurements localisés sur la route de Platanistasa-Mitsero. Abréviations : Chl = Chlorite ; Ep = Epidote.

L'épidosite à sulfures présente une texture recristallisée principalement composée d'épidote-chlorite-quartz-pyrite \pm magnétite (Fig. 2.27A). Les grains de magnétite primaire se situent préférentiellement le long d'anciennes baguettes de plagioclase transformées en épidote. La couleur vert foncé observée à l'échelle macroscopique est certainement due à la chlorite qui est beaucoup plus abondante dans ce type d'épidosite. Cette chlorite, de type

clinocllore, est en bordures de grains et tend à envahir l'épidote par endroits (**Fig. 2.27B**). De nombreux nids d'épidote sont présents contenant des cristaux de quartz automorphes (**Fig. 2.27C**). Une veine de calcite et d'actinote recoupe l'ensemble de l'échantillon (**Fig. 2.27D**). La singularité de cette épidosite est la présence de pyrite. Les grains de pyrite sont nombreux et de grande taille cristallisant principalement à proximité de l'épidote (**Fig. 2.27A**). Ces grains de pyrite semblent remplacer les anciennes textures magmatiques (**Fig. 2.28A**). Enfin, des inclusions de feldspath plagioclase et de pyroxène, certainement issus du protolithe diabasique, sont présentes au cœur de la pyrite (**Fig. 2.28B**). Une séquence paragénétique de l'épidosite à sulfures a été établie (**Fig. 2.29**).

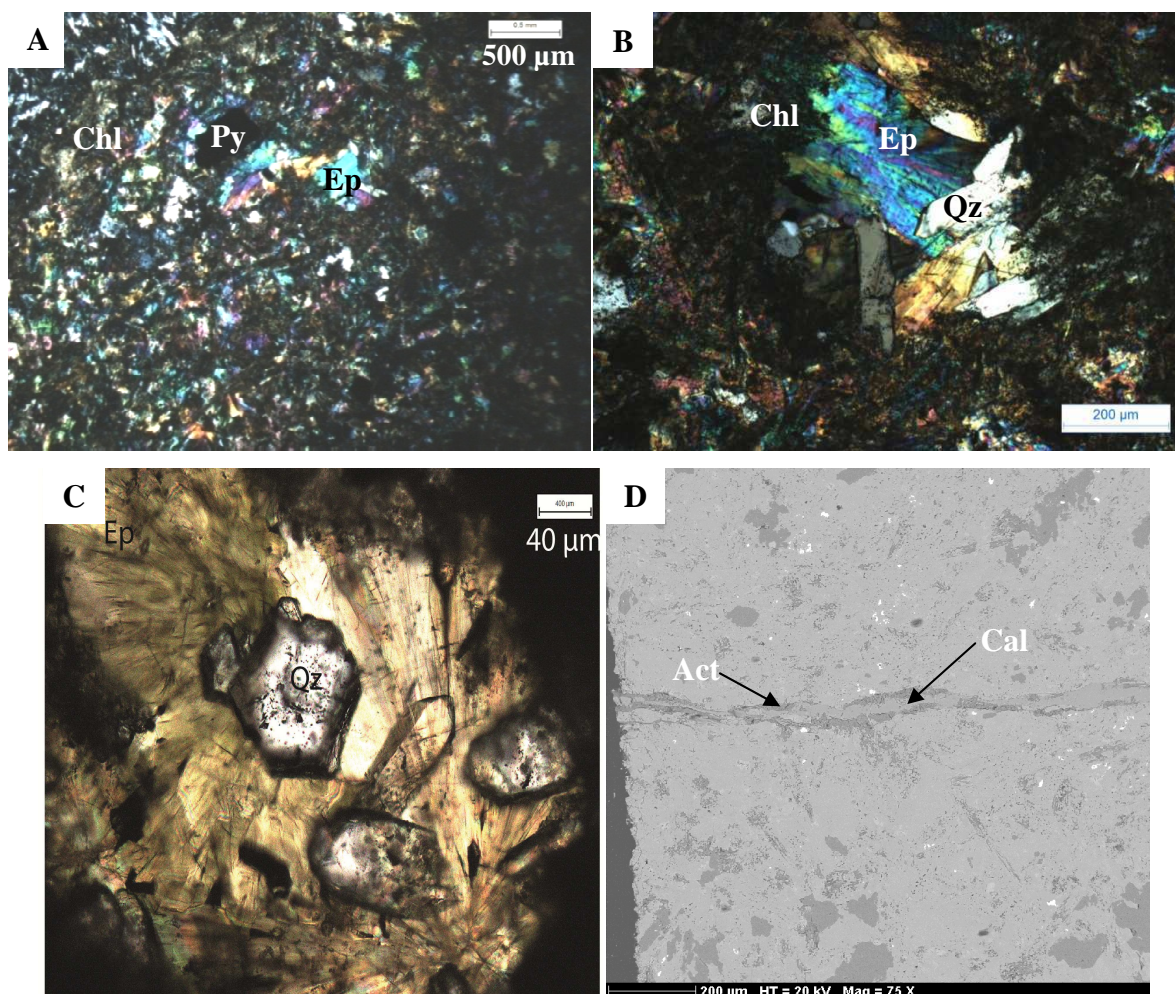


Figure 2.27 : Observations au microscope de l'épidosite à sulfures (éch. 60) : (A) minéralogie générale (LPA) ; (B) Relation chlorite-épidote ; (C) zoom sur un nid d'épidote (LPNA), et (D) veine de calcite et actinote (MEB). Abréviations : Act = Actinote ; Cal = Calcite ; Chl = Chlorite ; Ep = Epidote ; Py = Pyrite ; Qz = Quartz.

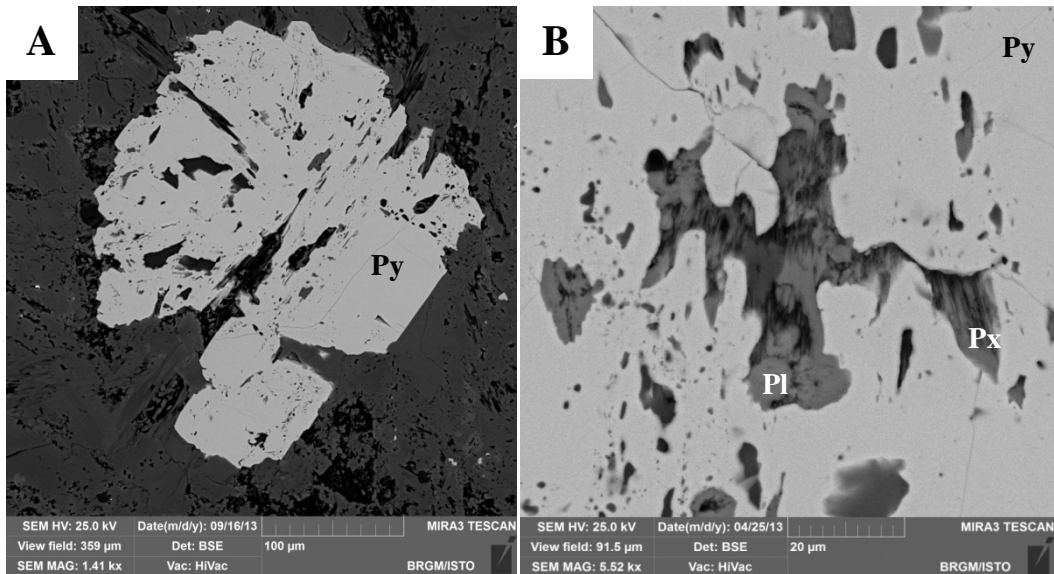


Figure 2.28 : Images MEB montrant un grain de pyrite présentant des inclusions de feldspath plagioclase et de pyroxène (éch. 60). Abréviations : Pl = Feldspath plagioclase ; Px = Pyroxène ; Py = Pyrite.

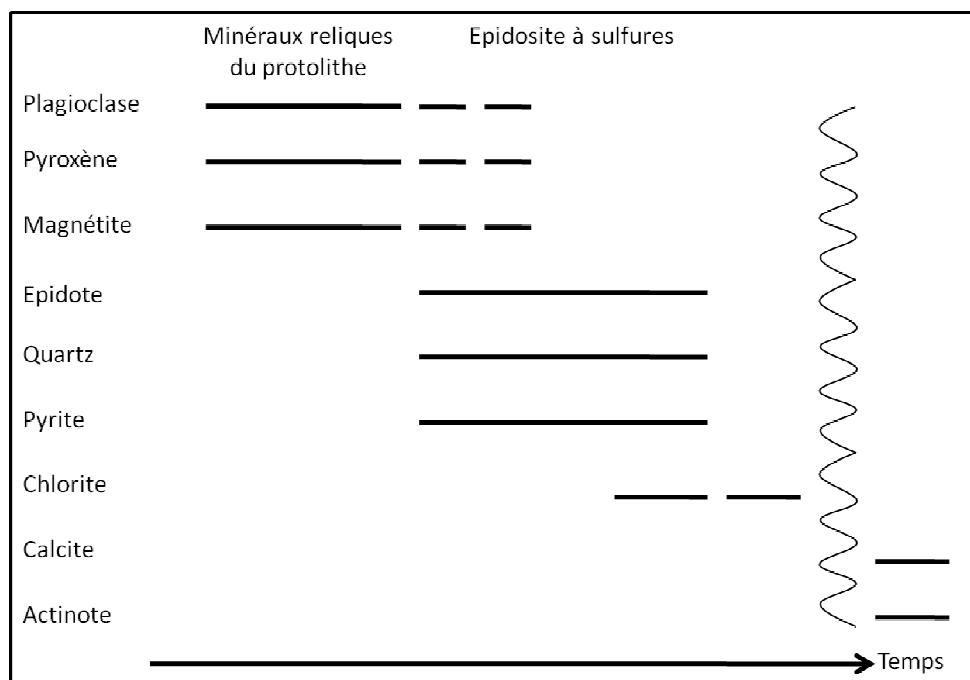


Figure 2.29 : Séquence paragénétique de l'épidosite à sulfures.

2.5.7. Type 4 : Fracture à épidote et quartz géodique

Une fracture remplie de quartz en peigne entourée d'une épidote très fine recoupant les dykes du complexe filonien (**Fig. 2.30**) a été observée dans la zone à épidosites à l'Est du

graben de Soléa (X = 496894,193 ; Y = 3869986,565 ; échantillon 53, cf Fig. 2.7). L'épidotisation tend clairement à « envahir » les dykes encaissants.

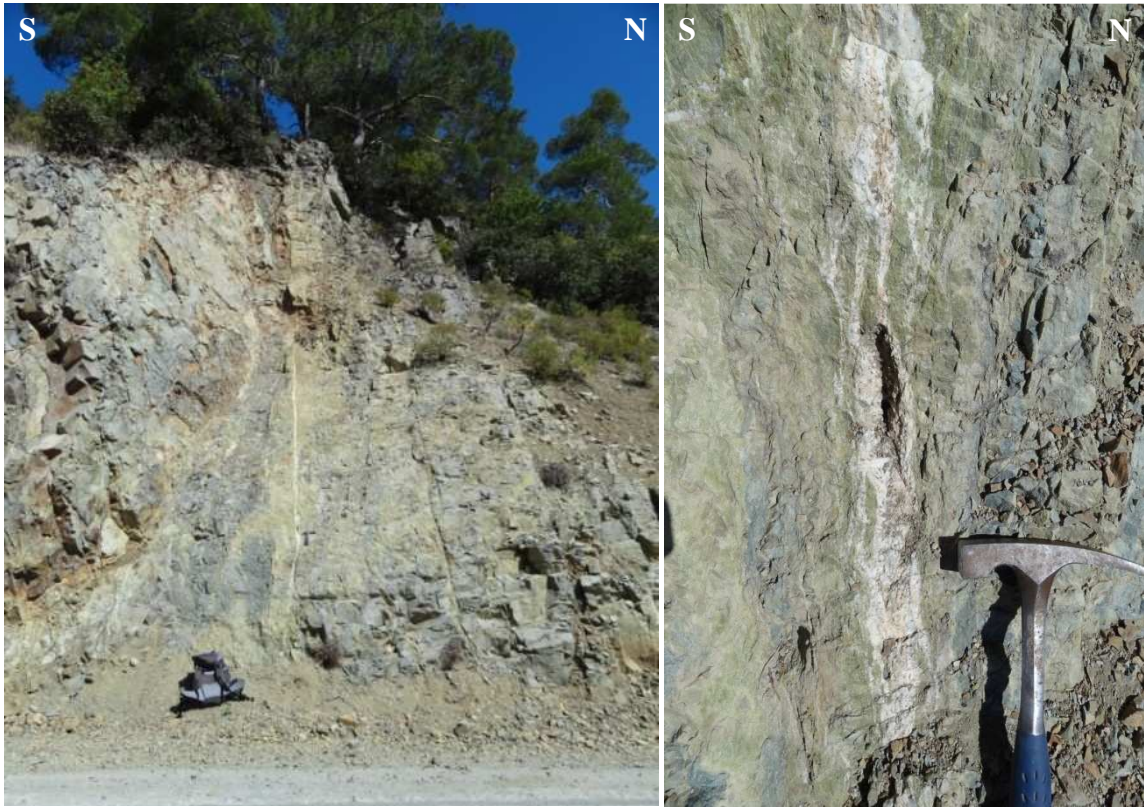


Figure 2.30 : Fracture, comblée de quartz géodique et d'épidote, recoupant des dykes du complexe filonien (en bleu-gris). Affleurement localisé sur la route de Spilia-Kannavia.

Il s'agit d'une fracture polyphasée remplie au cœur par du quartz géodique et aux épontes par de l'épidote et un peu de quartz (**Fig. 2.31C**). Le quartz est cataclasé en masse (**Fig. 2.31A**). Il est recoupé par de nombreuses fissures, parallèles aux épontes. Ces fissures beiges sont comblées par de la calcite et des oxydes de fer (**Fig. 2.31A**). Deux types d'épidote ont été distingués en lumière naturelle (**Fig. 2.31B**) : une épidote de couleur vert pâle (Ep 1) entourée par une épidote vert pistache (Ep 2). Dans cette fracture, les épidotes adoptent des formes variées telles que des sphérulites (**Fig. 2.31D**), des plaquettes, ou bien des nids. Le quartz en peigne traduit une croissance centripète du quartz et suggère que le dépôt de l'épidote est précoce. L'imagerie MEB révèle que le quartz géodique est fortement structuré parallèlement aux épontes : deux bandes de quartz larges d'environ 500 μm , espacées d'environ 1 mm et parallèles aux épontes (**Fig. 2.31C**), contiennent de nombreuses inclusions de cristaux d'épidote. Sur toute la longueur de la fracture, le cœur du quartz géodique est jalonné de zones microbréchiques larges de plusieurs centaines de μm , rempli de clastes de

quartz à bords anguleux et entouré d'une fine matrice d'argiles et d'oxydes de fer. Aucune chlorite n'a été observée dans cette fracture. Une séquence paragenétique du remplissage de cette fracture est proposée (**Fig. 2.32**).

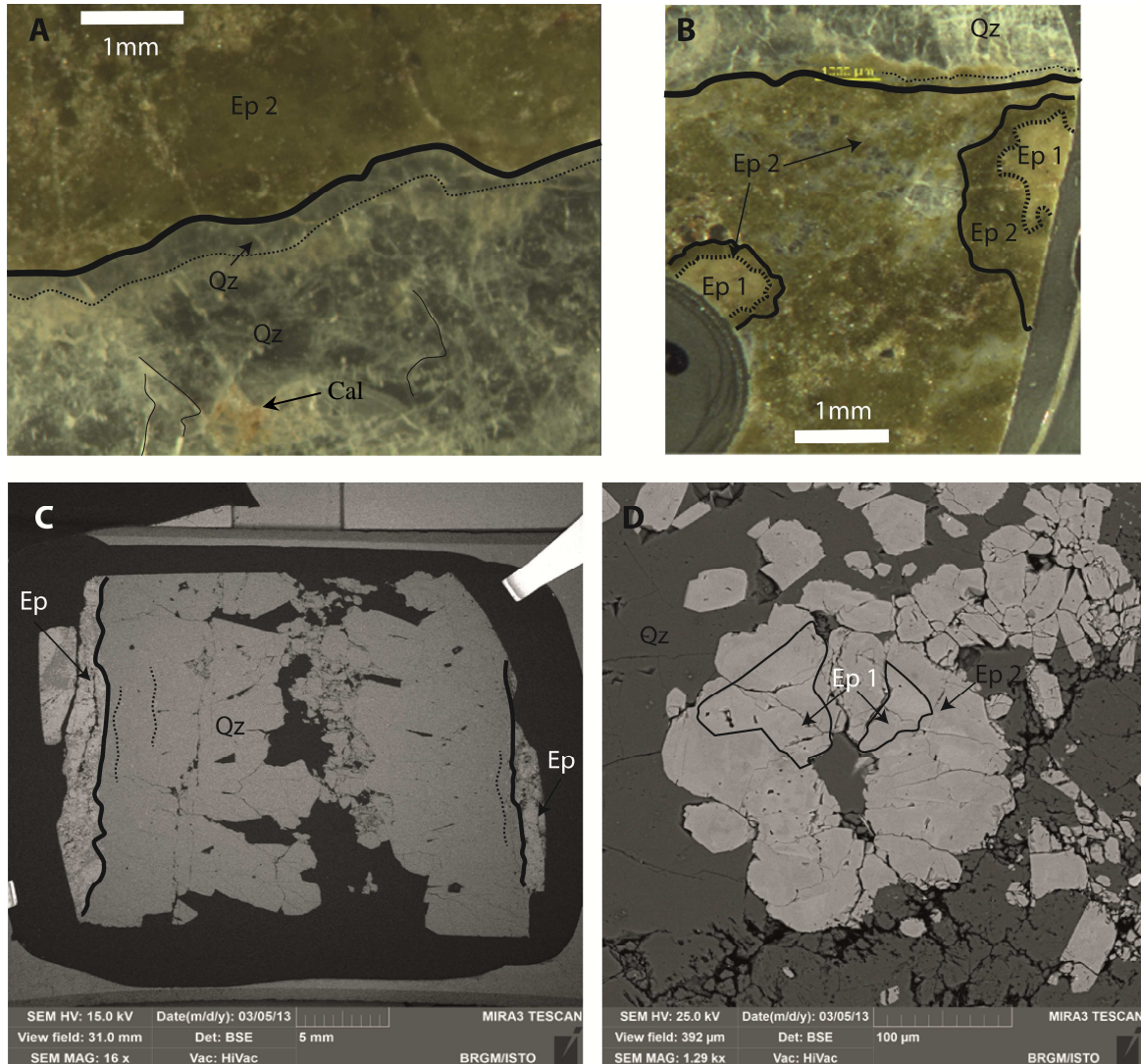


Figure 2.31 : (A&B) Images obtenues à la loupe binoculaire montrant la limite entre épidote et quartz cataclasé, avec (A) de la calcite brune en fissure et (B) des zonations dans des nids d'épidote. (C&D) Images MEB montrant (C) la lame dans son ensemble et (D) un zoom sur une sphérolite d'épidote (éch. 53) (Mokni-Leconte, 2013). Abréviations : Ep = épidote ; Qz = quartz.

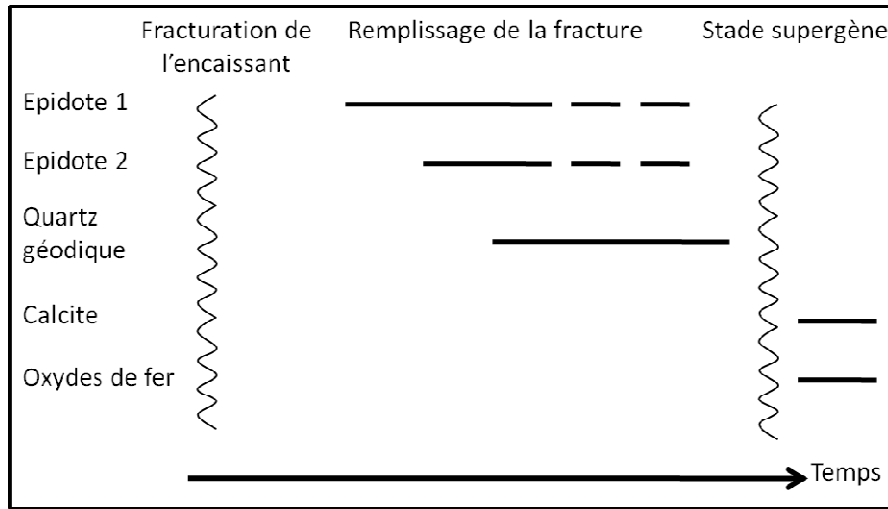


Figure 2.32 : Séquence paragenétique de la fracture à épidote et quartz géodique.

2.5.8. Type 5 : Sphérulites d'épidote

Ce type d'épidote au sein du complexe filonien est le plus rare puisqu'un seul dyke à sphérulites d'épidote a été observé (**Fig. 2.33**). Ces sphérulites peuvent atteindre quelques cm de diamètre. La matrice du dyke est très sombre. Ce dyke se situe à la limite complexe filonien-gabbros (absence de coordonnées géographiques ; échantillons correspondants = 64 et 65). Les sphérulites seraient des indicateurs d'un refroidissement rapide (Coish et Taylor, 1979).



Figure 2.33 : Dyke sombre présentant des sphérulites d'épidote visible à l'œil nu. Affleurement localisé au plein cœur du village de Lemithou.

Une sphérolite est composée d'un agencement de plusieurs rosettes d'épidote intercalées par du quartz (**Fig. 2.34A & B**). La matrice du dyke est essentiellement constituée de quartz et de chlorite (type clinochlore-chamosite) à texture granoblastique. La chlorite apparaît zonée dans la porosité de l'échantillon (**Fig. 2.34C & D**). D'après l'imagerie MEB, ces zonations partent d'un cœur de chlorite clair vers une bordure plus foncée, puis encore plus claire (**Fig. 2.34D**).

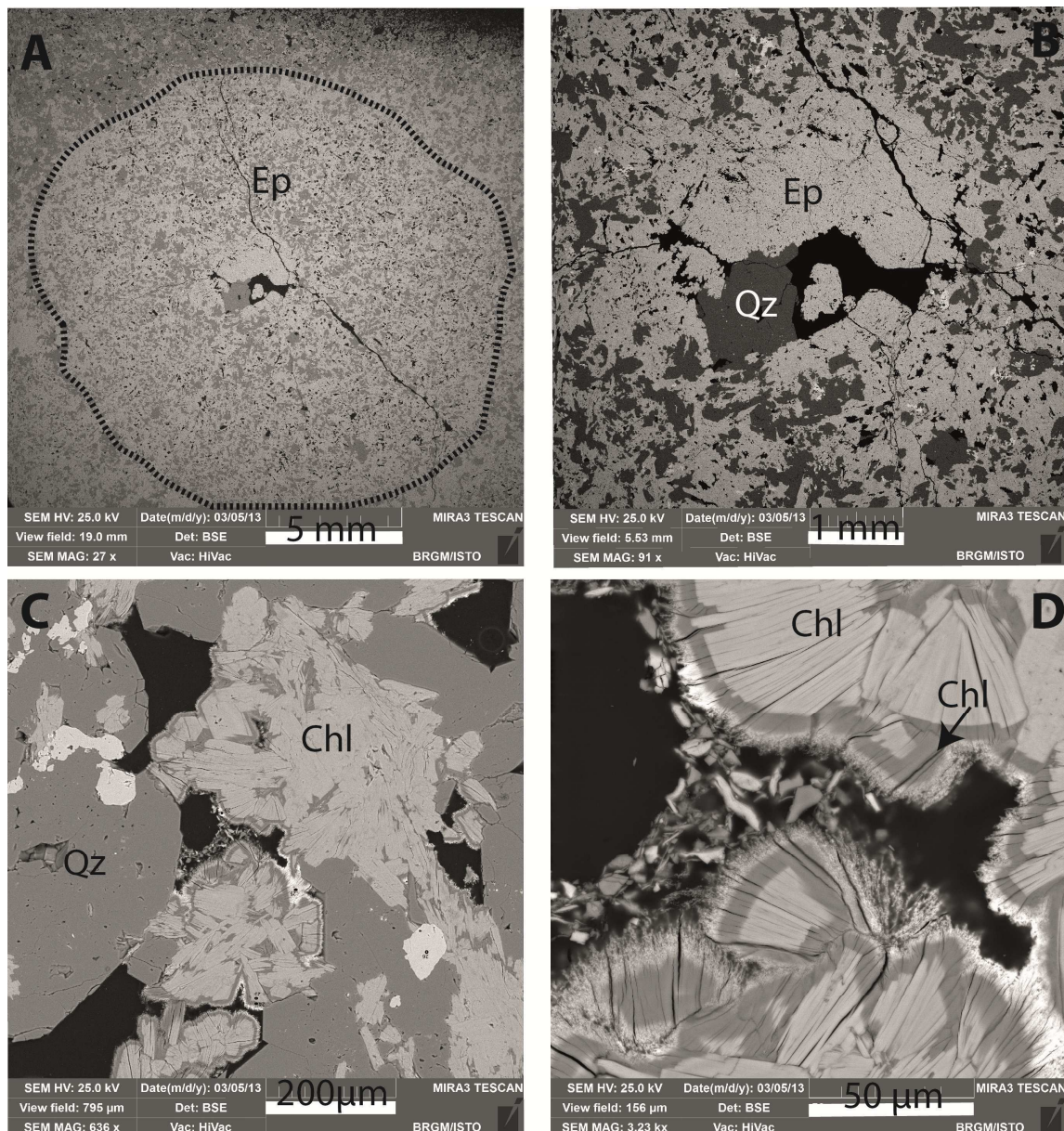


Figure 2.34 : (A) Image MEB d'une sphérolite d'épidote et quartz (éch. 65). (B) Zoom sur le cœur de cette sphérolite. (C&D) Chlorite zonée dans la porosité (Mokni-Leconte, 2013). Abréviations : Chl = Chlorite ; Ep = Epidote ; Qz = Quartz.

Les chlorites zonées ont été analysées à la microsonde électronique. Ainsi, les bandes grises claires (densité moyenne sur l'image MEB) traduisent un enrichissement en fer (site VI : 43% Fe²⁺) ainsi que des appauvrissements en aluminium et en magnésium (site VI : 10% Mg²⁺ et 47% Al), et inversement pour les bandes les plus sombres (site VI : 35% Fe²⁺, 47% Mg²⁺ et 18% Al). Une séquence paragenétique du dyke à sphérulites d'épidote est proposée (**Fig. 2.35**).

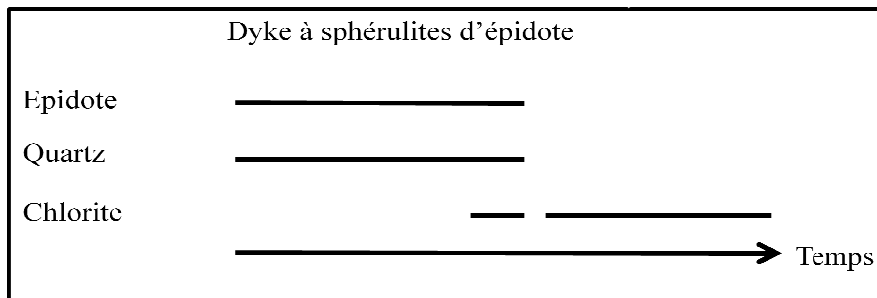


Figure 2.35 : Séquence paragenétique d'un dyke à sphérulites d'épidote.

2.5.9. Cas particulier : épidotisation postérieure au métadiabase

Un seul échantillon de métadiabase épidotisé a été prélevé proche du village de Lemithou. L'échantillon concerné (V23B) possède l'assemblage minéralogique typique du métadiabase mais avec une épidotisation superposée. L'épidote se développe en plaquettes ou en baguettes. La superposition de l'épidotisation sur la texture magmatique métamorphisée dans le faciès des schistes verts se traduit par la présence de textures particulières de remplacement. En effet, au microscope électronique à balayage (MEB), des pseudomorphoses sont visibles telles que de l'épidote remplaçant des grains d'actinote ainsi que des grains de magnétite. Afin de mieux visualiser ces pseudomorphoses des cartographies ont été réalisées à l'aide d'une microsonde électronique. Ainsi, les variations du Ca montrent clairement que l'épidote (représentée en vert) et la chlorite (représentée en rose) remplacent clairement les fibres d'actinote (représentées en bleu) (**Fig. 2.36A'**). Ce genre de pseudomorphose a déjà été décrit par Franz et Liebscher (2004). Autre pseudomorphose observée dans le même échantillon, un oxyde de fer cubique est remplacé par de l'épidote (en vert dans la carte du Ca), du quartz (en noir) et du sphène (en jaune) (**Fig. 2.36B'**). L'imagerie MEB montre aussi le remplacement de l'épidote par une chlorite secondaire (chlorite 2) (**Fig. 2.37**). Aucun feldspath plagioclase n'est visible dans l'échantillon. Ainsi, à ce stade de l'altération, le

feldspath plagioclase est déjà totalement altéré pour laisser place à l'épidote. Cette épidote étant ferrifère, elle aurait tendance à remplacer des minéraux contenant du fer, tels que l'actinote et les oxydes de fer. Enfin, dans cet échantillon, l'épidotisation n'est pas complète puisque l'épidote est remplacée par la chlorite 2 (Fig. 2.37).

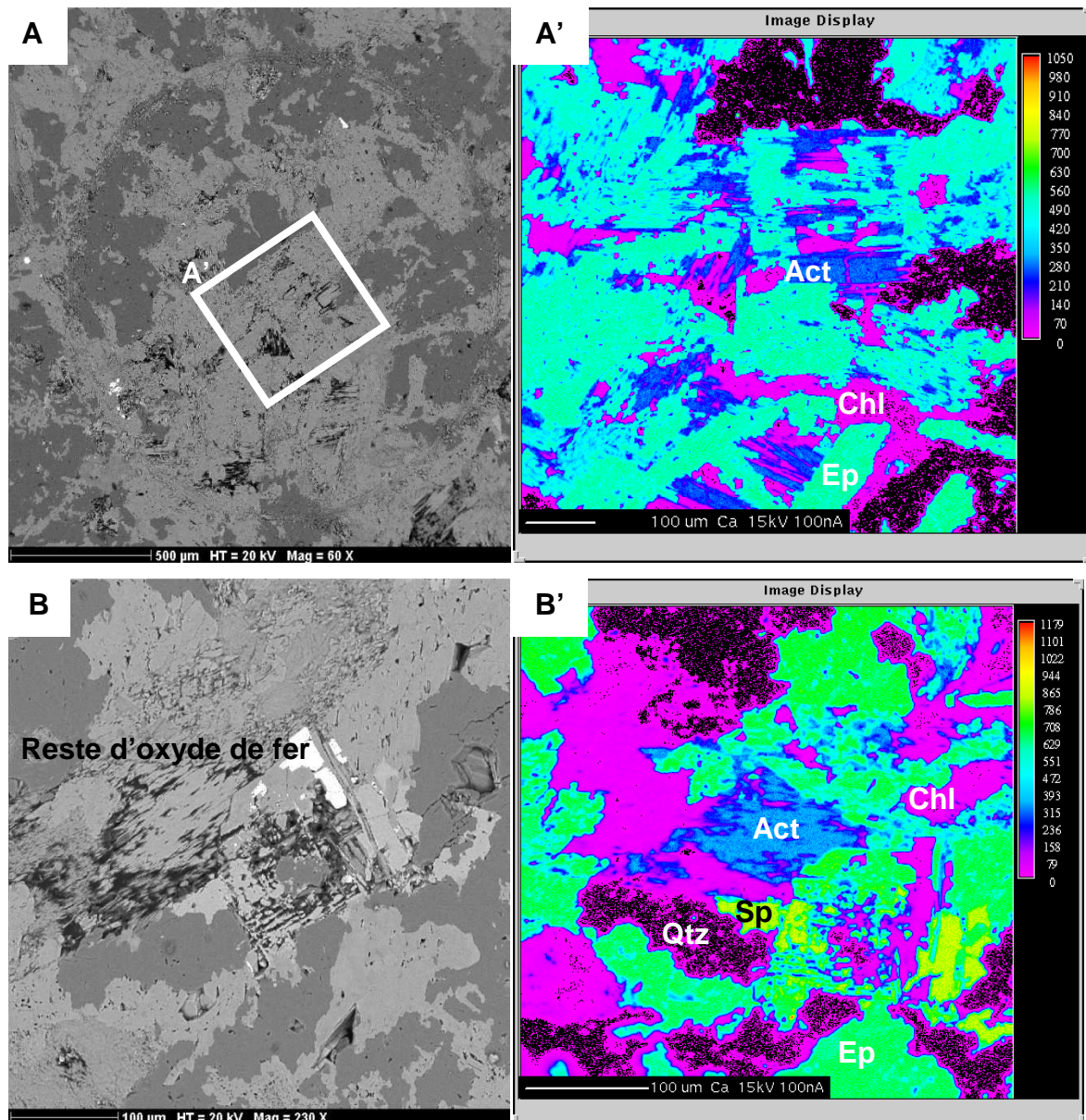


Figure 2.36 : (A') Cartographie du Ca montrant une pseudomorphose de l'actinote remplacée par de l'épidote et de la chlorite (image MEB correspondante = A) (éch. V23B). (B') Cartographie du Ca montrant une pseudomorphose d'un cube d'oxyde de fer remplacé par de l'épidote, du quartz et du sphène (image MEB correspondante = B) (éch. V23B). Abréviations : Act = Actinote ; Chl = Chlorite ; Ep = Epidote ; Qtz = Quartz ; Sp = Sphère.

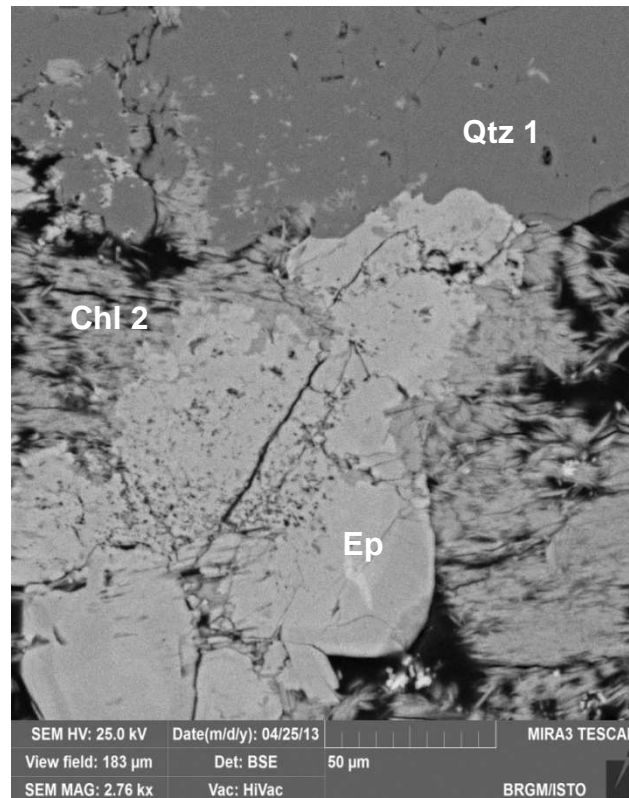


Figure 2.37 : Image MEB montrant le remplacement de l'épidote par la chlorite 2 (éch. V23B) (Mokni-Leconte, 2013). Abréviations : Chl = Chlorite ; Ep = Epidote ; Qtz = Quartz.

Deux types de quartz ainsi que deux types de chlorite ont été distingués au microscope optique (**Fig. 2.38**). Le premier quartz qualifié de « propre » est associé à de la chlorite aciculaire en bordure de grain (chlorite 1). Le deuxième quartz est un quartz qualifié de « sale », (quartz 2), présentant de nombreuses inclusions fluides et de nombreux solides automorphes (notamment de l'épidote). Par ailleurs, de grandes lacunes noires constituées par des fibres de chlorite (chlorite 2) se développent de façon invasive au sein et autour de ce quartz. Ce quartz est associé à l'épidotisation comme le montre la présence d'épidote poussant en rosettes en son sein.

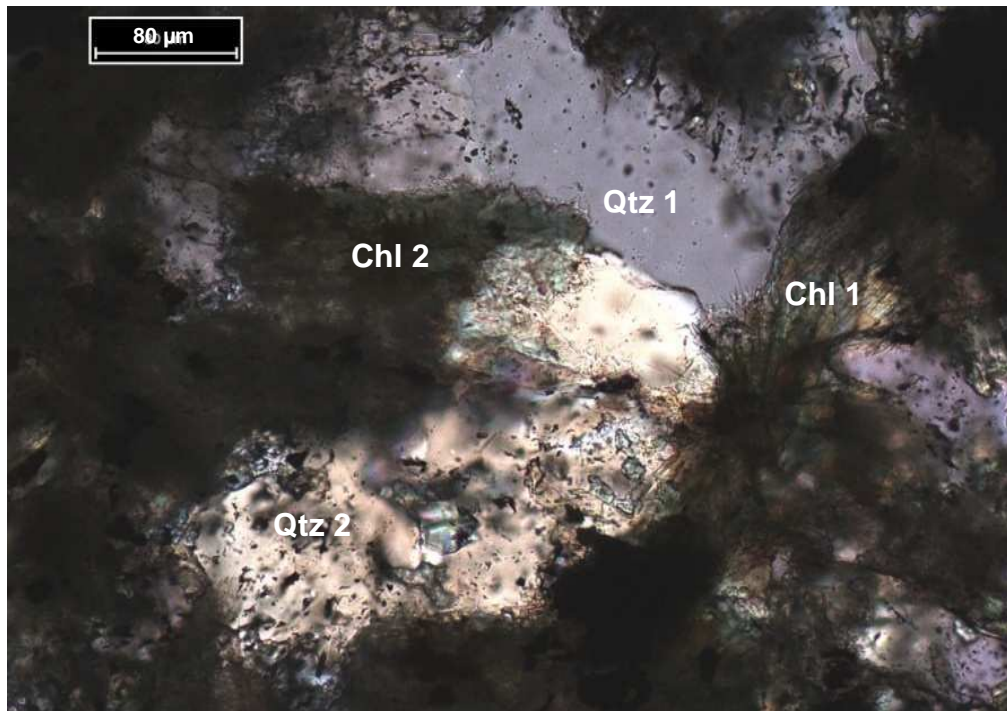


Figure 2.38 : Photographie optique montrant les des deux types de quartz et les deux types de chlorite en LPNA (éch. V23B) (Mokni-Leconte, 2013). Abréviations : Chl = Chlorite ; Qtz = Quartz.

Après avoir analysé les chlorites à la microsonde électronique, il a été possible de les représenter dans le diagramme ternaire de Meunier et al. (2012). Ce diagramme permet de distinguer les chlorites et les argiles (**Fig. 2.39**). La plupart des points analysés de la chlorite 1 se situent dans le domaine des chlorites. Concernant la chlorite 2, les analyses correspondantes se dispersent entre les domaines de la chlorite et de la saponite ; il s'agirait donc d'interstratifiés (chlorite-smectite). Dans la littérature, des cristaux de chlorite-smectite cristallisant dans la porosité de roches basaltiques et associés à des cristaux de zéolite tardive ont été décrits par Schenato et al. (2003). D'après ces derniers, cet assemblage minéralogique secondaire traduit des processus d'altération hydrothermale ou métamorphiques de faciès schistes verts, où les phases primaires les plus sensibles à la dissolution (comme l'olivine) sont remplacées par des minéraux argileux. Ainsi, une séquence paragenétique de la transformation du diabase en métadiabase en cours d'épidotisation a été établie (**Fig. 2.40**).

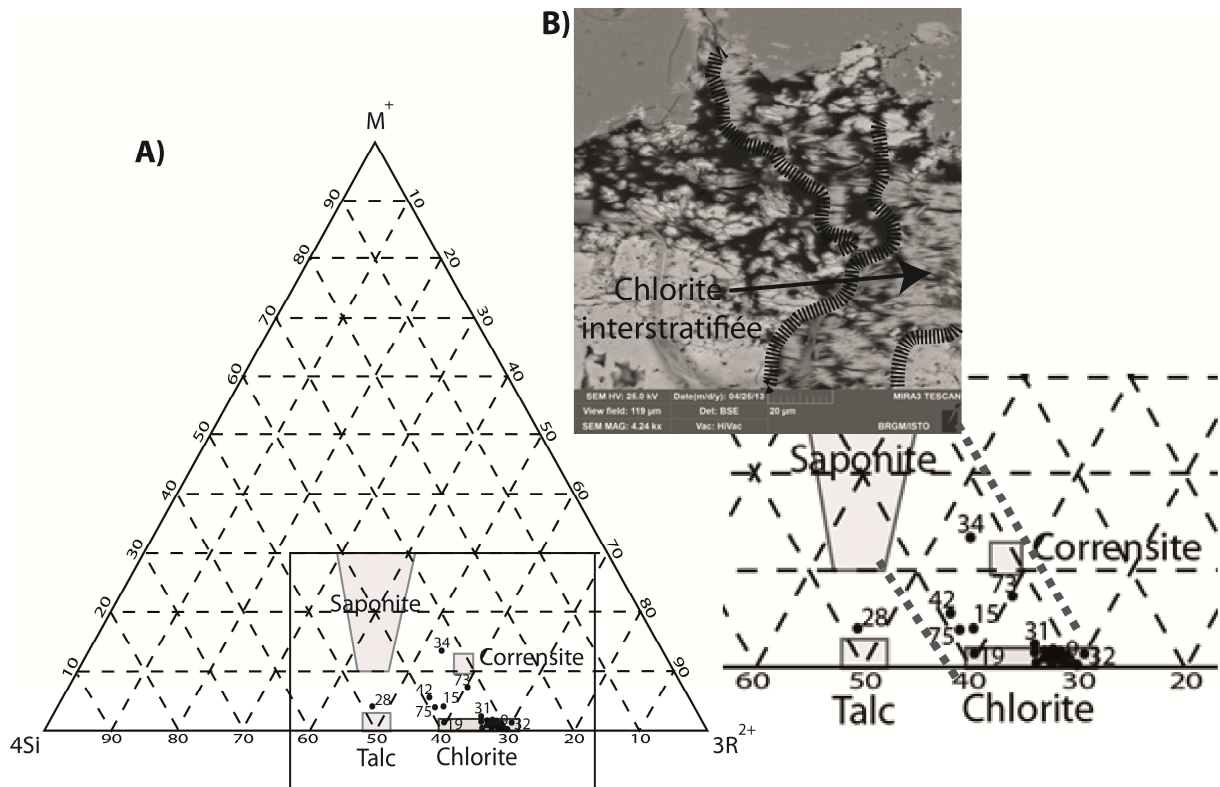


Figure 2.39 : A) Diagramme ternaire $M^+-4Si-3R^{2+}$ présentant la composition des argiles ($M^+=2Ca+Na+K$; $4Si=Si/4$; $3R^+= (Fe^{2+}+Mg+Mn)/3$) (figure modifiée d'après Meunier et al., 2012) et B) Image MEB de chlorites interstratifiées dans l'échantillon de métadiabase en cours d'épidotisation (éch. V23B) (Mokni-Leconte, 2013).

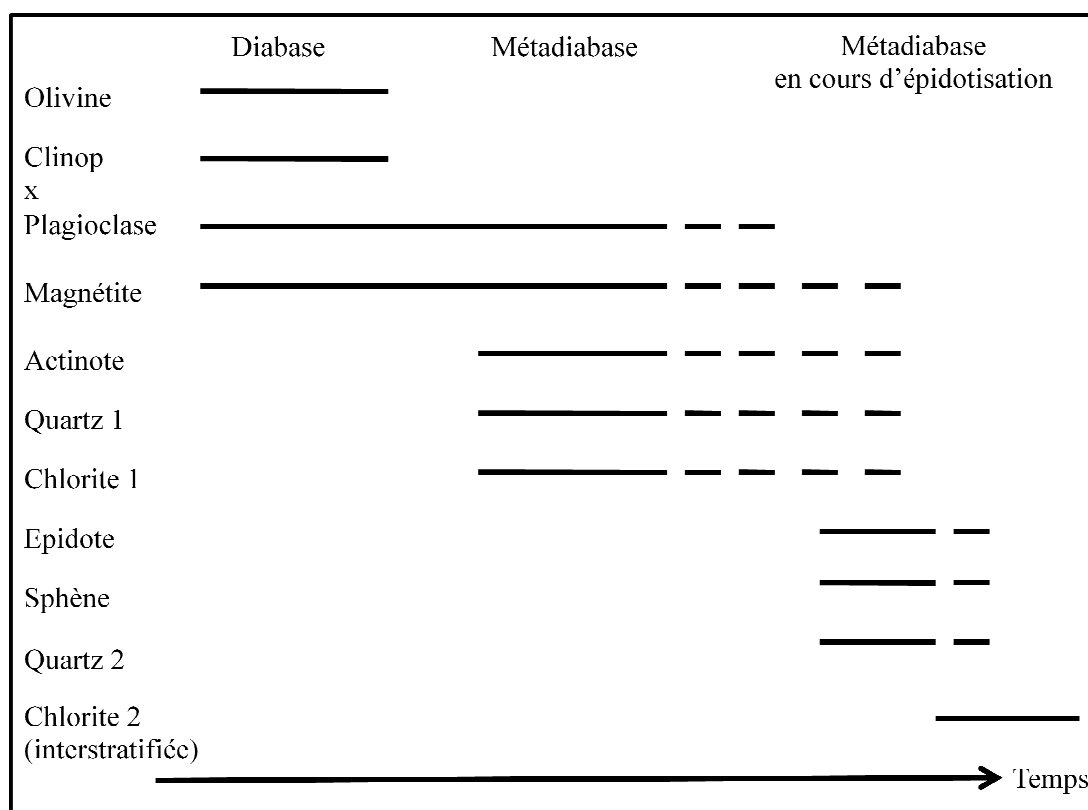


Figure 2.40 : Séquence paragénétique du métadiabase épidotisé.

2.5.10. Etude minéralogique et chimique des épidosites

Cette étude minéralogique et chimique constitue une partie du travail d'Inès Mokni-Leconte (2013) qui a réalisé un stage à l'ISTO en Master 2^{ème} année Recherche (encadrement : Claire Ramboz, Stanislas Sizaret et moi-même).

A partir des images acquises avec le MEB, il a été possible de cibler des zones à analyser. Au total, plus de 130 analyses à la microsonde électronique (**Annexe C**) ont été réalisées sur le métadiabase en cours d'épidotisation, l'épidote de fracture à quartz géodique, l'épidosite pénétrative et les sphérulites d'épidote.

La teneur en eau des épidotes analysées, estimée par différence en % pds d'oxydes, varie de 1 à 2 % conformément aux teneurs attendues dans la solution solide pistachite-clinozoïsite (Franz et Liebscher, 2004). L'ensemble des analyses d'épidote a été reporté sur un graphique entre le pôle pistachite (Fe^{3+}) et le pôle clinozoïsite (Al) (**Fig. 2.41**). On peut remarquer que les points s'alignent parfaitement sur la solution solide pistachite-clinozoïsite.

Les variations de composition observées sont liées aux relations particulières entre pistachite, clinozoïsite et quartz. En effet, des zonations des grains sont observées : les épidotes de type pistachite semblent se situer loin du quartz à l'inverse des clinozoïsites qui lui sont toujours associées, comme illustre la **figure 2.42**.

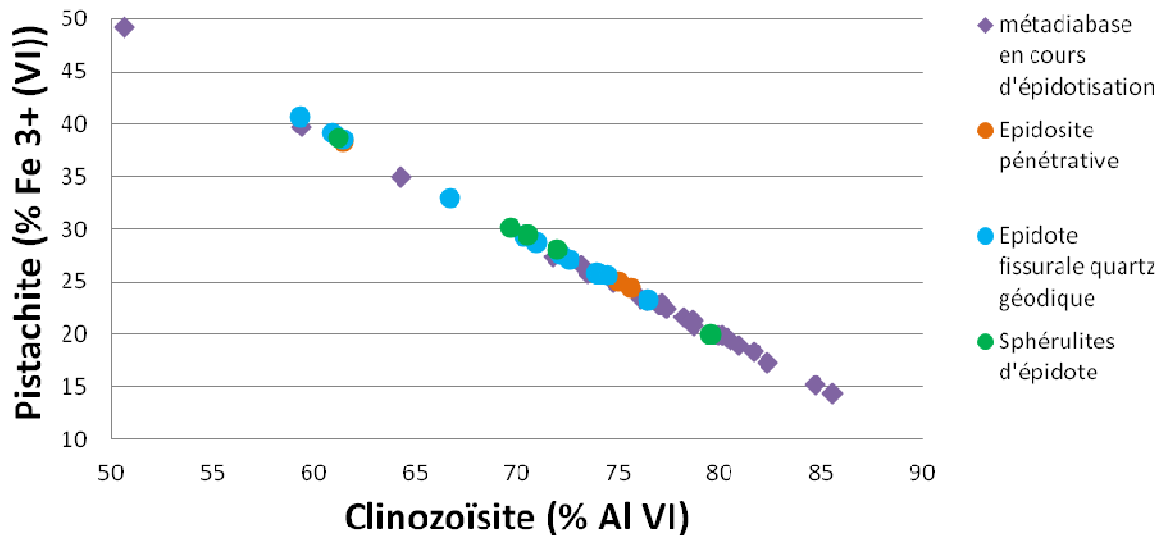


Figure 2.41 : Graphique représentant la distribution de l'ensemble des épidotes analysées suivant les pôles Clinozoïsite (Al) et Pistachite (Fe³⁺) du site VI (Mokni-Leconte, 2013).

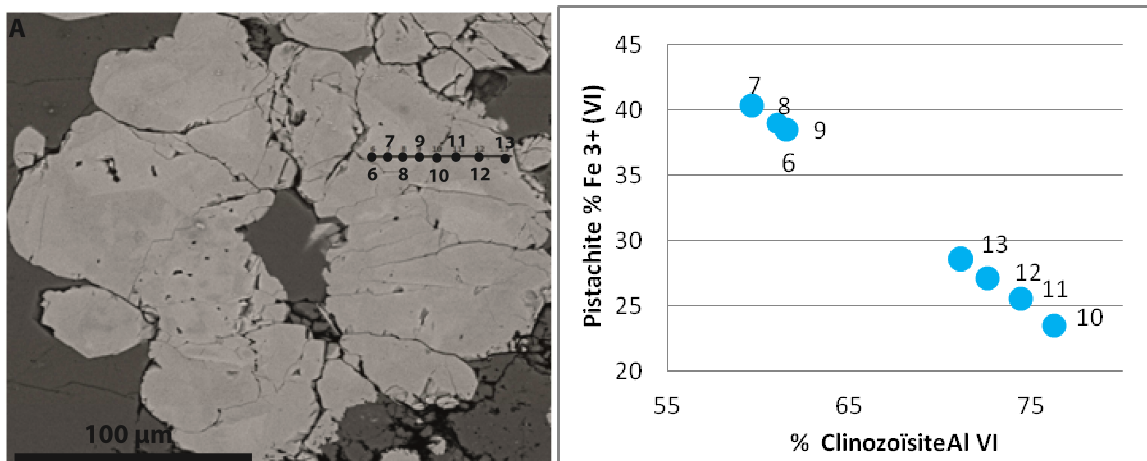


Figure 2.42 : (A) Image MEB d'un nid d'épidote au contact avec le quartz dans l'échantillon d'épidote de fracture à quartz géodique (éch. 53) et (B) les analyses chimiques correspondantes à travers le nid d'épidote réalisées à la microsonde électronique (Mokni-Leconte, 2013).

2.6. Basaltes et minéralisations

Les basaltes en coussins andésitiques sont bien conservés, particulièrement au niveau de la mine de Skouriotissa, au Nord de l'axe de la dorsale de Soléa, où ils sont associés à du jaspe et de la pyrite (**Fig. 2.43**). Ce basalte est riche en olivine qui peut être localement remplacée par des carbonates et des oxydes de fer (Panayiotou, 1987). Les phénocristaux d'olivine sont généralement accompagnés de clinopyroxènes, de feldspaths plagioclases microlitiques et de spinelle. Cependant, du fait de l'altération hydrothermale, la plupart des basaltes en coussins sont altérés en argile de type smectite et leurs vésicules, correspondant aux anciennes bulles, sont remplies de calcite et de zéolite.



Figure 2.43 : Basaltes en coussins à jaspe et pyrite (mine de Skouriotissa).

Les amas sulfurés se présentent dans les séries magmatiques extrusives (partie supérieure des basaltes en coussins). Dans la mine de Skouriotissa (**Fig. 2.44**), trois minéralisations cuprifères (Phoukasa, Phoenix et Three Hills ; **Fig. 2.45**) séparées par des failles sont exploitées depuis 1921. Les minerais massifs sont composés de minéraux primaires de pyrite, chalcopryrite et de sphalérite. De nombreux minéraux secondaires sont également présents telles que : la marcassite, la chalcopryrite, la covellite (CuS), la chalcosite (Cu₂S), la bornite (Cu₅FeS₄), l'idaïte (Cu₅FeS₆), la ténorite (CuO), la delafossite (CuFeO₂) et la cuprite (Cu₂O) (Constantinou, 1987).

La chalcopryrite primaire est a été observée très localement, notamment dans les parties méridionales du gisement Phoenix (Adamides, 2010) (**Fig. 2.45A**). Les principaux minerais de cuivre sont des oxydes de cuivre passant à des sulfures supergènes (chalcocite) dans les niveaux plus profonds, proches des zones faillées et associés à de la pyrite (**Fig. 2.45B**). L'atacamite (Cu₂Cl(OH)₃) et la delafossite sont également présentes dans les zones supergènes directement sous les basaltes altérés.

A des niveaux plus profonds, les minerais de cuivre sont principalement représentés par la delafossite associée à de la goethite et du cuivre natif (Adamides, 2010). La nontronite (smectite riche en Fe³⁺) est également associée à ces minerais. Cette argile a été observée en remplacement du quartz et de la chlorite.

L'épidote est commune dans les régions marginales des zones minéralisées, et abondamment présentes dans les parties les plus profondes des gisements, où elle se présente sous forme de cristaux automorphes associés à du quartz (Adamides, 2010).



Figure 2.44 : Mine de Skouriotissa (vue sur le gisement Phoenix).

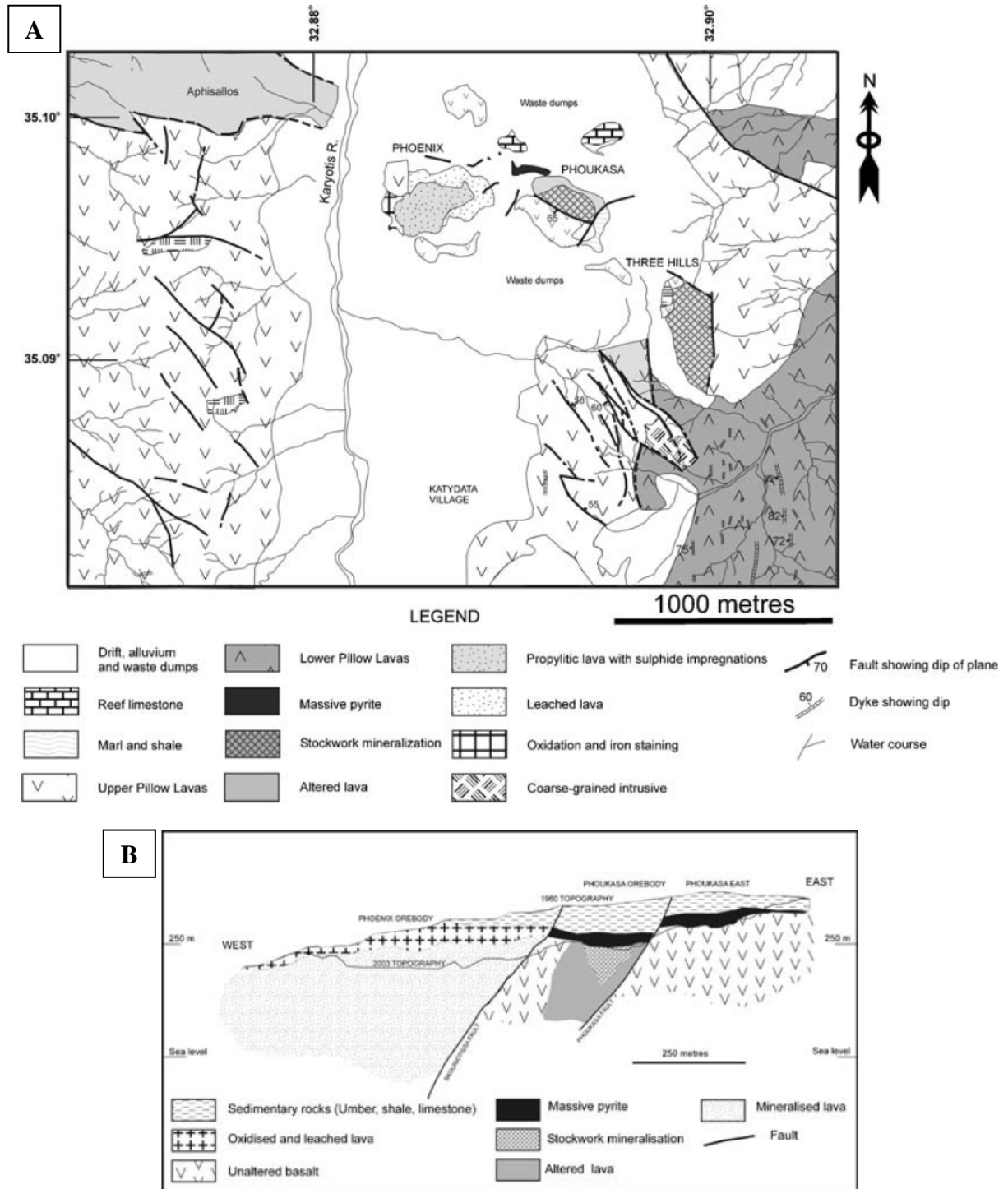


Figure 2.45 : (A) Carte géologique dans la région de Skouriotissa. (B) Coupe géologique à travers les gisements de Phoukasa et Phoenix (Adamides, 2010).

3. Traçage des paléo-fluides (Article 1)

Article 1 : Article préliminaire / Preliminary article.

Cet article en cours de rédaction, présente les propriétés et les fabriques magnétiques des dykes du complexe filonien de Troodos. L'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) est un outil permettant de tracer les fluides magmatiques mais également les fluides hydrothermaux. Ainsi, dans cette étude, un échantillonnage suivant des transects a été réalisé sur des dykes épidotisés (ayant subi une épidotisation pénétrative) et non-épidotisés (métadiabase). Les orientations et les descriptions des carottes sont décrites dans l'**Annexe A**. Les résultats détaillés de chaque dyke sont présentés dans l'**Annexe D**. Les observations de terrain ainsi que la caractérisation des différents types d'épidosites abordées précédemment dans le manuscrit seront intégrées dans le futur article.

Tracing hydrothermal fluid flow via magnetism in the sheeted dyke complex of the Troodos ophiolite, Cyprus.

Gabriel Coelho^{1,2,3*}, Stanislas Sizaret^{1,2,3}, Laurent Arbaret^{1,2,3}, Yannick Branquet^{1,2,3}

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

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

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

*Correspondence to:

gabriel.coelho@univ-orleans.fr

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans
UMR 7327 – CNRS/Université d'Orléans
1A, Rue de la Férollerie
45071 Orléans Cedex 2
France
T: +33 (0)2 38 25 53 81
F: +33 (0)2 38 63 64 88

Abstract

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) was studied in the sheeted dyke complex of Troodos in order to trace magmatic and hydrothermal fluid flows. Our study was focalized in two rock types: metadiabase and pervasive epidosite. Metadiabase displays high K_m values (median = ~24 400 μ SI) contrary to epidosite (median = ~1 250 μ SI). Magnetic mineralogy investigation shows that magnetite is the main carrier of magnetic susceptibility in the two rock types. This suggests that primary magnetite is not completely consumed during

epidotization and traces of magnetite are still present in epidosite. Field observations (epidotization parallel to dyke margins and cooling joints truncating epidosite) combined to our AMS fabric investigation through dikes demonstrate that magmatic and hydrothermal flows are superimposed between the margins. Besides, the syn magmatic regional deformation induced by the ridge-transform intersection affects the gabbros as epidotized and non-epidotized dikes. To conclude, pervasive epidotization in the core of dikes would be formed by auto-metasomatism processes, and origin of Cu-Zn sulfide deposits (Cyprus type) might be re-interpreted in further studies.

1. Introduction

Intense hydrothermal alterations, as epidosites, are found at the base of sheeted dyke complex, especially in ophiolitic complexes (e.g. Troodos ophiolite in Cyprus, Richardson et al., 1987; Semail ophiolite in Oman, Nehlig et al., 1994). Epidosites, metasomatic rocks enriched in epidote and quartz, are usually considered as rock sources of volcanogenic massive sulfide ore deposits (VMS) (Richardson et al., 1987; Jowitt et al., 2007, 2010, 2012; Jowitt, 2008). So tracing the fluids forming epidosites would provide answers to the origin of these metasomatic rocks.

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a tool for structural analysis as shown by the pioneering paper of Graham (1954). In addition, it is possible to analyze the deformation of the rocks, especially in sheet-like igneous bodies (Correa-Gomes et al., 2001; Féménias et al., 2004; Clemente et al., 2007). AMS has been widely used for analyzing both semi quantitatively and qualitatively sedimentary and magmatic fabrics (e.g. Hrouda, 1982; Rochette et al., 1992; Borradaile and Henry, 1997; Bouchez, 1997; Talbot et al., 2005; Joly et al., 2009; Turrillot et al., 2011). The dominant lineation (K_1) or the dominant foliation plane

(K_3 is normal to magnetic foliation) is a reliable indicator to infer magmatic flow direction in volcanic rocks (e.g. Tauxe et al., 1998; Abelson et al., 2002). Two orientations of fabrics are recognized in vertical dikes: a symmetric orientation associated with magma injected into non-deforming wall-rocks (e.g. Tauxe et al., 1998) and an asymmetric orientation associated with external non-coaxial shearing, or magma injected into an active fault (e.g. Correa-Gomes, et al., 2001). Concerning dikes emplaced in active shear fractures, Correa-Gomes et al. (2001) show that magmatic flow cannot be unambiguously determined only on the basis of lateral obliquities between flow planes and fabric orientations. This requires a combination of fabric obliquities, the mutual geometric relation between the dyke symmetry planes and the fabric symmetry planes and knowledge on the sense of external shearing. Magnetic fabrics of rocks can be studied also to trace hydrothermal fluids (Sizaret et al., 2003, 2009; Essalhi et al., 2009).

Rock magnetism and paleomagnetism had been widely studied in the Troodos ophiolite in Cyprus (e.g. Borradaile et al., 2010). Remanence directions for both greenschist and epidosite dikes show magnitudes of tilting due to rotational normal faulting (Varga et al., 1999). These data suggest that epidosite alteration occurred during the early stages of extensional tilting and prior to significant rotation. Abelson et al. (2001, 2002) mapped the lateral magmatic flow through the gabbro suite of Troodos. Some authors (Macleod et al., 1990; Abelson et al., 2002; Granot et al., 2006) show the effect of the regional deformation on magnetic fabrics, and therefore, on magmatic flow. In those studies, measurements of AMS indicate an axial deformation in the gabbros and dikes between the Solea graben and the Arakapas transform. The inferred axis is curved as it approaches the fossil Arakapas transform. The sense of curvature is in agreement with dextral slip along the fossil transform. Orientations of dikes (e.g. Malpas and Brace, 1987), major normal faults and fabric of mantle

rocks (e.g. Malpas, 1990) are in accordance with these results. This regional deformation is typical of ridge-transform interaction (Abelson et al., 2002).

An AMS study was carried out to access planar and linear structural elements which are not directly measurable with compass in the field. In our study, measurements were performed through pervasively epidotized and non-epidotized dikes as transects in order to understand how reacting fluids modify the initial texture and differentiate hydrothermal and magmatic flows.

2. Methods

2.1. Study area and AMS sampling

For the AMS study, 223 cores from 15 dikes have been sampled in the sheeted dyke complex of Troodos ophiolite (**Figure 2.46**). Sampling was achieved according transects through the dikes. Two rock types were targeted: metadiabase and pervasive epidosite. Metadiabase is composed of typical mineralogy from ocean metamorphism: quartz, actinolite, chlorite and plagioclase feldspar. The magmatic texture is well preserved (grains of plagioclase and actinolite in rosettes and presence of ilmenite exsolutions in iron oxides) despite the metamorphism into the greenschist facies whereas epidosite presents granoblastic texture. Sampling was carried out with a portable gasoline driller and the cores were oriented. The cores were cut into standard specimens of 22 mm in length and 25 mm in diameter for the AMS measurements.

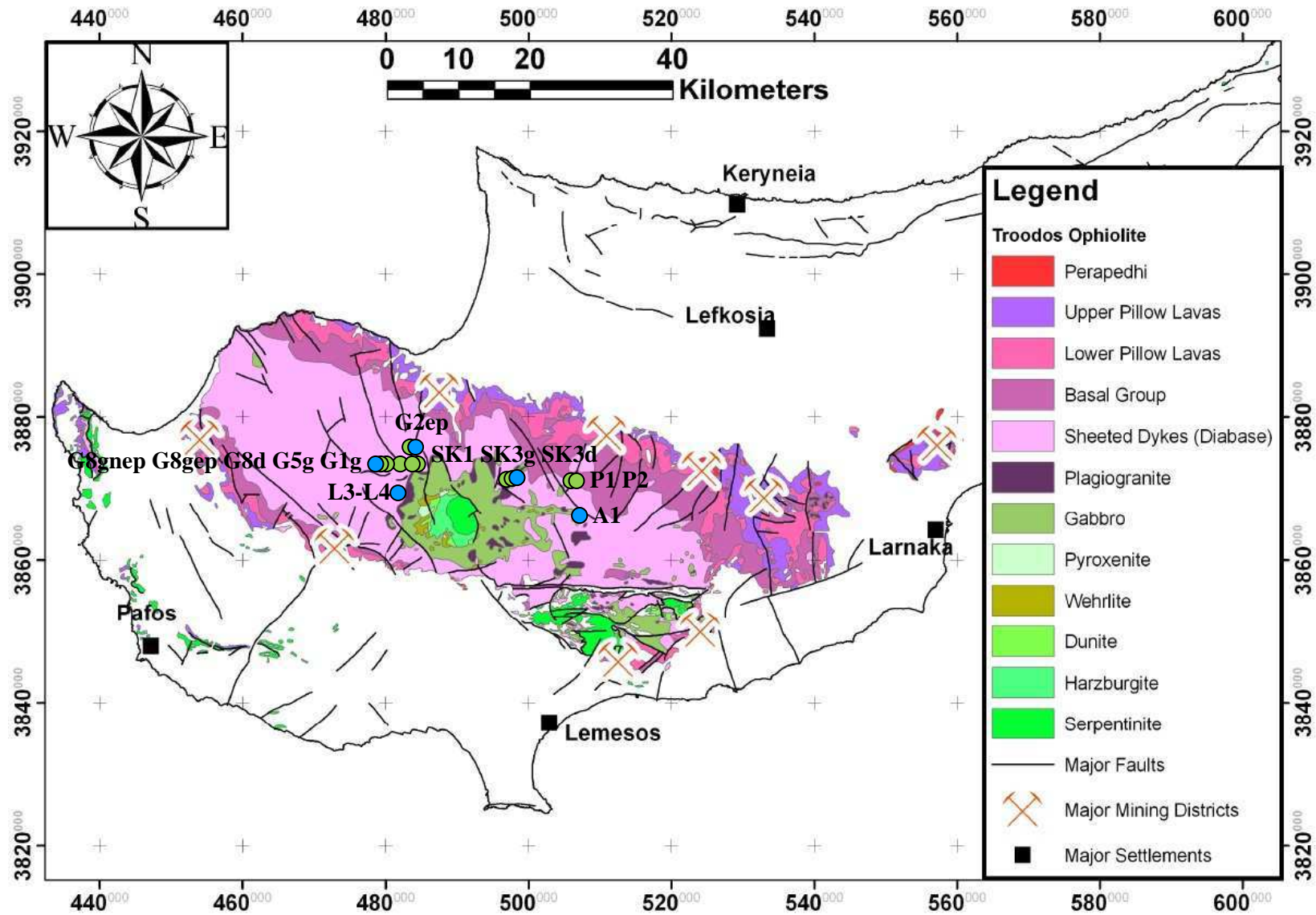


Figure 2.46: A geological map of the Troodos ophiolite (Jowitt, 2008). Sampling sites for AMS are marked by grey (epidosite dikes) and white (metadiabase dikes) dots.

2.2. Laboratory magnetic measurements

AMS and thermomagnetic curves were measured thanks to an AGICO CS3 coupled KLY-3S Kappabridge apparatus. Measurements of isothermal remanent magnetization (IRM) were performed with an AGICO JR5-A spinner magnetometer. Measures have been obtained at the Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO). The mean orientations of the three principal ellipsoidal axes of AMS ($K_1 > K_2 > K_3$) for all samples are computed with ANISOFT software using Jelinek's statistics (Jelinek, 1981). AMS was measured in all cores whereas thermomagnetic curves and IRM were measured only on the metadiabase the less altered and the epidosite end-member.

3. Magnetic properties in the sheeted dyke complex: Metadiabase vs. Epidosite

3.1. Magnetic mineralogy

Characterization of magnetic minerals which carry magnetic susceptibility is essential to well understand the complex relationships between mineral grains shapes and orientations with rock fabrics (e.g. Rochette et al., 1992; Tarling and Hrouda, 1993). Magnetic mineralogy investigation results are presented in figures 2.47 and 2.48.

Figure 2.47 shows the distribution of the bulk magnetic susceptibility, K_m , for metadiabases (in blue color) and epidosites (in green color). K_m values of the two rock types are different (**Figure 2.47**). For metadiabases, K_m shows a unimodal distribution, mainly from 5 000 to 90 000 μSI with a median at $\sim 24\,400$ μSI (standard deviation = $\sim 25\,300$). Epidosites

display a unimodal distribution of susceptibility magnitude ranging from 500 to 53 000 μSI with a median at 1 250 μSI (standard deviation = $\sim 9\,700$), i.e., widely lower than the non-epidotized dikes. The majority of epidosite specimens exhibit higher values of magnetic susceptibilities ranging from 2 000 to 53 000 μSI (**Figure 2.47**), showing the presence of ferromagnetic minerals as main carrier of magnetic susceptibility. Concerning the metadiabases, more than 70% of specimens have a susceptibility higher than 10 000 μSI (**Figure 2.47**), reflecting also ferromagnetic minerals considered as main carrier.

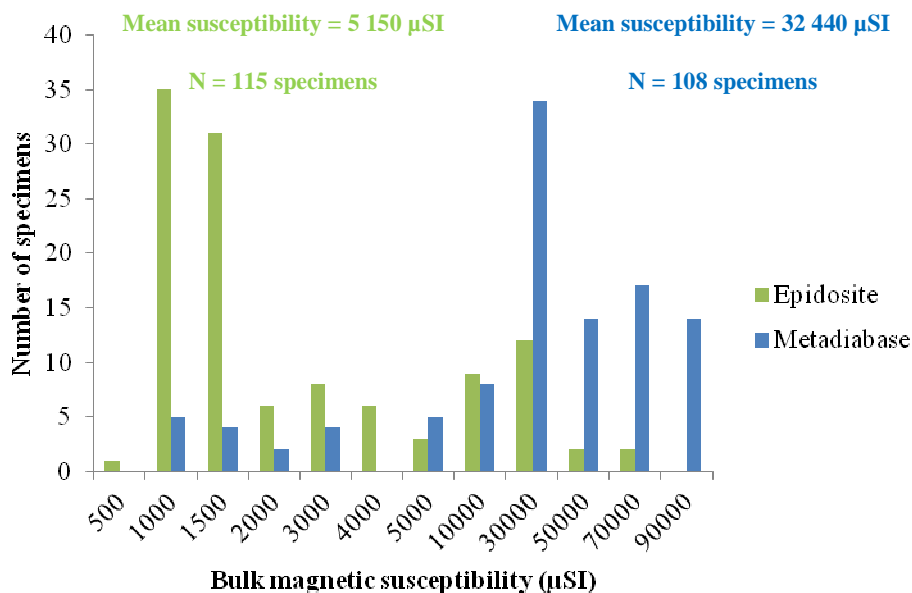
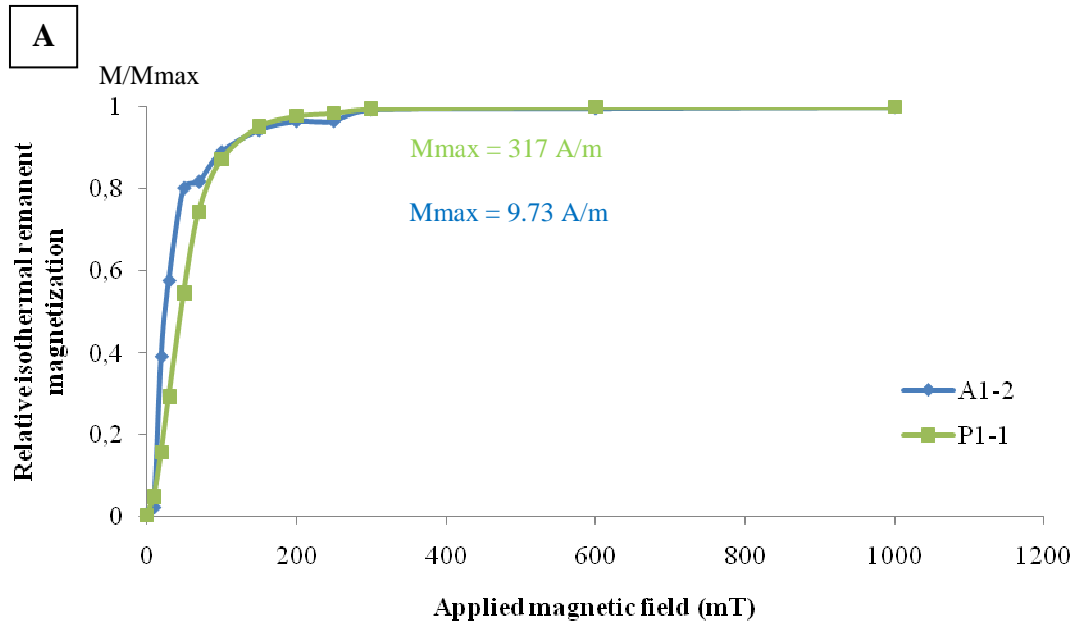


Figure 2.47: Histograms of magnetic susceptibility for all specimens of metadiabase and epidosite (223 specimens for 15 dikes).

IRM measurements for the two rock types indicate that coercivity is low, i.e. specimens are saturated more than 90% at 200 mT (**Figure 2.48A**), leading to consider the ferromagnetic minerals occurrence for both rock types. The high magnetic moment values (317 A/m) for metadiabase compared to the low magnetic moment values (9.73 A/m) for epidosite involve a lower amount of magnetite in epidosite. Thermal magnetic (Curie) measurements for metadiabase and epidosite show magnetic susceptibility dropping at around

580°C confirming presence of magnetite (**Fig. 2.48B&C**). Irreversible thermomagnetic measurements for epidosite involve the formation of new minerals at high temperature, as maghemite presenting higher magnetic susceptibility (**Fig. 2.48C**).



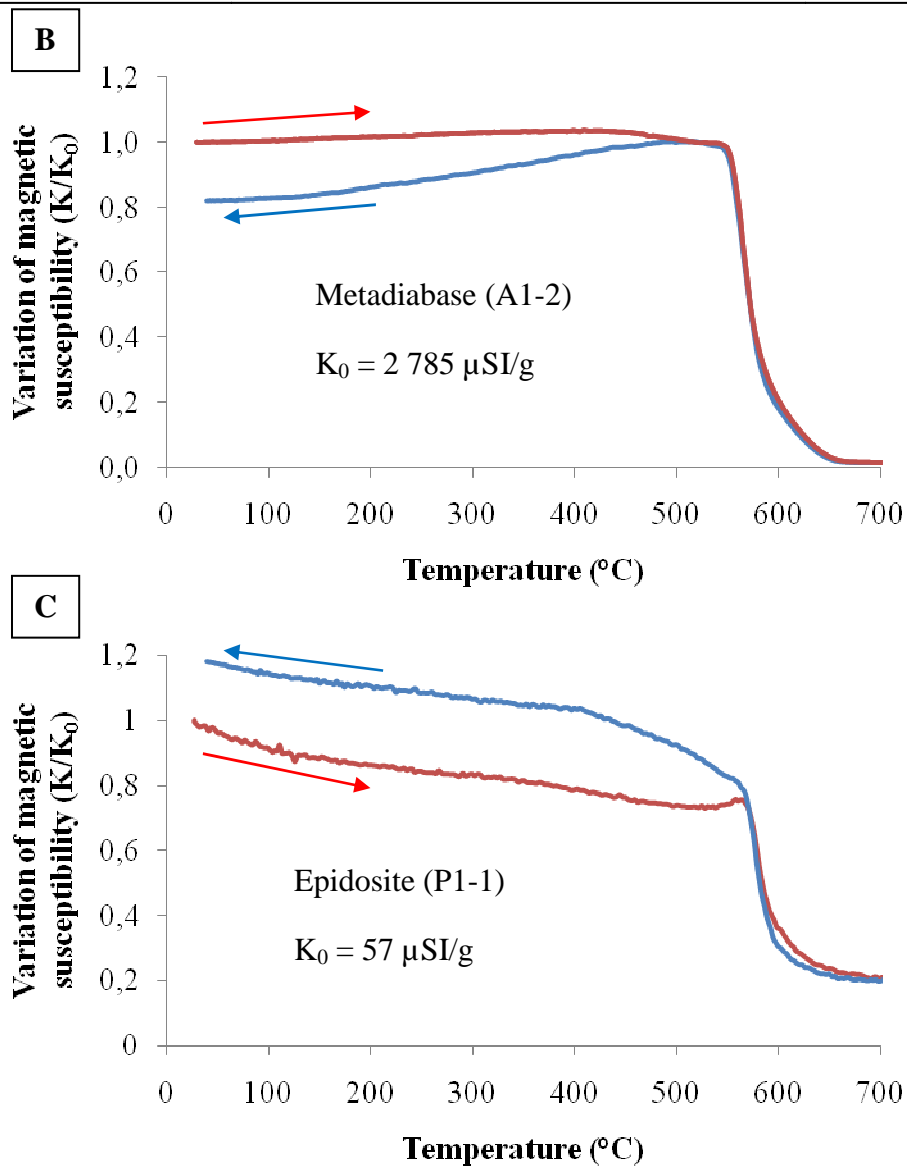


Figure 2.48: Magnetic mineralogy investigations measurements for typical metadiabase and epidosite. (A) Isothermic remanent magnetization. (B&C) Thermomagnetic measurements for metadiabase (B) and epidosite (C); red and blue curves indicate heating and cooling stages, respectively.

Site	Lithology	Coordinates		N	K ₁				K ₃				K _m (μSI)	P _J	T
		Lat. (m)	Long. (m)		Dec(°)	Inc(°)	α _{95max}	α _{95min}	Dec(°)	Inc(°)	α _{95max}	α _{95min}			
L3-L4	Metadiabase	481904.268	3869373.685	21	108.9	15.6	13.3	9.4	207.4	27.8	42.2	9.3	19500	1.012	-0.008
A1	Metadiabase	506547.522	3866086.848	25	99.3	28.3	83.9	5.2	8.6	1.4	7.4	3.9	64100	1.106	0.664
SK1	Epidosite	496904.983	3869826.520	21	304.6	65.9	20.2	16.2	78.4	17.2	41.0	14.7	7060	1.013	0.091
SK3r	Metadiabase	497436.505	3869888.671	12	55.4	78.8	28.4	6.8	322.4	0.6	16.0	7.1	52800	1.023	0.077
SK3l	Epidosite	497436.505	3869888.671	5	108.8	43.4	66.3	16.4	232.1	30.1	40.6	12.6	1160	1.010	-0.108
P1	Epidosite	505837.420	3871488.570	11	100.2	45.4	45.7	15.8	0.1	9.8	37.2	13.9	1090	1.006	-0.11
P2	Epidosite	505837.420	3871488.570	16	138.1	73.0	32.4	23.9	268.1	11.1	31.2	20.1	19700	1.017	0.088
G1r	Epidosite	483181.344	3872959.431	15	113.9	20.1	22.2	13.5	228.0	48.1	19.2	6.9	2280	1.017	0.355
G1l	Epidosite	483181.344	3872959.431	8	159.7	37.6	21.0	7.2	9.1	48.5	19.2	12.2	4120	1.013	-0.042
G2nep	Metadiabase	483385.144	3873549.347	11	57.7	5.6	30.5	9.8	309.6	72.6	18.2	4.4	18800	1.029	0.413
G2ep	Epidosite	483385.144	3873549.347	11	137.6	0.7	48.1	4.6	47.4	12.7	17.9	4.8	1220	1.009	0.258
G5l	Epidosite	482680.028	3873183.428	25	124.4	33.1	20.9	9.2	261.8	48.5	20.3	9.0	8340	1.007	-0.192
G8r	Epidosite	480895.604	3873096.684	24	122.6	39.7	41.9	8.9	246.9	34.2	19.3	8.8	6590	1.013	0.309
G8lep	Epidosite	480895.604	3873096.684	11	49.6	51.9	19.1	15.2	240.4	37.6	22.9	7.7	1460	1.013	0.436
G8lnep	Metadiabase	480895.604	3873096.684	7	77.5	51.1	25.8	1.8	263.6	38.7	38.5	6.8	42000	1.024	0.330

Table 2.1: The results of AMS measurements through dikes of metadiabases and epidiosites. N: number of specimens. Dec, Inc, a95min, a95max are declination, inclination, Jelinek's statistic confidence at 95% level (Jelinek, 1981) in degrees, respectively. K_m: Mean bulk magnetic susceptibility, P_J: Anisotropy degree, and T: Anisotropy shape parameter (Jelinek, 1981).

3.2. Magnetic fabrics

223 cores have been analyzed in laboratory in order to obtain their planar and linear magnetic fabrics. The statistical results of these measurements are presented in **Table 2.1**.

Two parameters, T (shape parameter) and P_J (degree anisotropy), describe the shape of the AMS ellipsoid (Jelinek, 1978, 1981). The plot of P_J vs. T shows that T values are scattered for the two rock types (**Figure 2.49A**). P_J values are weak since about 90% of them are less than 1.06, and only 23 specimens of metadiabase have P_J higher than 1.08. P_J is also weaker in the epidiosites with values not exceeding 1.05 and majority of them weaker than 1.02. The shape of the AMS ellipsoid of the metadiabases is generally oblate shape ($T > 0$). So the AMS foliation is statistically better defined than the lineation (**Table 2.1** and **Fig. 2.49A**). Although no obvious correlation between P_J and T can be observed for both rock types, specimens with high P_J values ($P_J > 1.03$) tend to have oblate ellipsoids. The plot of K_m vs. P_J shows that high P_J values seem to correlate with high K_m values (**Figure 2.49B**). Variations of those scalar parameters could be influenced by small differences in magnetic mineralogy (i.e., magnetite content) rather than be due to variations of strain magnitudes. Weak P_J value for the majority of samples indicates that the two rock types have probably not suffered important deformations.. However, magnetic lineation (K_I) has a well-defined distribution since 13 dikes (e.g. sites A1, SK31, P1) exhibit a confidence level ($\alpha_{95 \text{ max}}$) values higher than 20 (**Table 2.1**).

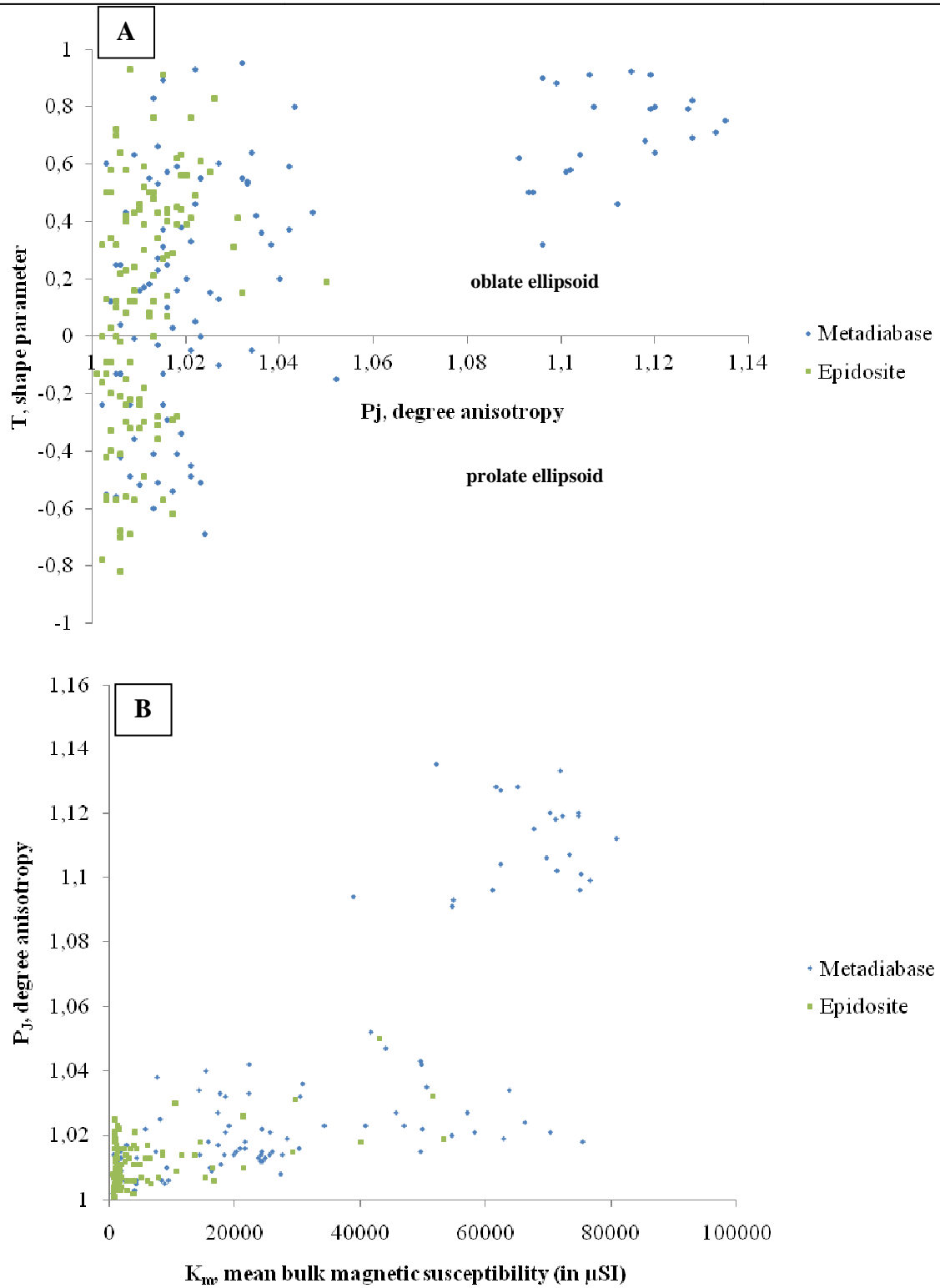


Figure 2.49: (A) Anisotropy degree (P_J) against shape parameter (T). (B) Mean bulk magnetic susceptibility (K_m), against anisotropy degree (P_J).

Figure 2.50 presents detailed AMS studies across one epidotized dyke (G2ep) and one non-epidotized dyke (G2nep) from the same outcrop (**Fig. 2.50A**). The both dikes have the same orientation (135N – 34°NE). P_J values are higher in margins for the two rock types (**Fig. 2.50B**). The shape parameter, T , is oblate, except in one margin of the epidotized dyke (**Fig. 2.50C**). K_m is constant and very low (about 1 000 μ SI) throughout the epidotized dike, excluding one value in the margin. Concerning the non-epidotized dike, K_m values display a different distribution. Indeed, K_m seems to be lower in the margins and higher in the core (up to 30 000 μ SI) (**Fig. 2.50D**). The fabric data display also different variations depending on the rock type. The magnetic foliation declination is constant through the epidotized dyke whereas this parameter is disturbed in the margins of the non-epidotized dyke (**Fig. 2.50E**). Despite this difference, the core of both dikes presents a mean magnetic foliation parallel to the dyke walls. The magnetic lineation declinations are also overall parallel to the dyke walls (**Fig. 2.50F**).

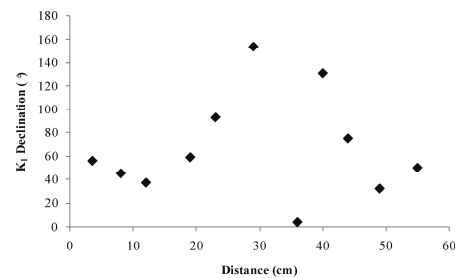
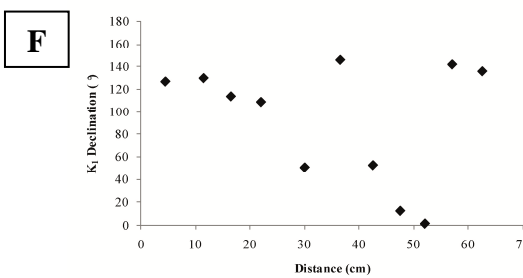
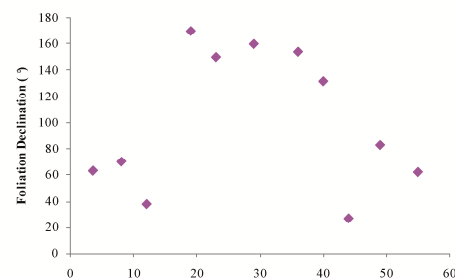
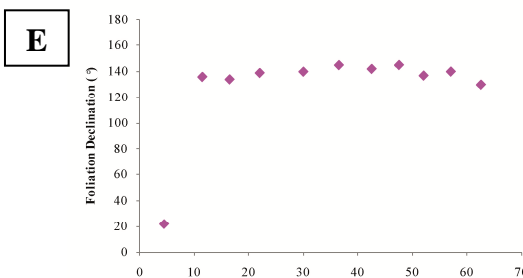
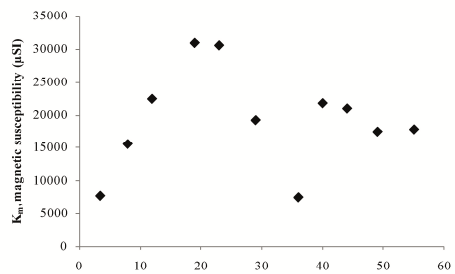
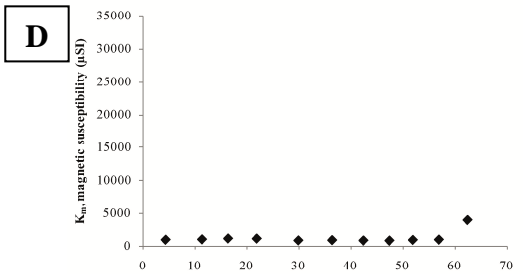
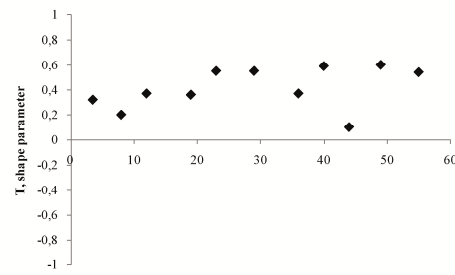
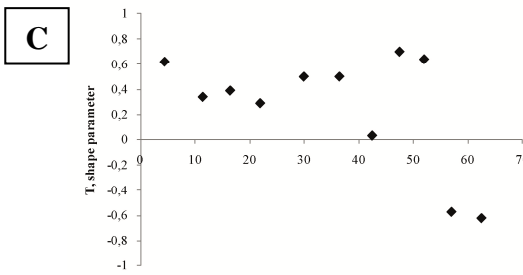
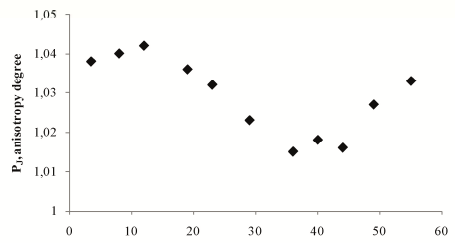
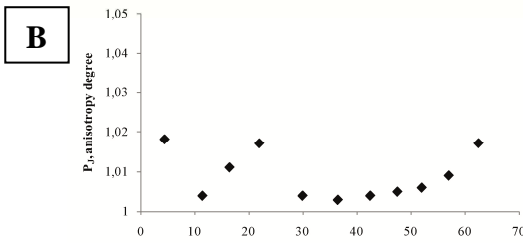
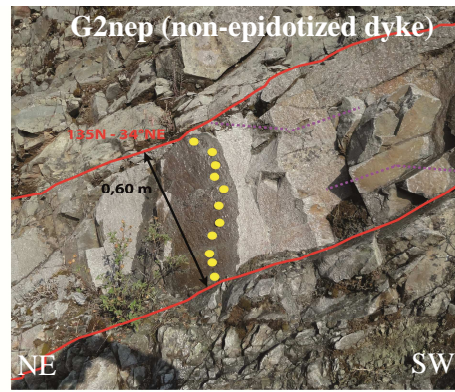
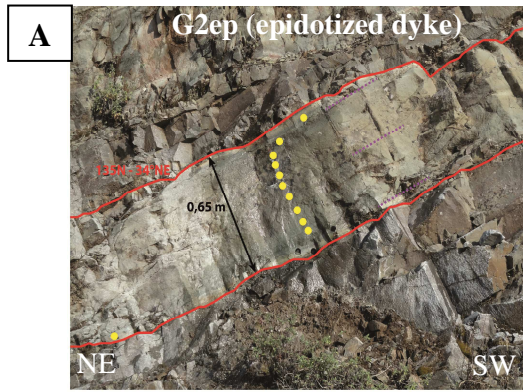


Figure 2.50: Cross sections through an epidotized dike (G2ep) and a non-epidotized dyke (G2nep) showing variations of different AMS parameters across the dikes in the same outcrop.

The AMS axes (K_1 , K_2 and K_3) and the orientations of dyke margins are presented in equal-area projection for each dyke in **figure 2.51**. The AMS results could specify two groups from all sites (**Fig. 2.51**). Group A (8 dikes) indicates dikes with normal magnetic foliation, i.e. parallel to dyke margins, contrary to group B (7 dikes) which present dikes with magnetic foliation perpendicular or oblique to dyke margins. The two rock types, metadiabase and epidosite, are mixed in groups A and B. Therefore there is no distinction comparing AMS axes between metamorphosed dikes and dikes pervasively altered.

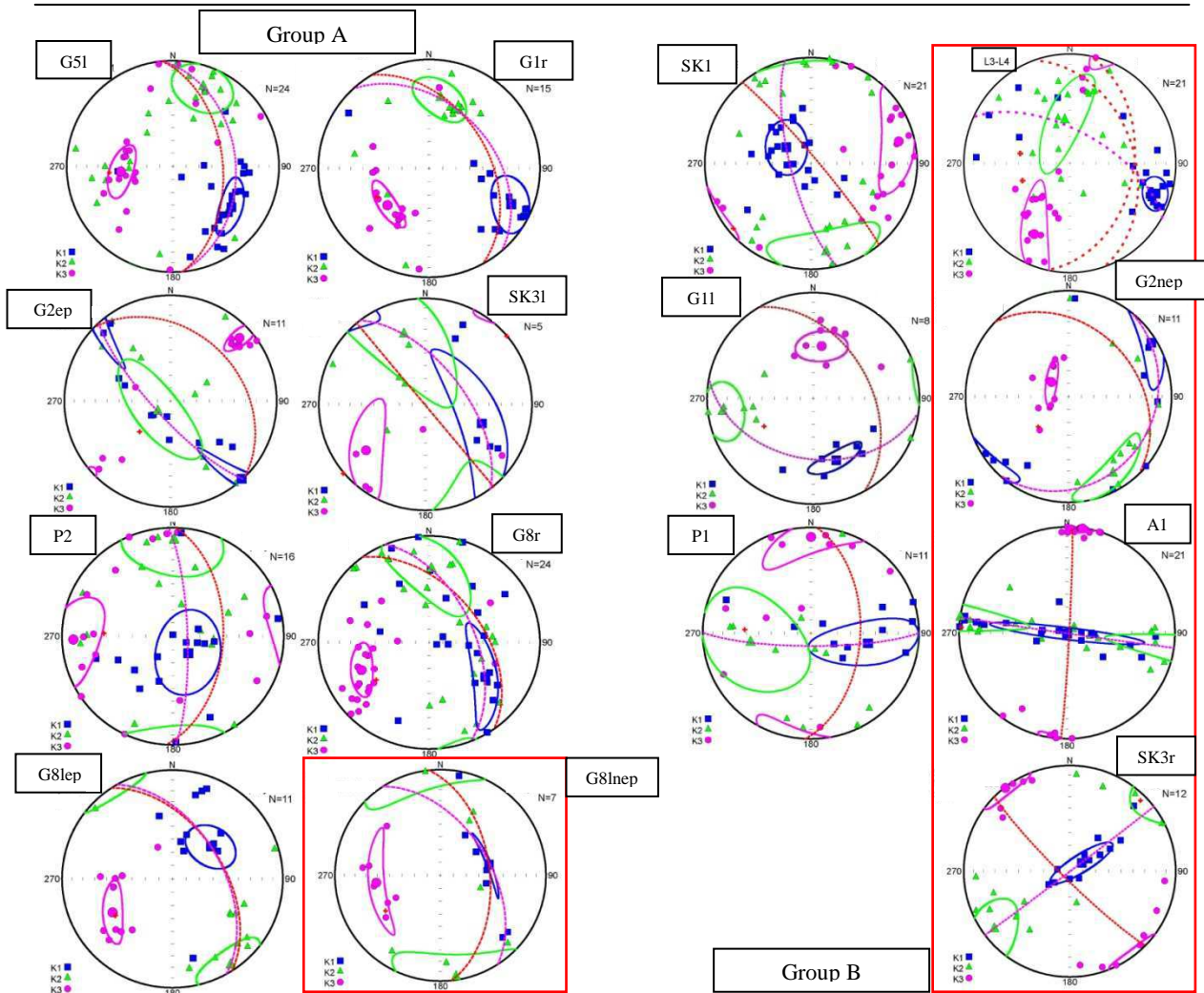


Figure 2.51: Directions of AMS principal axes of all dikes plotted in equal area stereograms. Two groups are discerned (A and B). They show distinct relations between magnetic foliations (represented by pink arcs) and dyke margins (represented by red arcs). The group A corresponds to dikes with magnetic foliation parallel or sub parallel to dyke margins. The group B corresponds to dikes with magnetic foliation perpendicular or oblique to dyke margins. Metadiabase dikes are represented in red boxes.

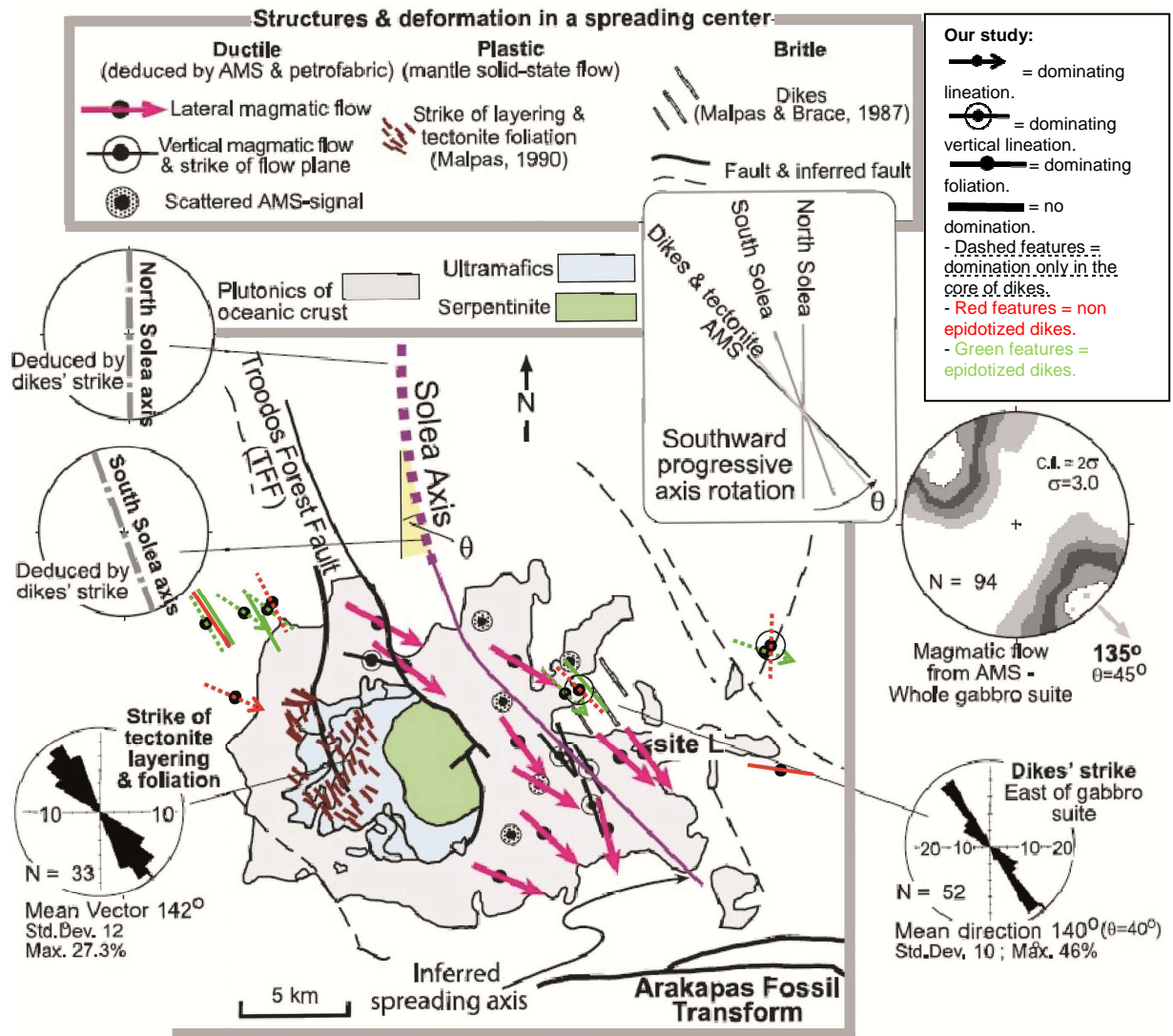


Fig. 2.52: Structural characteristics of the fossil ridge-transform intersection around the Solea graben of Troodos ophiolite (figure modified from Abelson et al., 2002). The axis of the Solea graben (thick dashed purple line) is taken from Varga and Moores (1985) and Hurst et al. (1994). Our results have been added to the study of Abelson et al. (2002) on AMS in the gabbro suite.

4. Implications on hydrothermal fluid flow and epidotization in the sheeted dyke complex

Metadiabase and epidosite have the same magnetic signal (presence of magnetite) despite the obvious presence of paramagnetic minerals (epidote, chlorite, titanite) in the last one. Magnetic susceptibility of epidosite is much lower than that of metadiabase. So the reaction of epidotization tends to consume partially the primary magnetite. This suggests that the fluid forming epidosites contains initially iron in solution.

Field observations show that pervasive epidosites and epidote banding are parallel to dyke margins (e.g. Richardson et al., 1987; Cann and Gillis, 2004). Moreover, comparing magnetic fabrics of epidotized and non-epidotized dikes with the same orientation in the same outcrop (cf. Fig. 2.50), magmatic fabric appears to be unperturbed by the reaction of epidotization. Higher P_J values and lower lineation and foliation declinations in margins (cf Fig. 2.50B, E, F) suggest a deformation localized in the margins during introduction of dikes (e.g. Tauxe et al., 1998). Therefore, hydrothermal fluids forming epidosites follow probably the same path as magmatic flow. The reaction of epidotization would occur during a late magmatic stage. In this case, the magmatic degassing would have an important role in the formation of epidosites (Gillis and Banerjee, 2000). The experiments of Laumonier et al. (2011) show clearly that sheared margins present aggregation of bubbles (porosity) enhancing the initiation of channelized hydrothermal fluid flow through the dyke.

AMS axes are not homogeneous through the dikes. Generally, magmatic flow in the margins is slightly disturbed by strain due to magmatic flow itself (velocity variation through the dyke) or magma injected into non-deformed wall rocks (e.g. Blumenfeld and Bouchez, 1988). However, geometry and distribution of fabric ellipses can be also oriented by external shear stress or magma injected into an active fault (e.g. Fernandez and Laporte, 1991). The combination of both types of stress field can result in asymmetrical fabrics in

dikes (Correa-Gomes et al., 2001; Féménias et al., 2004; Clemente et al., 2007). So this suggests that dikes presenting magnetic foliation perpendicular or oblique to margins (group B; cf. Fig. 2.51) are highly deformed. As for the study of Abelson et al. (2002) on AMS in the gabbro suite of Troodos ophiolite, our results on the sheeted dyke complex demonstrate a regional deformation caused by the ridge-transform intersection (**Fig. 2.52**). Indeed, a NW-SE regional trend is drawn by all structural features (tectonite foliation and layering in the ultramafic rocks, AMS axes in the gabbro and the sheeted dyke complex, dikes orientation, and major faults). This trend defines the Solea fossil axis which appears deformed in the south, suggesting axis-curvature towards the dextral Arakapas fossil transform. Moreover, the combination of our results with structural features around the Solea graben (**Fig. 2.52**) shows that epidotized and non-epidotized dikes are deformed as gabbros by the ridge-transform intersection (Abelson et al., 2002). This suggests that the magmatic flow within the magma chamber was predominantly lateral (Abelson et al., 2001). Abelson et al. (2001, 2002) demonstrate that this lateral magmatic flow of the lower crust underwent a ductile deformation along the Solea ridge axis near the Arakapas transform. This supports the idea that pervasive epidotization occurs during a late magmatic stage. Our results show that auto-metasomatism processes through dikes might have an important role in the leaching of metals at the base of the sheeted dyke complex.

References

- Abelson, M., Baer, G., Agnon, A., 2001. Evidence from gabbro of the Troodos ophiolite for lateral magma transport along a slow-spreading mid-ocean ridge. *Nature* 409.
- Abelson, M., Baer, G., Agnon, A., 2002. Fossil ridge-transform intersection in the Troodos ophiolite: New perspectives from rock magnetism in the gabbro suite and fracture mechanics analysis. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 3, 8.

- Blumenfeld, P., Bouchez, J.-L., 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology* 10, 361-372.
- Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.*, 42, 49–93.
- Borradaile, G. J., Lacroix, F., Hamilton, T.D., Trebilcock, D.A., 2010. Ophiolite tectonics, rock magnetism and palaeomagnetism, Cyprus. *Surv Geophys* 31, 285-359.
- Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E., (Eds.), *Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics*, Kluwer Academic Publishers, 95-112.
- Cann, J., Gillis, K., 2004. Hydrothermal insights from Troodos ophiolite, Cyprus, In: Davis E.E., Elderfield, H. (Eds.), *Hydrogeology of the oceanic lithosphere*. Cambridge University Press, pp. 274-311.
- Clemente, C.S., Amoros, E.B., Crespo, M.G., 2007. Dike intrusion under shear stress: Effects on magnetic and vesicle fabrics in dikes from rift zones of Tenerife (Canary Islands). *Journal of Structural Geology* 29, 1931-1942.
- Correa-Gomes, L.C., Souza Filho, C.R., Martins, C.J.F.N., Oliveira, E.P., 2001. Development of symmetrical and asymmetrical fabrics in sheet-like igneous bodies: The role of magma flow and wall-rock displacements in theoretical and natural cases. *Journal of Structural Geology* 23, 1415-1428.
- Essalhi, M., Sizaret, S., Barbanson, L., Chen, Y., Branquet, Y., Panis, D., Camps, P., Rochette, P., Canals, A., 2009. Track of fluid paleocirculation in dolomite host rock at regional scale by the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS): An example from Aptian carbonates of La Florida, Northern Spain. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 501-513.

- Féménias, O., Diot, H., Berza, T., Gauffriau, A., Demaiffe, D., 2004. Asymmetrical to symmetrical magnetic fabric of dikes: Paleo-flow orientations and paleo-stresses recorded on feeder-bodies from the Motru Dike Swarm (Romania). *Journal of Structural Geology* 26, 1401-1418.
- Fernandez, A., Laporte, D., 1991. Significance of low symmetry fabrics in magmatic rocks. *Journal of Structural Geology* 13, 337-347.
- Gillis, K.M., Banerjee, N.R., 2000. Hydrothermal alteration patterns in supra-subduction zone ophiolites. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 349, 283-297.
- Graham, J. W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geological Society of America Bulletin* 65, 1257-1258.
- Granot, R., Abelson, M., Ron, H., Agnon A. 2006. The oceanic crust in 3D: Paleomagnetic reconstruction in the Troodos ophiolite gabbro. *Earth and Planetary Science Letters* 251, 280-292.
- Hroudá, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surv.*, 5, 37-82.
- Hurst, S.D., Moores, E.M., Varga, R.J., 1994. Structural and geophysical expression of the Solea graben, Troodos Ophiolite, Cyprus. *Tectonics* 13, 139-156.
- Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Stud. Geophys. Geodet.*, 22, 50-62.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 63.
- Joly, A., Faure, M., Martelet, G., Chen, Y., 2009. Gravity inversion, AMS and geochronological investigations of syntectonic granitic plutons in the southern part of the Variscan French Massif Central. *Journal of Structural Geology* 31, 421-443.

- Jowitt, S.M., Jenkin, G.R.T., Coogan, L.A., Naden, J., Chenery, S.R.N., 2007. Epidosites of the Troodos Ophiolite: A direct link between alteration of dykes and release of base metals into ore-forming hydrothermal systems? In: *Digging deeper: Proceedings of the ninth biennial meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits*. Dublin, Ireland, Irish Association for Economic Geology, pp. 1037-1040.
- Jowitt, S.M., 2008. Field, petrological and geochemical constraints on the release of base metals into hydrothermal fluids in Cyprus-type Volcanogenic Massive Sulphide (VMS) systems: an investigation of the Spilia-Kannavia epidosite zone, Troodos ophiolite, Cyprus. Ph. D. thesis. University of Leicester, England.
- Jowitt, S.M., Jenkin, G.R.T., Coogan, L.A., Naden, J., 2010. How much metal can you get? Quantified mass balancing of base metal release during epidosite zone alteration in ophiolite-hosted VMS systems. *Smart Science for Exploration and Mining. Proceedings of the 10th Biennial SGA Meeting*, Townsville, Australia, pp. 719-721.
- Jowitt, S.M., Jenkin, G.R.T., Coogan, L.A., Naden, J., 2012. Quantifying the release of base metals from source rocks for volcanogenic massive sulfide deposits: Effects of protolith composition and alteration mineralogy. *J. Geochem. Explor.* 118, 47-59.
- Laumonier, M., Arbaret, L., Burgisser, A., Champallier, R., 2011. Porosity redistribution enhanced by strain localization in crystal-rich magmas. *Geology* 39, 715-718.
- Macleod, C.J., Allerton, S., Gass, I.G., Xenophontos, C., 1990. Structure of a fossil ridge transform intersection in the Troodos ophiolite. *Nature* 348, 717-720.
- Malpas, J., Brace, T., 1987. Geological map of the Amiandos-Palekhori area, Geol. Surv. Dep., Minist. of Agric. and Nat. Resour. of Cyprus and Cent. of Earth Resour. Res., Nicosia, Cyprus, Memorial Univ. of Newfoundland, Canada.
- Malpas, J., 1990. Crustal accretionary processes in the Troodos ophiolite, Cyprus: Evidence from field mapping and deep crustal drilling, In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.), *Ophiolites and Oceanic Crustal Analogues -*

- Proceedings of the Symposium “Troodos 1987”. Geol. Surv. Dep., Nicosia, Cyprus, pp. 65–74.
- Nehlig, P., Juteau, T., Bendel, V., Cotton, J., 1994. The root zones of oceanic hydrothermal systems: constraints from the Samail ophiolite (Oman). *J. Geophys. Res.* 99, 4703-4713.
- Richardson, C.J., Cann, J.R., Richards, H.G., Cowan, J.G., 1987. Metal-depleted root zones of the Troodos ore-forming hydrothermal systems, Cyprus. *Earth Planet. Sci. Lett.* 84, 243-253.
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics* 30, 209-226.
- Sizaret, S., Chen, Y., Chauvet, A., Marcoux, E., Touray, J.-C., 2003. Magnetic fabrics and fluid flow directions in hydrothermal systems. A case study in the Chaillac Ba-F-Fe deposits (France). *Earth and Planetary Science Letters* 206, 555-570.
- Sizaret, S., Branquet, Y., Gloaguen, E., Chauvet, A., Barbanson, L., Arbaret, L., Chen, Y., 2009. Estimating the local paleo-fluid flow velocity: New textural method and application to metasomatism. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 71-82.
- Talbot, J.-Y., Chen, Y., Faure, M., 2005. A magnetic fabric study of the Aigoual–Saint Guiral–Liron granite pluton (French Massif Central) and relationships with its associated dikes. *Journal of Geophysical Research* 110, B12106.
- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, pp. 215.
- Tauxe, L., Gee, J.S., Staudigel, H., 1998. Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: The bootstrap way. *Journal of Geophysical Research* 103, 17775-17790.

- Turillot, P., Faure, M., Martelet, G., Chen, Y., Augier, R., 2011. Pluton-dyke relationships in a Variscan granitic complex from AMS and gravity modelling. Inception of the extensional tectonics in the South Armorican Domain (France). *Journal of Structural Geology* doi:10.1016/j.jsg.2011.08.004.
- Varga, R.J., Moores, E.M., 1985. Spreading structure of the Troodos ophiolite, Cyprus. *Geology* 13, 846-850.
- Varga, R.J., Gee, J.S, Bettison-Varga, L., Anderson, R.S., Johnson C.L., 1999. Early establishment of seafloor hydrothermal systems during structural extension: Paleomagnetic evidence from the Troodos ophiolite, Cyprus. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 221-235.

4. Conclusion

4.1. Apport des observations de terrain et de la pétrographie

Ni pyroxène, ni olivine du protolithe (diabase) n'ont été observés dans notre étude, excepté au cœur des grains de pyrite des épidosites à sulfures (pyroxène). Ainsi, l'olivine et les pyroxènes laissent leur place à la chlorite, à l'actinote et au quartz. Donc, les dykes ne subissant pas d'altération intense (i.e. une altération provoquant la disparition de la texture magmatique), subissent un métamorphisme océanique, préservant les textures magmatiques typiques des diabases (rosettes de feldspaths plagioclases et magnétite à exsolutions d'ilménite).

Cinq types d'épidotisation ont été distingués sur le terrain mais deux grands types semblent se distinguer. i) Comme leur nom l'indique, les épidotes fissurales (épidote de joints de refroidissement et épidote dans fracture à quartz géodique), se forment uniquement dans des fractures ou des veines. Elles recoupent les dykes (épidotisés ou non épidotisés) dans de grandes fractures, ou bien, elles se fauillent dans les joints de refroidissement. Dans ce cas, l'épidotisation apparaît clairement postérieure à la mise en place des dykes. ii) Les trois autres types d'épidosite (épidosite pénétrative, épidosite à sulfures et sphérulites d'épidote) peuvent

être regroupés puisque leurs altérations sont intrinsèques aux dykes altérés. D'après Cann et Gillis (2004), la porosité primaire des dykes constituant le complexe filonien est très faible. Ainsi, quand un dyke se met en place, ses bordures se figeraient instantanément au contact de l'encaissant. C'est pourquoi les recoupements des dykes épidotisés et non épidotisés montrent que chacun des dykes serait hydrogéologiquement distinct. La relation temporelle entre l'activité de la chambre magmatique et la réaction d'épidotisation devrait être très courte concernant ces dykes épidotisés. Les épidosites pénétratives, les épidosites à sulfures ainsi que les sphérulites d'épidote semblent plutôt syn ou tardi magmatiques. Finalement, du fait de la porosité importante observée au sein des épidosites, la réaction d'épidotisation s'accompagnerait de la création de porosité (cf parties 2.5.4 et 2.5.5).

Une chloritisation secondaire postérieure à l'épidotisation apparaît dans la porosité de la plupart des épidosites observées. Donc le métamorphisme océanique semble postérieur à l'épidotisation. Cependant, un seul échantillon (V23B) présente une épidotisation post-métamorphisme océanique. Dans cet échantillon la texture magmatique reste visible. Les feldspaths plagioclases sont totalement altérés et l'épidote remplace l'actinote et la magnétite via des pseudomorphoses.

4.2. Apport des propriétés et des fabriques magnétiques des épidosites

Malgré l'altération de la magnétite pendant l'épidotisation (chute de la susceptibilité magnétique), les épidosites pénétratives et les épidosites à sulfures préservent le même signal magnétique que le protolithe (le porteur du magnétisme reste la magnétite) (cf partie 3). La magnétite n'est donc pas totalement consommée malgré l'intense épidotisation des dykes. Ceci suggère que les fluides à l'origine des épidosites contiendraient initialement du fer. Il y aurait donc un apport de fer extérieur au dyke altéré. Les études préalables sur les propriétés magnétiques des gabbros montrent que le flux magmatique latéral du principal axe de la dorsale (Soléa) a subi une déformation au niveau de l'intersection avec la faille transformante d'Arakapas (e.g. Abelson et al., 2001, 2002). Notre étude montre que les dykes épidotisés et non épidotisés ont subi la même déformation. L'épidotisation n'efface donc pas la fabrique magnétique primaire.

Chapitre 3

Etude expérimentale de la réaction d'épidotisation en lien avec la libération des métaux

Chapitre 3

Etude expérimentale de la réaction d'épidotisation en lien avec la libération des métaux

Chapitre 3	131
Etude expérimentale de la réaction d'épidotisation en lien avec la libération des métaux	131
1. Conditions de formation des épidosites.....	135
Article 2.....	135
Abstract	136
1. Introduction	137
2. Experimental procedure	140
2.1. Starting materials and fluids.....	140
2.2. Experimental method	143
2.3. Analytical methods.....	144
3. Results	144
3.1. Results using starting fluids enriched in CaCl ₂	145
3.1.1. Run products at 400°C and 400 bars	145
3.1.2. Run products at 500°C and 2500 bars	148
3.2. Results using synthetic seawater	150
3.3. Textures of run products.....	151
4. Discussion	158
4.1. Link between hydrothermal alterations and the release of base metals.....	158
4.2. Experimental constraints: intrinsic relations between fO_2 and the leaching of metals.....	161
4.3. Conditions of epidotization in oceanic crust	162
4.3.1. Problem of epidote nucleation at 400°C and 400 bars	162
4.3.2. Fluid composition conditions	163

References	164
2. Approche thermodynamique	172

1. Conditions de formation des épidosites

Article 2 : Article préliminaire / Preliminary article.

Cet article en cours de rédaction, présente nos expérimentations expérimentales en autoclave statique. Cette étude a permis de caractériser et de contraindre la réaction d'épidotisation. Deux sets d'expérimentations ont été réalisés (400°C-400bars et 500°C-2500bars) dans lesquels l'assemblage initial et la fugacité en oxygène varient. Une approche thermodynamique complémentaire à cette étude expérimentale a été proposée à la fin de ce chapitre afin de mieux comprendre la stabilité des différentes phases minérales.

Hydrothermal alterations beneath oceanic ridges: Experimental constraints on the release of base metals and the formation of epidotes.

Gabriel Coelho^{1,2,3*}, Stanislas Sizaret^{1,2,3}, Laurent Arbaret^{1,2,3}, Yannick Branquet^{1,2,3}

Affiliations:

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

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

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

*Correspondence to:

gabriel.coelho@univ-orleans.fr

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans
UMR 7327 – CNRS/Université d'Orléans
1A, Rue de la Férollerie
45071 Orléans Cedex 2
France
T: +33 (0)2 38 25 53 81
F: +33 (0)2 38 63 64 88

Abstract

The mobility of metals depends on the initial fluid composition, the pressure-temperature conditions, the fO_2 and, of course, the composition of the starting material. Using

a fluid with a composition similar to that of seawater, alterations are slightly intense with the formation of saponite. Using a fluid enriched in Ca, anorthite and quartz are the main run products, and with addition of Fe oxides, hedenbergite, actinolite and epidote can be produced. Metals tend to incorporate the structures of saponite, anorthite and pyroxene. The leaching of metals is more intense with reactions forming amphibole or epidote where Cu is liberated into fluids. So intense amphibolitization and intense epidotization constitute potential sources for Cu-Zn deposits. According to field studies (e.g. Jowitt, 2008), chlorite would incorporate part of the metals. Ocean-floor metamorphism into amphibolite facies and pervasive alterations as the formation of epidiosites might contribute to intense leaching of metals through oceanic crust.

An oxidizing environment and a fluid enriched in Ca and Fe are essential for epidotization of metadiabase or metabasalt. These three parameters together might explain the rarity of epidiosites in current oceanic crust. Other constraint, difficulties to initiate epidotization show real problem of epidote nucleation at 400°C and 400 bars, the supposed conditions given by fluid inclusion studies (e.g. Richardson et al., 1987). So epidiosites would be formed at higher pressures: i) in fractures in the transition zone gabbro-sheeted dyke complex by switching hydrostatic pressure to lithostatic pressure, or, ii) in the core of dikes by deuteric alteration at higher temperature through volcanic glass.

1. Introduction

The hydrothermal fluids that exit “black smokers” are formed through interactions of seawater with oceanic crust. These interactions (1) modify the composition of the rocks constituting oceanic crust, (2) form important mineral and energetic resources (e.g. Cu-Zn deposits and hydrogen production), (3) affect ocean chemistry, and (4) constitute rich and extreme conditions for biological environments in the deep sea (Tivey, 2007). The hydrothermal fluid flow is divided into three areas: 1) a recharge area corresponding to the downward flow, 2) a reaction zone at the base of sheeted dyke complex (~400°C) and, 3) a discharge area corresponding to upflow (Alt, 1995). Approaching the heat source (magma chamber), the hot acidic hydrothermal fluid tends to leach the metals at the base of sheeted diabase dikes oceanic crust. These reaction zones involve intense hydrothermal reactions forming locally epidiosites: metasomatic rocks enriched in epidote and quartz in focused fluid discharge areas (Richardson et al., 1987). Field studies show that epidiosites are depleted in

metals such as Zn, Cu, and therefore epidotization should have a significant role in the release of base metals (Richardson et al., 1987; Jowitt et al., 2007; Jowitt, 2008, Jowitt et al., 2010; Jowitt et al., 2012). Hydrothermal alterations as epidotization in the reaction zone are studied according to three philosophies: 1) studying the compositions of events, 2) studying fluid inclusions of fossil systems, and 3) experimental studies. In our study, this kind of interaction between fluid and rock will be studied indirectly via experiments. First, the physico-chemical of hot fluids that exit at “black smoker” or “white smoker” chimneys are well known in the literature. Emission temperatures vary from 100 to 380°C depending on the context (Scott, 1997). These fluids are rather acidic and come from reduced mediums. Most vent fluids exhibit a chloride composition significantly greater than that of seawater, which is consistent with phase separation (Von Damm, 1995). Moreover, these fluids are enriched in trace metals (e.g. Zn, Cd, Pb). Metals come from magmatic rocks and mainly from fractionation of the underlying magma chamber (Scott, 1997). Theirs compositions reflects: i) the initial fluid composition (seawater); ii) the composition and the structure of the wallrock; and iii) the physical characteristics of the heat source (Tivey, 2007).

Second, fluid inclusions which are trapped in crystals are widely studied in reaction zones. These inclusions record the instantaneous composition, temperature and pressure of the circulating fluid. Generally, fluid inclusions are studied in samples from ophiolitic complexes (e.g. Cyprus, Oman) where the reaction zone is well preserved. Most of these inclusions are studied in secondary quartz grains. So these fluids are not representative of the *in situ* fluids forming epidotes in reactions zones. Analyses of fluid inclusions hosted in epidote grains in real epidosite are rather uncommon (Kelley et al., 1992). In all studies on fluid inclusions in ophiolites, temperatures vary between 300 and 400°C for a hydrostatic pressure about 400-500 bars. The concentrations are mostly reasoned in concentrations of NaCl equivalent weight. Fluid inclusions exhibit variable salinity from sea water (up to 61 wt % NaCl eq) in Troodos ophiolite in Cyprus (Richardson et al., 1987; Schiffman and Smith, 1988; Kelley and Robinson, 1990; Kelley et al., 1992; Bettison-Varga et al., 1995) and in Semail ophiolite in Oman (Nehlig, 1991; Nehlig et al., 1994). There are few data on fluid inclusions coming from current oceanic crust (Delaney et al., 1987; Vanko, 1988; Kelley et al., 1993; Banerjee et al., 2000; Vanko et al., 2001), because of difficulties of direct sampling (by dredging or by submersible). These fluid inclusions exhibit also variable salinity. Moreover, Juteau et al. (2000) and Vanko et al. (2001) used PIXE technique (proton-induced X-ray emission) to get the true concentrations of the different metal contents in fluid inclusions. The hydrothermal reaction zone has been sampled on gabbroic rocks (Juteau et al., 2000; Vanko et al., 2001),

plagiogranites and diabases from the lower part of the sheeted dyke complex (Juteau et al., 2000). The corresponding concentrations are also variable. Indeed, for example, Zn concentrations vary from 200 to 2 236 ppm and Ca concentration can increase up to 54 000 ppm (Juteau et al., 2000; Vanko et al., 2001). Therefore, NaCl brines are also enriched in metals and Ca.

Third, experiments in laboratory constitute another approach to study fluid-rock interactions in reaction zones. Experiments have been achieved to study,

i) The interactions between **seawater** and oceanic crust at 400°C and 400 bars:

Some experimental seawater-basalt interactions showed the effect of temperature in the behavior of metals such as Fe, Mn (Hajash, 1975; Hajash and Archer, 1980; Hajash and Chandler, 1981), Zn and Cu (Seewald and Seyfried, 1990). In those experiments, the release of metals in the altered seawater is significant from temperatures about 400°C and the seawater-basalt interactions lead to the formation of smectite, chlorite, anhydrite, albite and amphibole. Altered fluids are enriched in Ca and epidote has never been formed from synthetic or natural seawater. Indeed, the fluid forming metabasites as epidotes is certainly not seawater but an acidic deriving fluid enriched in Na-Ca-K-Cl (Seyfried et al., 1988).

ii) The domain of stability of epidote:

Experimental epidote formation has been widely investigated on different epidote group minerals: on monoclinic clinozoisite or orthorhombic zoisite $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ (Pistorius et al., 1962; Newton, 1966; Boettcher, 1970; Holdaway, 1972; Jenkins et al., 1983; Matthews and goldsmith, 1984; Prunier and Hewitt, 1985; Brunsmann et al., 2002) , piemontite $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Mn}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ (Anastasiou and Langer, 1977; Nagashima, 2006), tawmawite $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Cr}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ (Nagashima et al., 2009) and epidote $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ (Nitsch and Winkler, 1965 ; Liou, 1973; Liou et al., 1983; Schiffman and Liou, 1983). In these studies, syntheses of epidote group minerals were done with different kinds of starting material gels, and mostly anorthite associated with minerals (anorthite, garnet, corundum, prehnite, hematite...). In our study, we will focus only on the ferrous epidote (named epidote) which is usually found in oceanic crust as hydrothermal alteration replacing the plagioclase feldspar. The difficulty to nucleate of epidote at low pressure had been widely recognized in experimental studies (e.g. Liou, 1973; Liou et al., 1983). Generally, the reactions of epidotization proposed by the different authors involve a Ca rich fluid reacting with anorthite and producing an acidic fluid (e.g. Seyfried et al., 1988). Berndt et al. (1988) showed the importance of the starting material in experiments. Experiments on diabase increase show high Sr and Ca concentrations in the running fluids

similar to those found in some vent fluids contrary to experiments starting with basalt. Seyfried and Janecky, (1985) and Berndt et al. (1988, 1989) observed microscopic epidote replacing plagioclase feldspar on diabase after experiments at 400°C and 400 bars. In these studies, authors do not show texture of the produced epidote and the results are still questionable as epidote could have been already present in the natural starting material. Moreover, syntheses of epidote have been achieved only at pressure equal or greater than 2 kbars (e.g. Liou et al., 1983) whereas at relatively lower pressure, seeded starting materials were necessary to obtain overgrowth of epidote (e.g. Nitsch and Winkler, 1965).

The conditions of intense epidotization at the base of sheeted dyke complex remain unclear. To understand alteration process, experimental and natural conditions should be similar. The starting materials should have mineralogy similar to diabase, fluid should be seawater modified by interactions with rocks constituting oceanic crust (e.g. Seyfried et al., 1988) and the expected run products are 1) a rock enriched in epidote and 2) a fluid enriched in metals.

In our study, hydrothermal alterations on single minerals (plagioclase feldspars) as suggested by reaction equations in literature (e.g. Seyfried et al., 1988), on material from Troodos (metadiabase, metabasalt) and on fresh basalt from a current oceanic crust were performed to stress the P-T-fO₂ conditions of hydrothermal phases. Starting materials were characterized by their chemistry and their mineral texture to be compared to the textures and the chemistry of the products. Finally, the altered fluids were analyzed after each experiment in order to be compared to natural vent to better understand the link between hydrothermal alterations and massive sulfide deposits as Cyprus-type deposit enriched in Cu and Zn.

2. Experimental procedure

2.1. Starting materials and fluids

In order to study the reaction of epidotization from an anorthosite (An50%) from Norway (samples from the study of Riss, 1988) and an albite from the Groix Island in France were used. The anorthosite presents alteration of chlorite and epidote in traces (**Fig. 3.1A**). Then rocks, from Troodos ophiolite in Cyprus, were used: 1) A diabase metamorphosed to the greenschist facies (closed to the village of Askas; X= 506547.522; Y= 3866086.848; Cyprus

metric grid). This sample is named subsequently metadiabase. The selected microgranular sample is composed of quartz, calcic plagioclase (An64%), actinolite, chlorite (in small amount) and sparse magnetite (**Fig. 3.1B**). The doleritic texture is well preserved with the presence of spherulites of plagioclase and actinolite. Moreover, the grains of magnetite present ilmenite exsolution. Therefore, most of the magmatic textures are preserved. 2) A basalt metamorphosed to the greenschist facies ($X= 507425.988$; $Y= 3877188.644$). This sample is named subsequently metabasalt. This sample is composed of albite, quartz and vermiculite (**Fig. 3.1C**). These two rocks underwent a typical ocean-floor metamorphism which is widely widespread in the current oceanic floors (Honnorez, 2003). It results from distal alteration processes away from the up-flow zone of hydrothermal fluids. Finally a fresh basalt, from dredge samples from the SEIR (South Eastern Indian Ridge), was used. This typical basalt is composed of forsterite, augite and calcic plagioclase (An67%) (**Fig. 3.1D**). **Table 3.1** displays the composition of the starting materials used in the experiments and analyses of typical epidosite from Troodos (from the Spilia-Kannavia epidosite zone; $X= 496904.572$; $Y=3869827.252$). Trace element concentrations were determined by ICP-MS and the major elements were determined by ICP-AES at the SARM laboratory in Nancy in France.

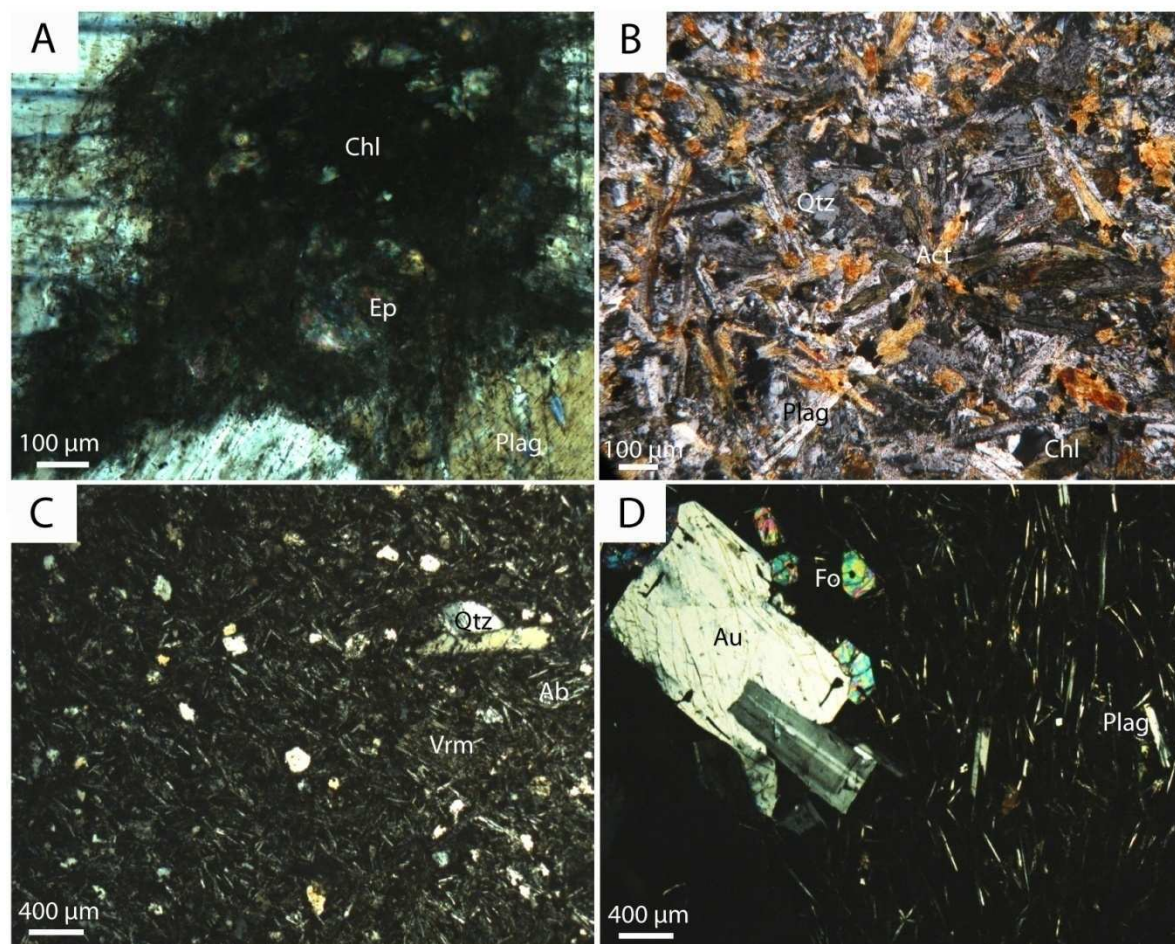


Figure 3.1: Photomicrographs in crossed polars of the four rocks used in our experiments: anorthosite presenting initial alteration (A), metadiabase (B), metabasalt (C) and fresh basalt (D). Abbreviations: Ab = Albite; Act = Actinolite; Au = Augite; Chl = Chlorite; Ep = Epidote; Fo = Forsterite; Plag = Plagioclase feldspar; Qtz = Quartz; Vrm = Vermiculite.

Before experiments, starting materials were crushed and sieved between 90 and 125 μm so as to observe better the run products. Powders of anorthosite have undergone a manual sorting in order to remove grains of epidote and chlorite corresponding to the natural low alteration of the sample. A core of metadiabase of 2 mm of diameter was used only in one experiment (M16-1; Table 3.3). Three different compositions of initial fluids were used: de-ionized water with 3.5 weight (wt.) % NaCl, 30 wt. % CaCl_2 and 60 wt. % CaCl_2 . Their initial pHs are respectively 6.1, 10.3 and 6.6. Finally, in order to maximize hydrothermal reactions, the fluid/rock ratio was equal to 5 for each experiment.

Oxide	Anorthosite	Albite	Metadiabase	Metabasalt	Fresh basalt	Epidosite
SiO ₂	56.3	67.68	54.29	58.34	50.04	57.72
TiO ₂	0.15	0.02	1.25	1.21	1.49	1.33
Al ₂ O ₃	26.18	19.21	15.07	14.38	15.88	13.84
Fe ₂ O ₃	0.73	0.85	11.80	9.97	11.15	10.94
MnO	0.01	0.10	0.15	0.16	0.27	0.06
MgO	0.22	0.05	5.04	3.32	7.63	3.88
CaO	9.02	0.29	7.71	4.35	10.77	8.89
Na ₂ O	5.86	11.68	3.37	3.82	2.90	0.06
K ₂ O	0.77	0.06	0.11	0.09	0.20	0.04
P ₂ O ₅	0.04	0.00	0.13	0.24	0.16	0.10
PF	0.45	0.20	1.70	4.01	-0.42	2.96
Total	99.74	100.13	100.64	99.88	100.07	99.83
Metals (in ppm)						
Co	1.486	1.267	32.1	16.19	39.08	39.59
Ni	6.76	7.116	21.75	13.72	105.2	6.609
Cu	0.00	8.424	26.41	20.66	58.54	0.00
Zn	11.15	0.00	54.92	115.5	89.61	14.95

Table 3.1: Bulk compositions of natural epidosite and starting materials

2.2. Experimental method

All hydrothermal syntheses were carried out in Tuttle-type, externally heated, cold-seal vessels, for the duration of 28 days. Two sets of experimentations were performed: one set at 400°C and 400 bars (supposed conditions at the base of sheeted dyke complex) and one set at 500°C and 2500 bars in order to boost the reactions.

The oxygen fugacity (fO_2) is controlled by the diffusion of hydrogen through the metal membranes constituting the capsules. The effects of the nature of the pressure medium (argon vs. water) on hydrogen diffusivity through membranes are poorly discussed in the literature. The used of argon as pressure medium would enhance fO_2 in the capsule because argon is not composed of hydrogen contrary to water. This subject might be explored in further experimental studies. However, the effect of the nature of the membranes is very well known (e.g. Gunter et al., 1987). Hydrogen diffusivity is complex and is controlled by different parameters: i) the more elevated temperature is, the more permeable to hydrogen the capsule containing the charge is (Gunter et al., 1987); ii) the nature of the metallic membrane

influences directly the diffusion of hydrogen: Au and Ag have the lowest permeabilities whereas Pd has the highest permeability at all temperatures (Gunter et al., 1987). fO_2 is buffered by the autoclave itself which is constituted of nickel and nickel oxide (NNO). Finally in our experiments, the most oxidative state is controlled by a hematite-magnetite (HM) buffer using the buffering technique (Eugster and Wones, 1962; Huebner, 1971).

In our experiments at low temperature (400°C), the fluid constituting the pressure medium (water or argon) and alloys constituting the membranes (100% Au, 80% Au-20% Pd, 25% Ag-75% Pd and 20% Au-80% Pd) have been varied to have a semi quantitative control of the oxidation state.

2.3. Analytical methods

After each run, all capsules were reweighed in order to check the mass balance. Then capsules were open and fluids were sampled thanks to a micro pipette. The altered crushed rocks were dried at 45°C during a few days. One part of the altered crushed rocks was analyzed by powder X-ray diffraction (XRD) to identify the major run products. XRD analyses were performed on an INEL diffractometer using a curved position-sensitive detector (CPS120). The other part of the altered crushed rocks was embedded in resin and polished for major elements analyses using an electron microprobe (CAMECA SX FIVE) and backscattered electron imaging using a TESCAN MIRA 3 XMU.

The pH of fluids were analyzed after each experiment and trace element concentrations were determined by HR-ICP-MS (Element 2, Thermo Fischer, Waltham, USA) using a Twinnabar cyclonic spray chamber and a Micromist nebulizer (Glass Expansion, Melbourne, Australia). The accuracy and precision of analyses were checked by performing calibrations with a standard reference water solution (1000 ppm, Fisher scientific). All analyses were made at the Institut de Recherche sur les ArchéoMATériaux (IRAMAT) in Orleans in France.

3. Results

This section describes the physical and chemical characteristics of the main run products and the proportion of metals leached by each reaction. The experimental conditions

and the runs products are compiled in the **Table 3.2** (experiments at 400°C and 400 bars) and the **Table 3.3** (experiments at 500°C and 2500 bars). **Table 3.4** presents average compositions of minerals found in run products.

3.1. Results using starting fluids enriched in CaCl₂

3.1.1. Run products at 400°C and 400 bars

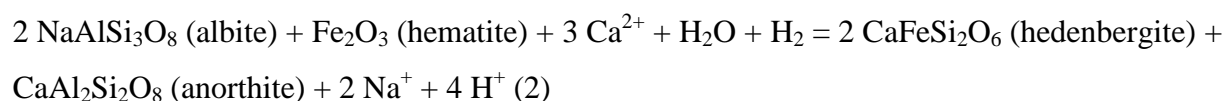
The main objective of this section is to analyze the fluids and the run products obtained by experimental hydrothermal alteration with a fluid enriched in Ca at 400°C and 400 bars, Results are presented according to starting materials.

Anorthosite + CaCl₂ + Fe oxide (400°C/400bars)

Experiments starting with anorthosite formed anorthite and/or quartz and/or hedenbergite (**Table 3.2**). Hematite was formed only when magnetite was used as starting iron oxide. The reaction (1) is written with albite as reagent because anorthite is formed by transforming the sodic end-member of anorthosite (An50%):



Hedenbergite is also formed from the sodic end-member of anorthosite with addition of Fe:



Reactions (1) and (2) led to the formation of anorthite and quartz (**Table 3.2**). In order to increase the fO₂, a set of experiments was performed using water and argon as pressure medium while increasing Pd content of the membrane. The concentrations of metals in fluids increased with the increase of fO₂ (**Fig. 3.2A**) and the decrease of final pH of fluids (**Table 3.2**). The leaching of Zn and Co can correspond to 95% and 96% of leaching, respectively (**Fig. 3.2A**). The leaching of Ni is less consistent (**Table 3.2**). Zn and Mn were detected in the

run products as anorthite and in relatively higher concentrations in hedenbergite (**Table 3.4**). Cu was not detected since it is not present in the starting anorthosite (**Table 3.1**).

No epidote was detected by XRD in run products. But some anhedral and fissured grains of epidote were observed via SEM (e.g. M6-II; **Fig. 3.3**). These grains correspond certainly to the initial natural alteration of anorthosite. However, a thin zonation is visible. This light zonation around the grain is enriched in FeO (17%) and ZnO (0.132%) contrary to the core of the grain (10% FeO and 0.0255% ZnO).

Albite + CaCl₂ + (hematite) (400°C/400bars)

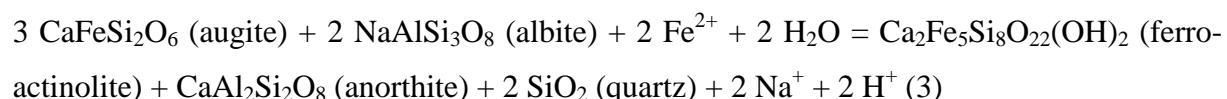
In all experiments using albite as starting material, anorthite and quartz were the main run products (**Table 3.2**) according to reactions (1) and (2). Iron intervenes little since hedenbergite was observed only in one experiment (M18-I; **Table 3.2**) using a HM buffer. Experiments buffered with HM leached 100 % of the Ni and little Mn (5%) from albite. The anorthite produced by reaction (1) integrated a significant part of Cu (**Table 3.4**).

Metadiabase + CaCl₂ + (hematite) (400°C/400bars)

All experiments using metadiabase as starting material, presented anorthite in the run products. Hedenbergite was produced only in two experiments with hematite in the starting material (M7-IV and M19-II; **Table 3.2**). The pH of fluids was stable (< 5; **Table 3.2**). The concentrations of the leached metals (Ni, Mn and Zn) increased with fO₂ (**Fig. 3.2A**) and Cu was absent in fluids. The produced anorthite contained Cu, Zn and Mn and hedenbergite contains a significant quantity of Zn (**Table 3.4**).

Fresh basalt + CaCl₂ + hematite (400°C/400bars)

Only one experiment (M10-V) was performed with fresh basalt and hematite without controlling the fO₂. Anorthite, quartz and actinolite were formed in this experiment by the following reaction:



To conclude, at 400°C and 400 bars no epidote was synthesized. Cu was not leached despite the use of starting materials containing Cu as albite, metadiabase and fresh basalt (**Table 3.1**), and our results suggest that Cu is mobilized in run products as anorthite (**Table 3.4**).

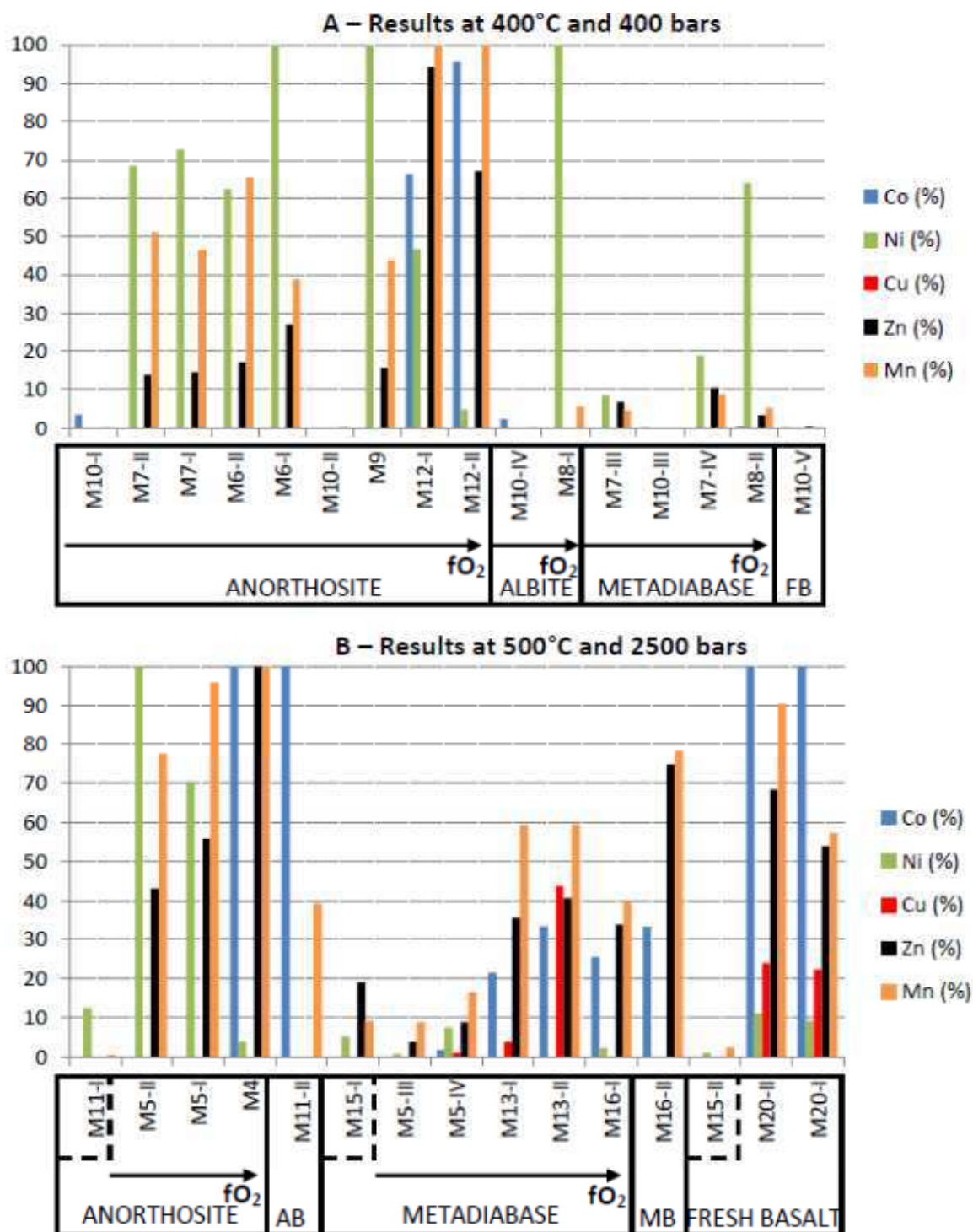


Figure 3.2: Percentages of metals (Co, Ni, Cu, Zn and Mn) leached from starting materials at 400°C and 400 bars (A) and 500°C/2500 bars (B). Black narrows represent supposed increasing f_{O_2} according to capsule alloy and the presence or not of HM buffer. Experiments using a synthetic seawater are represented by dashed boxes. $CaCl_2$ was used in all other experiments. Abbreviations: AB = albite; FBA = fresh basalt; MB = metabasalt.

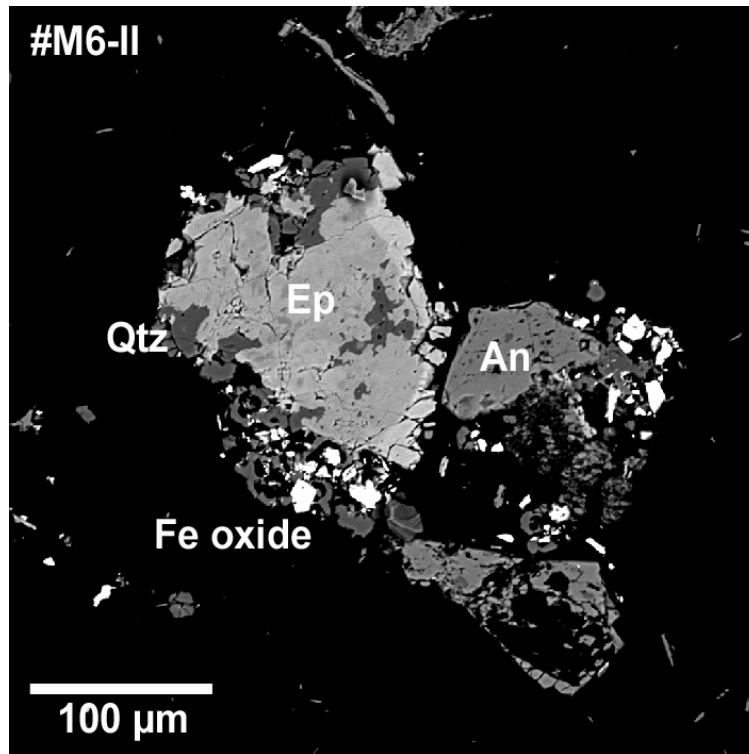


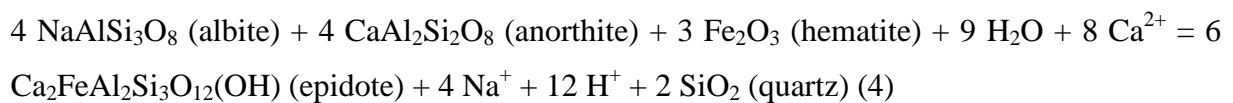
Figure 3.3: SEM micrograph showing initial natural epidote after experiments at 400°C and 400 bars on anorthosite. The edge of epidote grain is enriched in FeO and contains more Zn than the core of the grain.

3.1.2. Run products at 500°C and 2500 bars

A second set of experiments was performed at 500°C and 2500 bars using CaCl₂ in order to enhance epidote nucleation and to characterize the reaction of epidotization.

Anorthosite + CaCl₂ + Fe oxide (500°C/2500bars)

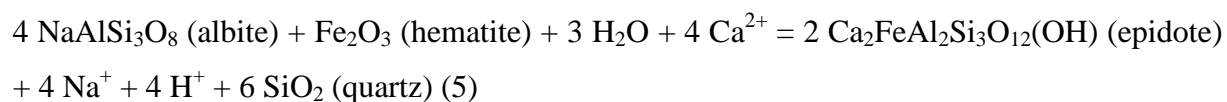
Epidote, anorthite, quartz and hedenbergite were generally formed, except in the most oxidative experiment using HM buffer where hedenbergite was not detected (M4; **Table 3.3**). Epidote was formed from the two end-members of plagioclase feldspar with the presence of Fe:



The reaction (2) forming hedenbergite was still present at 500°C and 2500 bars but only at lower fO_2 (M5-I&II; **Table 3.3**) suggesting a competition between reactions (1), (2) and (4) controlled by the oxidative state. The pH of fluids after those experiments were around 2, and the release of metals into fluids via epidotization can increase up to 100% of Ni, Co, Mn and Zn leached (**Fig. 3.2B**). Zn was mobilized into anorthite and hedenbergite (**Table 3.4**). Epidote can incorporate Zn and Mn in small amounts. This suggests a control of the metal concentrations in the fluid by the run products.

Albite + CaCl₂ + hematite (500°C/2500bars)

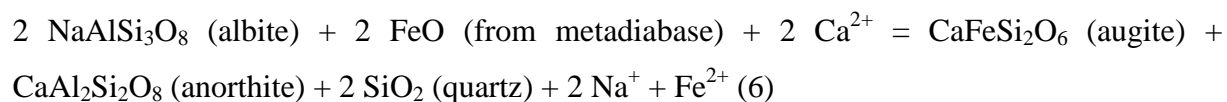
A single experiment buffered with HM was done with albite, the run products were epidote, quartz and anorthite in small amounts (M11-II; **Table 3.3**):



Reaction (1) occurred also but in much lower efficiency. The release of metals into the fluids reached 100% of Co and 40% of Mn leached (**Fig. 3.2B**), the pH were relatively high (4.86; **Table 3.3**). No Cu was detected in the fluid after experiments.

Metadiabase + CaCl₂ + (hematite) (500°C/2500bars)

In experiments without hematite in starting material, the run products depend on the fO_2 . Indeed, at low fO_2 , anorthite and augite were the main products (M5-III; **Table 3.3**) formed by reaction (6):



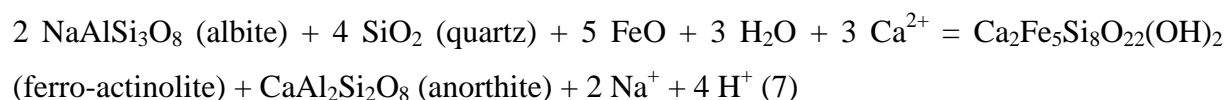
Whereas in experiments buffered by HM, anorthite was the unique run product (M13-I; **Table 3.3**) formed by reaction (1).

With hematite present in starting material, anorthite and hedenbergite were formed at low fO_2 (M5-IV; **Table 3.3**) by reaction (2), whereas in oxidant conditions anorthite and epidote were formed (M13-II and M16-I; **Table 3.3**) respectively by reactions (1) and (4).

The pH values were very low (< 3) in all experiments except in the experiment M16-I (3.61), Concentrations of Mn, Zn and Co tended to increase in tandem with increasing fO_2 (**Fig. 3.2B**). Concentrations in Ni remained low (< 8% of Ni leached). Cu was intensely leached from the powdered metadiabase (44% of Cu leached) (M13-II). However, no Cu was leached from the experiment using a core of metadiabase (M16-I). Epidote was very poor in metals in opposition to anorthite grains (**Table 3.4**).

Metabasalt + CaCl₂ + hematite (500°C/2500bars)

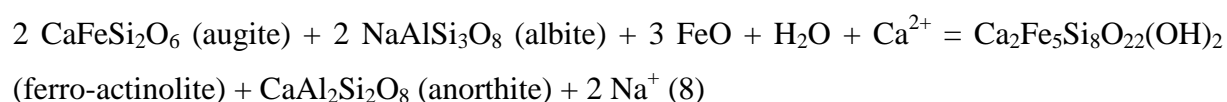
A single experiment was performed with metabasalt (M16-II; **Table 3.3**). With the HM buffer, the run products from metabasalt were epidote (reaction 5), anorthite and actinolite (reaction 7):



In this experiment Zn, Mn were intensively leached (around 75%) and Co in lower relative quantity (33 %) (**Fig. 3.2B**).

Fresh basalt + CaCl₂ + (hematite) (500°C/2500bars)

Anorthite, quartz and actinolite were formed by reaction (3) without hematite (M20-II; **Table 3.3**). In presence of hematite, anorthite and actinolite were formed (M20-I):



Even using the HM buffer, epidote was not synthesized from fresh basalt at 500°C and 2500 bars and the concentration of Cu increased up to 25% of Cu leached (**Fig. 3.2B**).

3.2. Results using synthetic seawater

In the previous experiments, epidote was synthesized at 500°C and 2500 bars with a fluid enriched in Ca. This part presents a three experiments using synthetic seawater (3.5 wt. % NaCl) in the same P-T conditions (e.g. 500°C and 2500 bars).

No run product was detected (M11-I; **Table 3.3**) using anorthosite with hematite as starting materials, and a maximum of 12 % Ni was leached (**Fig. 3.2B**). In experiments starting with metadiabase (M15-I; **Table 3.3**) and fresh basalt (M15-II; **Table 3.3**), alteration produced saponite (trioctahedral mineral of the smectite group). The pH values were near neutrality, metal concentrations were moderate to low 19% of Zn, 9% of Mn, 5% of Ni for the metadiabase, and 2% of Mn, 1% of Ni for the fresh basalt (**Fig. 3.2B**). Finally, the very low Cu and Mn concentrations in the altered fluids should be easily explained by Cu and Mn contents in saponite (**Table 3.4**).

No epidote was synthesized using synthetic seawater and concentrations in metals in fluids after experiments were relatively low.

3.3. Textures of run products

Anorthite was found in almost all experiments using a Ca rich fluid. Grain size of approximately 100 in length corresponds to the average size of the sieved starting materials. Anorthite was the unique run product presenting porosity (**Fig. 3.4A**).

Quartz was found in most of the run products, and was generally associated with anorthite and other run products. A particular texture was observed in some experiments (e.g. M8-I; Table 3.2) where quartz encompassed the remaining grains of hematite (**Fig. 3.4B**).

Actinolite was observed in run products obtained from metabasalt and fresh basalt. Automorphic lattes of actinolite display a typical grain size of 150 μm in length by 50 μm in width (**Fig. 3.4C**). It could be associated with the remaining hematite or interconnected with anorthite (**Fig. 3.4C**).

Pyroxenes as hedenbergite or augite were observed in run products from anorthosite, albite and metadiabase. In all corresponding experiments, crystals of pyroxene were associated in aggregates of which the length can achieve 1 mm (**Fig. 3.4D**). High magnification SEM images revealed the growth of hedenbergite grains on plagioclase feldspar (**Fig. 3.4E**).

In experiments where both *epidote* and hedenbergite were formed (M5-I&II; **Table 3.3**), specific relations were observed. Indeed, high magnification SEM images reveal the growth of automorphic epidote grains around hedenbergite grains aggregate (**Fig. 3.5A**).

Moreover, in experiments where epidote was the unique ferrous run product (e.g. M4; **Table 3.3**), SEM images revealed two different textures: 1) single automorphic epidote grains of the order of 300 μm in length (**Fig. 3.5B**), and 2) rounded aggregations of little grains of epidote (50 μm) and quartz (25 μm) (**Fig. 3.5C**). SEM images of the epidotized metadiabase core (M16-I; **Table 3.3**) revealed a particular distribution of epidote: epidote grains crystallized only around the core (**Fig. 3.5D**). Moreover, between epidote grains and the metadiabase core, a new porosity was clearly observable (**Fig. 3.5D**). Any plagioclase feldspar was observed around the core. Some epidote grains presented an hour-glass shaped zonation (**Fig. 3.5E**). Residues of initial hematite and the ex-edge of the metadiabase, represented by traces of plagioclase feldspar, were noticeable in the core of the automorphic grains (**Fig. 3.5**). Furthermore, a beginning of pseudomorphose of initial actinolite was observed (**Fig. 3.5E**).

Saponite was observed in run products only in two experiments using seawater (M15-I&II; **Table 3.3**). Saponite grains are fibrous and assembled in rounded aggregates of 110 μm in diameter (**Fig. 3.4F**)

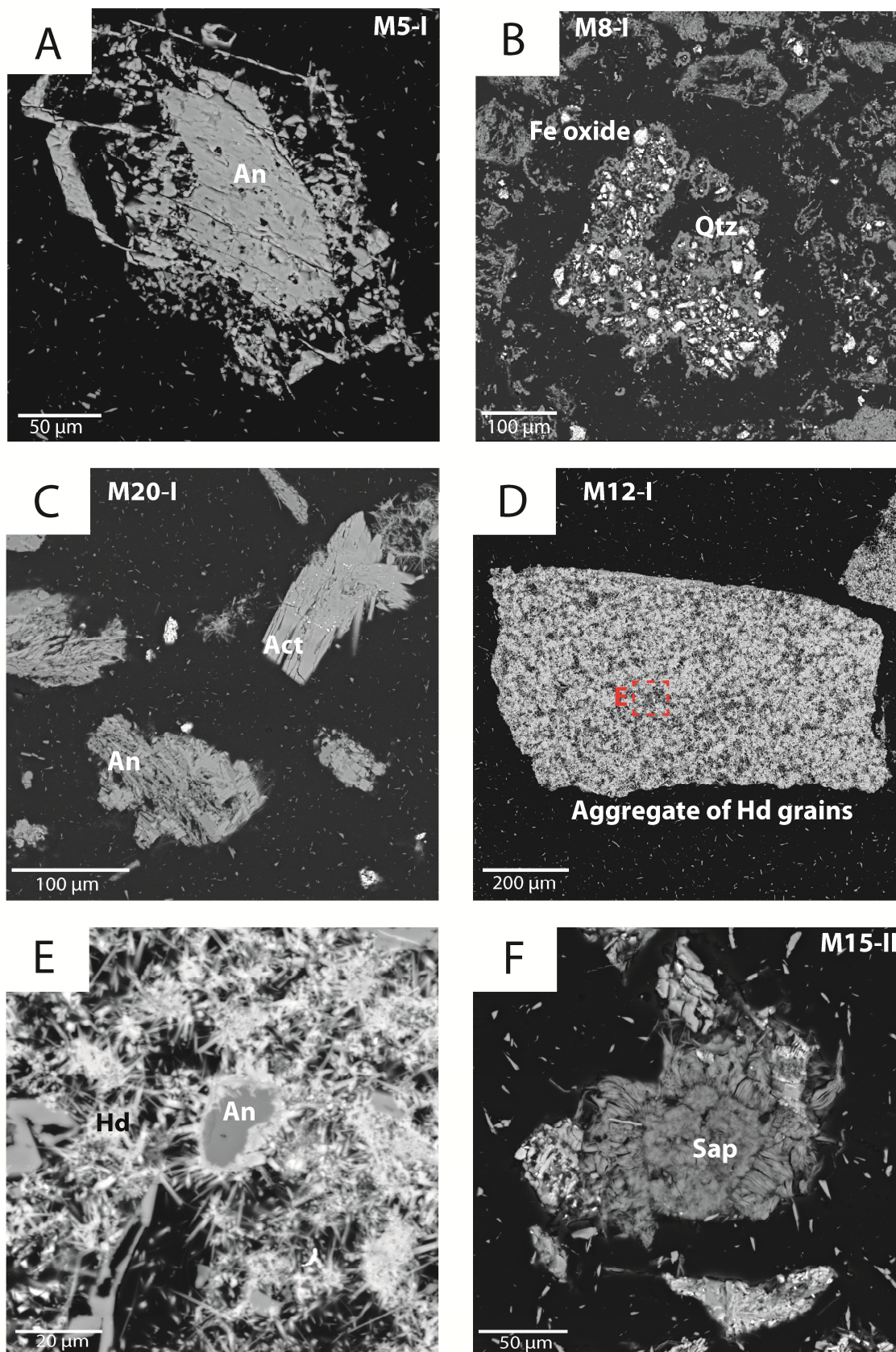


Figure 3.4: SEM micrographs of run products as anorthite (A), quartz (B), actinolite (C), hedenbergite (D) and saponite (E). Abbreviations: Act = Actinolite; An = Anorthite; Hd = Hedenbergite; Qtz = Quartz; Sap = Saponite.

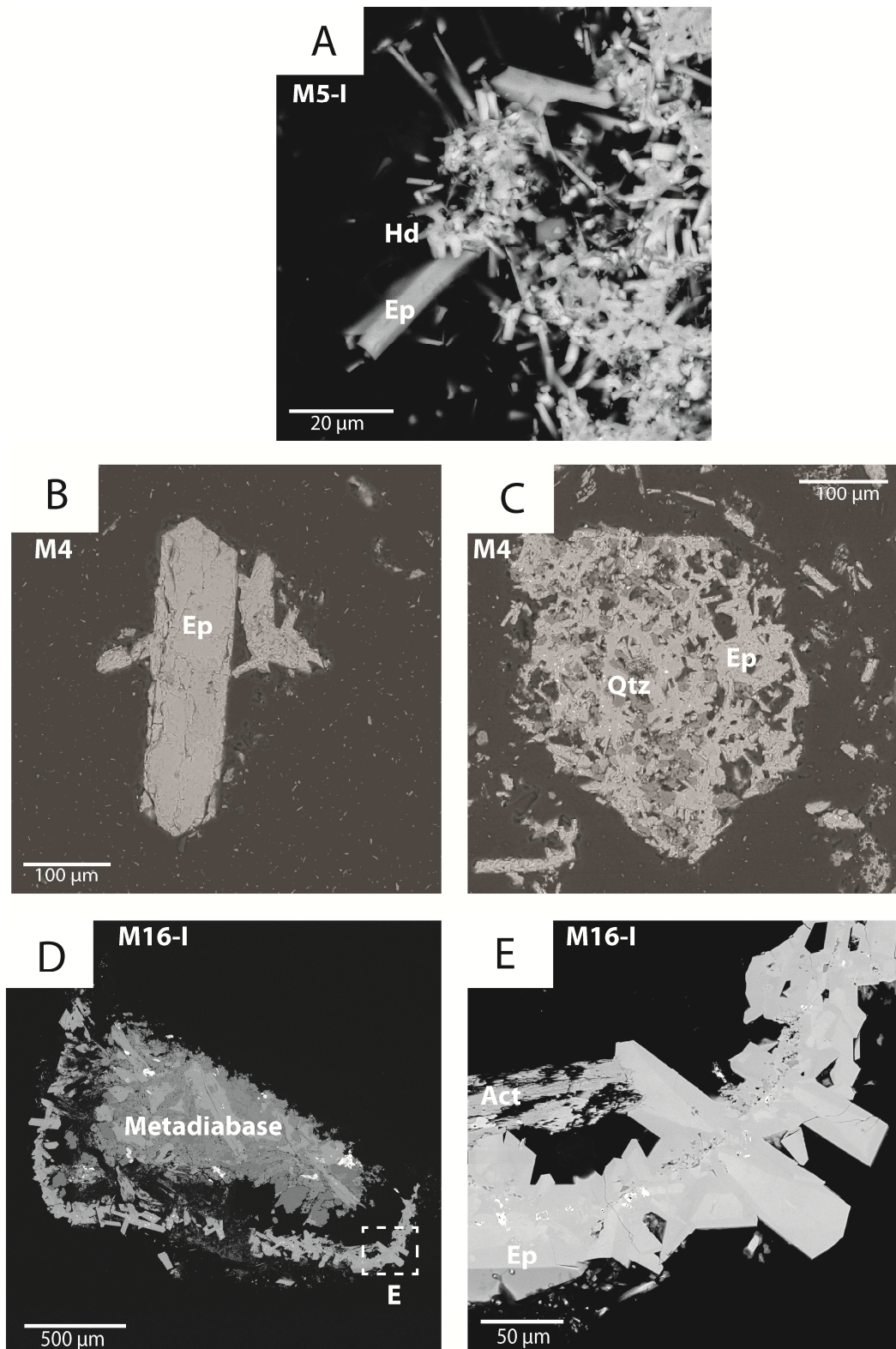


Figure 3.5: SEM micrographs of epidotized crushed anorthosite (A, B and C) and epidotized cored metadiabase (C, D and E). Epidotization of metadiabase is distributed all around the core (which is broken on the top of the image) (C). Abbreviations: Act = Actinolite; Ep = Epidote; Hd = Hedenbergite; Qtz = Quartz.

Table 3.2: Experimental conditions, run products at 400°C and 400 bars and fluid analyses after experiments (concentrations in µg/l).

Run	Pressurization	Capsule	Buffer	Starting material	Fluid phase	Run products	Final pH	Co	Ni	Cu	Zn	Mn
M10-I	Argon	Au	No	Anortho + Hem	30 wt. % CaCl ₂	An Qtz	4.75	8.4	0	0	0	15.3
M7-II	Water	Au	No	Anortho + Mag	30 wt. % CaCl ₂	An Qtz Hd	4.66	0	740.9	0	250	5381
M7-I	Water	Au	No	Anortho + Hem	30 wt. % CaCl ₂	An Qtz Hd	4.65	0	787	0	261	4900.9
M6-II	Water	Au	HM	Anortho + Mag	30 wt. % CaCl ₂	An Qtz Hem	5.01	0	673.1	0	306	6893.2
M6-I	Water	Au	HM	Anortho + Hem	30 wt. % CaCl ₂	An Qtz	5.03	0	1552.4	0	484.5	4078.4
M10-II	Argon	80%Au-20%Pd	No	Anortho + Hem	30 wt. % CaCl ₂	An Hd	3.05	0	0	0	0	28.3
M9	Water	80%Au-20%Pd	HM	Anortho + Hem	30 wt. % CaCl ₂	An Hd	4.34	0	2422.6	0	281.2	4623.5
M12-I	Argon	25%Ag-75%Pd	No	Anortho + Hem	30 wt. % CaCl ₂	An Hd Qtz	2.43	157.8	505.2	0	1682	11843
M12-II	Argon	20%Au-80%Pd	No	Anortho + Hem	30 wt. % CaCl ₂	An Hd Qtz	2.41	227.4	54.2	0	1197.5	13270.4
M19-I	Water	25%Ag-75%Pd	HM	Anortho + Hem	60 wt. % CaCl ₂	An Hd Qtz	-	-	-	-	-	-
M10-IV	Argon	Au	No	Ab + Hem	30 wt. % CaCl ₂	An Qtz	4.76	5.1	0	0	0	228.9
M8-I	Water	Au	HM	Ab + Hem	30 wt. % CaCl ₂	Qtz An	4.84	0	1995.2	0	63.3	7132.8
M18-I	Water	25%Ag-75%Pd	HM	Ab + Hem	60 wt. % CaCl ₂	Qtz An Hd	-	-	-	-	-	-
M18-II	Water	25%Ag-75%Pd	HM	Ab	60 wt. % CaCl ₂	Qtz An	-	-	-	-	-	-
M7-III	Water	Au	No	Metadb	30 wt. % CaCl ₂	An	4.95	0	298	0	616.6	8636.5
M10-III	Argon	Au	No	Metadb + Hem	30 wt. % CaCl ₂	An	4.55	13	0	0	0.6	209.6
M7-IV	Water	Au	No	Metadb + Hem	30 wt. % CaCl ₂	An Hd	4.83	0	652	0	926.3	16363.8
M8-II	Water	Au	HM	Metadb + Hem	30 wt. % CaCl ₂	An	4.67	18.9	2221.5	0	304.7	9977.1
M19-II	Water	25%Ag-75%Pd	HM	Metadb + Hem	60 wt. % CaCl ₂	Hd An	-	-	-	-	-	-
M10-V	Argon	Au	No	FBasalt + Hem	30 wt. % CaCl ₂	Act An Qtz	3.6	11.8	0	0	70.2	541

Abbreviations for rocks: Anortho = Anorthosite; FBasalt = Fresh basalt; Metadb = Metadiabase. Abbreviations for minerals: Ab = Albite; Act = Actinolite; An = Anorthite; Au = Augite; Ep = Epidote; Hd = Hedenbergite; Hem = Hematite; Mag = Magnetite; Qtz = Quartz.

Table 3.3: Experimental conditions, run products at 500°C and 2500 bars and fluid analyses after experiments (concentrations in µg/l). Water was used as pressure medium and gold capsules were used for all experiments.

Run	Buffer	Starting material	Fluid phase	Run products	Final pH	Co	Ni	Cu	Zn	Mn
M11-I	HM	Anortho + Hem	3.5 wt. % NaCl	-	6.6	0	133.4	0	0	51.4
M5-II	No	Anortho + Mag	30 wt. % CaCl ₂	Ep Qtz An Hd	2.31	0	1335	0	769.5	8190.9
M5-I	No	Anortho + Hem	30 wt. % CaCl ₂	Ep Qtz An Hd	2.18	0	762.2	0	996.7	10076
M4	HM	Anortho + Hem	30 wt. % CaCl ₂	Ep Qtz An	2.27	735.9	40.7	0	12456	26320.1
M11-II	HM	Ab + Hem	30 wt. % CaCl ₂	Ep Qtz An	4.86	579.2	0	0	0	49557
M15-I	HM	Metadb	3.5 wt. % NaCl	Sap	5.24	0	183.2	0	1673.9	16931.1
M5-III	No	Metadb	30 wt. % CaCl ₂	An Aug	2.79	0	27.2	0	327.3	16506.5
M5-IV	No	Metadb + Hem	30 wt. % CaCl ₂	An Hd	2.21	90.7	258.2	46.5	772.5	30793.4
M13-I	HM	Metadb	30 wt. % CaCl ₂	An	2.47	1104	0	158.1	3135.1	110607.1
M13-II	HM	Metadb + Hem	30 wt. % CaCl ₂	Ep An	2.16	1708.2	0	1846.5	3582.5	110716.5
M16-I	HM	Metadb (core) + Hem	30 wt. % CaCl ₂	Ep An	3.61	1307.7	76.9	0	2963.1	73925
M16-II	HM	Metab + Hem	30 wt. % CaCl ₂	Ep Act An	4.13	1702.9	0	0	13826.7	155545.3
M15-II	HM	Fbasalt	3.5 wt. % NaCl	Sap	5.61	0	179	0	0	7933.7
M20-II	HM	Fbasalt	30 wt. % CaCl ₂	An Qtz Act	2.05	7412.4	1840.3	2242.1	9817.2	302433.5
M20-I	HM	FBasalt + Hem	30 wt. % CaCl ₂	An Act	2.12	6980	1545.7	2090.4	7717	192068.9

Abbreviations for rocks: Anortho = Anorthosite; FBasalt = Fresh basalt; Metab = Metabasalt; Metadb = Metadiabase. Abbreviations for minerals: Ab = Albite; Act = Actinolite; An = Anorthite; Au = Augite; Ep = Epidote; Hd = Hedenbergite; Hem = Hematite; Mag = Magnetite; Qtz = Quartz; Sap = Saponite.

Table 3.4: Average compositions of minerals found in run products.

Oxides	An	Hd	An	An	Hd	An	Hd	Ep	Ep	An	Hd	Ep	An	Act	Sap
P (bars)	400	400	400	400	400	2500	2500	2500	2500	2500	2500	2500	2500	2500	2500
T (°C)	400	400	400	400	400	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500
Starting material	Anortho	Anortho	Ab	Metadb	Metadb	Anortho	Anortho	Anortho	Ab	Metadb	Metadb	Metadb	Fbasalt	Fbasalt	Fbasalt
SiO ₂	45.37	42.38	45.80	44.68	44.08	43.05	46.25	39.19	37.20	43.69	50.19	37.37	43.47	46.47	40.28
TiO ₂	0.01	0.20	0.01	0.01	0.19	0.00	0.02	0.24	0.02	0.00	0.20	0.52	0.02	3.01	0.13
Al ₂ O ₃	33.19	3.53	31.79	34.47	2.59	33.26	2.33	17.44	20.54	35.73	3.19	21.26	36.03	4.29	7.89
FeO	0.41	27.28	0.26	0.35	27.64	0.45	26.38	16.84	14.29	0.41	18.34	14.55	0.16	12.09	10.23
MgO	0.02	4.08	0.03	0.04	2.46	0.05	0.95	0.24	0.04	0.01	10.76	0.21	0.00	10.11	15.19
CaO	19.32	19.83	17.11	20.18	22.71	20.78	23.59	24.15	24.12	19.61	17.31	23.25	19.92	20.96	1.47
Na ₂ O	0.79	0.05	1.41	0.46	0.04	0.29	0.07	0.02	0.03	0.26	0.10	0.01	0.17	0.27	0.28
K ₂ O	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.08
P ₂ O ₅	0.20	0.24	0.23	0.24	0.32	0.17	0.25	0.36	0.31	0.04	0.26	0.18	0.02	0.26	0.01
CuO	0.0000	0.0000	0.0533	0.0020	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0380	0.1385	0.0060	0.0000	0.0000	0.0498
ZnO	0.0249	0.1078	0.0000	0.0638	0.0925	0.1760	0.0280	0.0103	0.0000	0.1193	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0050
MnO	0.0173	0.0634	0.0002	0.0305	0.0000	0.0000	0.0000	0.0226	0.0000	0.0222	0.1815	0.0087	0.0496	0.2392	0.0720
NiO	u.	u.	u.	u.	u.	u.	u.	u.	u.	0.0293	u.	0.0000	0.0152	0.0740	0.0383
CoO	u.	u.	u.	u.	u.	u.	u.	u.	u.	0.0023	u.	0.0300	0.0022	0.0000	0.0073
Total	99.36	97.79	96.68	100.55	100.14	98.21	99.87	98.52	96.55	99.99	100.67	97.40	99.86	97.78	75.73

Abbreviations for rocks: Anortho = Anorthosite; FBasalt = Fresh basalt; Metadb = Metadiabase. Abbreviations for minerals: Act = Actinolite; Ab = Albite; An = Anorthite;

Ep = Epidote; Hd = Hedenbergite; Sap = Saponite. Other abbreviation: u. = unmeasured.

4. Discussion

4.1. Link between hydrothermal alterations and the release of base metals

Whole rock analyses from field studies (e.g. Richardson et al., 1987; Nehlig et al., 1994) show that fresh basalts and dikes are enriched in metals in comparison to altered rocks. In our experimental study, reactions involving the formation of **amphibole** and **epidote** contribute to a significant leaching of metals (**Fig. 3.6**). Lower quantities are involved in the formation of anorthite, pyroxene and saponite.

Our experiments show clearly that **amphibolitization** contributes to a significant leaching of metals (**Fig. 3.6&7**). Hydrothermal alterations induced by ocean-floor metamorphism (quartz, chlorite, actinolite) are widely widespread in the current oceanic floors (e.g. Honnorez, 2003). Non pervasive metabasites as metabasalts, metagabbros and metaserpentinities constitute common facies in oceanic crust. During metamorphism into the greenschist facies, the remaining metals would be mobilized into chlorite (e.g. Jowitt et al., 2007, 2012; Jowitt, 2008). Metamorphism into the amphibolite facies would leach more metals. Moreover, our experimental results on **epidotization** contribute also to a great leaching of metals (**Fig. 3.6&7**). These results are in accordance with field studies on epidiosites in Cyprus (Richardson et al., 1987; Jowitt et al., 2007, 2010, 2012) and Oman (Nehlig et al., 1994). These pervasive metabasites are generally associated with metal-rich deposits (e.g. Richardson et al., 1987). Epidiosites are explained by intense fluid-rock interactions with a fluid/rock ratio of 20 (Richardson et al., 1987) or even 500-1000 (Seyfried et al., 1988; Nehlig et al., 1994; Juteau and Maury, 2008). However, in our experiments the fluid/rock ratio is limited to 5. So the leaching of metals might be higher in natural systems. Therefore, there is a direct link between formation of epidosite by pervasive alteration and the release of base metals in ophiolite-hosted volcanogenic massive sulphide systems enriched in Cu and Zn. Besides, in static autoclaves using capsules, the studied system is closed, so part of the metals as Cu and Zn would tend to integrate the structures of run products as anorthite or pyroxene (**Table 3.4**), and even initial epidote from anorthosite (**Fig. 3.3**). However, it is obvious that Zn leaching is higher than Cu leaching which Cu is rarely present in the fluid (**Fig. 3.6**).

All altered fluid compositions of all experiments have been reported in a Cu vs. Zn diagram according to run products, in comparison with fluids venting from different settings (**Fig. 3.7**). This figure shows some trends:

i) Amphibolitization of fresh basalt by reactions (3) and (8) produced a fluid which composition, in terms of metals (Cu and Zn), would approach that of fluids venting from mid-ocean ridges. These hydrothermal reactions leached the greater quantity of Cu in our experiments.

ii) Epidotization of metadiabase by reaction (4) produced a fluid which composition would approach that of fluids venting from the peridotite-hosted Rainbow hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge). This hydrothermal reaction leached significant quantities of Cu and Zn.

iii) Epidotization of metabasalt by reaction (5) leached the greater quantity of Zn in our experiments.

iv) Slightly intense hydrothermal reactions as the formations of anorthite, pyroxenes and saponite could leach significant quantity of Zn.

According to field studies (e.g. Jowitt et al., 2007), Cu appears to be mostly leached at the beginning of hydrothermal alteration. Jowitt et al. (2007) show that Cu concentrations are not correlated with the mineralogy. Most areas enriched in epidiosites in the sheeted dyke complex are depleted in Cu (< 4 ppm) in contrast to the overlying levels composed of metabasaltic dikes (average 80 ppm, e.g. Baragar et al., 1990). However, some metabasaltic dikes and some epidiosites are locally enriched in Cu (up to ~ 50-100 ppm for epidiosites and up to 2500 ppm for sheeted dikes; e.g. Baragar et al., 1990). This rare enrichment located in protolithic levels is interpreted as a mobilization of Cu in the early stages of hydrothermal alteration, and then, Cu was partially re-deposited locally (Jowitt et al., 2007). This deposit of Cu located in the upper levels may also indicate that Cu was partially mobilized in the sheeted dyke complex during the initial intrusion and hydrothermal alteration. Then, re-mobilization and complete leaching of Cu in the sheeted dyke complex by incorporation of the hydrothermal system could take place during the formation of epidiosites. In our experiments starting with material from Troodos, Cu leaching seems to be less consequent than Zn leaching (**Fig. 3.6**). This is certainly due to prior hydrothermal alterations undergone by the rocks (metadiabase and metabasalt) and the low value of the fluid rock ratio (5).

In addition, our experiments show clearly the effect of the composition of the initial fluid on the mobility of metals. Indeed, using a fluid with a composition similar of that of seawater, hydrothermal alteration and leaching were too low (formation of saponite) (**Fig. 3.2B** and **Table 3.3**). Therefore, a fluid enriched in Ca is necessary to leach significant

quantities of metals. Besides, the mobility of metals depends obviously on the quantity of metals available in starting materials (e.g. in our study Cu is present in increasing amounts in albite, metabasalt, metadiabase, and fresh basalt; **Table 3.1**).

Finally, no sulfur was used in our experiments. It is important to notice that sulfur would participate in the complexation of metals in natural hydrothermal systems.

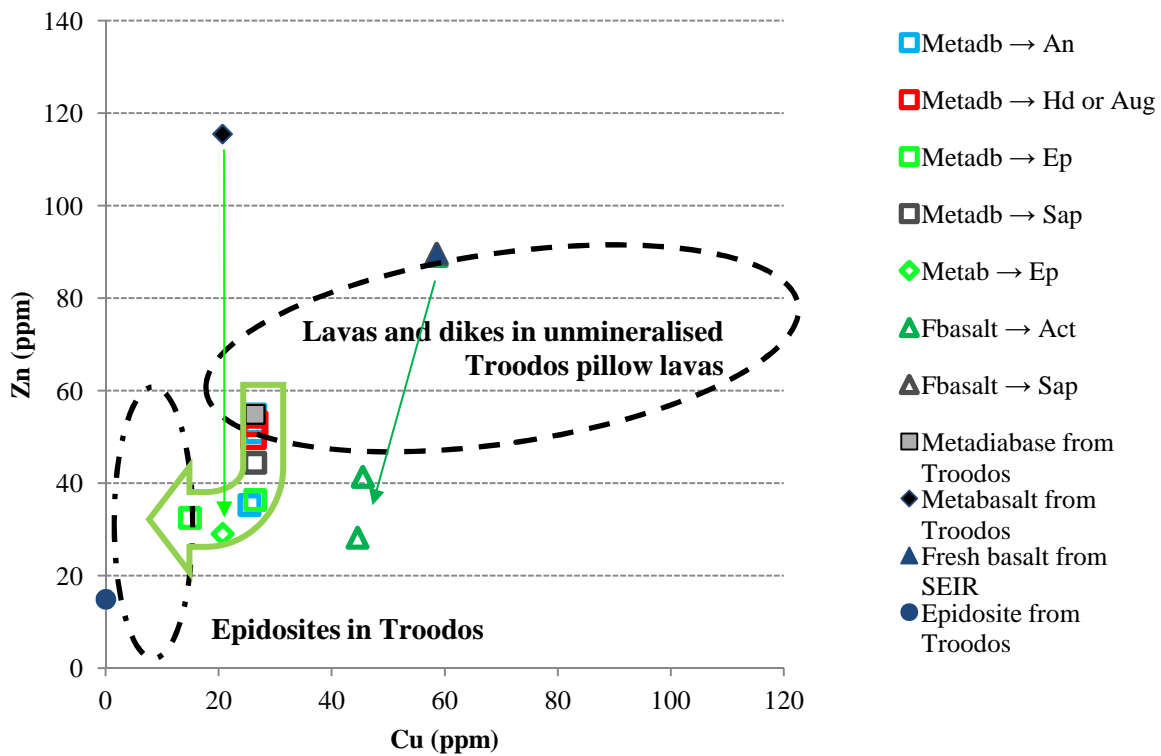


Figure 3.6: Cu-Zn diagram for residual rocks of experiments and typical facies from oceanic crust. Compositions in metals of residual rocks from experiments have been calculated knowing the concentrations in fluids after experiments and in starting materials. Areas corresponding to epidiosites and unmineralised lavas and dikes come from Richardson et al. (1987).

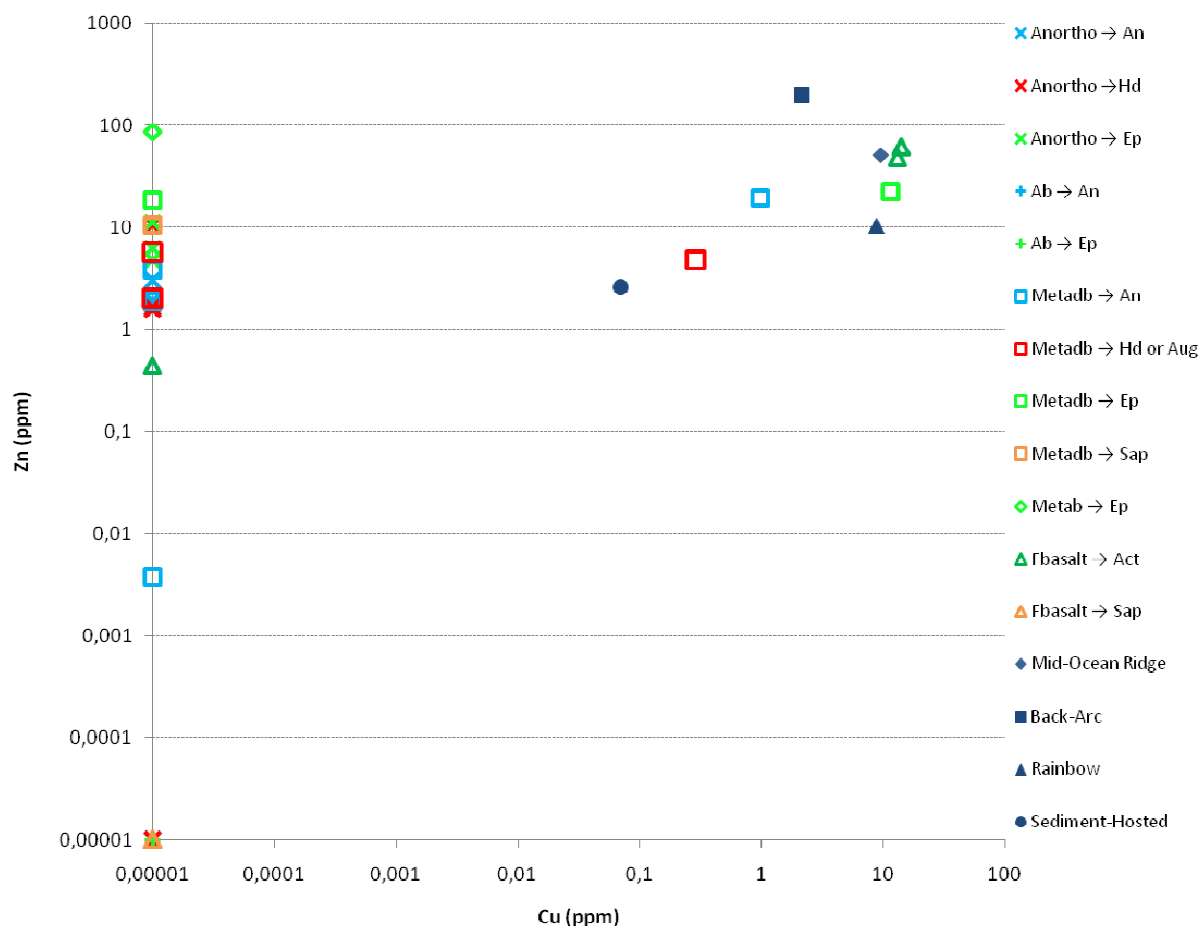


Figure 3.7: Cu-Zn diagram for fluids after experiments according to run products and fluids venting from different settings. Fluids venting data correspond to the maximum values measured in vent fluids, from the review article of Tivey (2007).

4.2. Experimental constraints: intrinsic relations between fO_2 and the leaching of metals

From temperatures greater than or equal to 500°C, hydrogen diffusivity through Au membranes is significant so conditions at these temperatures are more oxidant (Gunter et al., 1987). In this case, the use of the HM buffer allows maximizing fO_2 and the leaching of metals (M5-IV vs. M13-II; **Fig. 3.2B**). Therefore, high temperature and high fO_2 contribute to an effective leaching (**Fig. 3.2**). These results are in accordance with some experimental studies (e.g. Seyfried and Ding, 1993).

At 400°C and 400 bars, experiments were influenced by the nature of the pressure medium. Using argon would generate an environment more oxidant than using water without buffer. Experiments using capsules enriched in Pd (75 or 80%Pd), as M12-I & II (**Table 3.2**),

tended to leach more metals than experiments using capsules enriched in Au, even in presence of a HM buffer (M6-I & II; **Table 3.2**). So these results suggest that fO_2 would be higher than the NNO buffer involved by the autoclave itself (above the HM buffer ?) using argon without buffer. This is surely due to hydrogen consumption by reaction (2). However, some experiments using argon as pressure medium with capsules enriched in Au (100 or 80%Au) presented very poor leaching of metals (M10-I, II, III, IV & V; **Table 3.2**) contrary to experiments using water as pressure medium (M7-I & II). These results are quite controversial and no explanation is proposed. Perhaps, the main conclusion is that the leaching of metals increases generally in tandem with the fO_2 .

4.3. Conditions of epidotization in oceanic crust

4.3.1. Problem of epidote nucleation at 400°C and 400 bars

No epidote was synthesized at 400°C and 400 bars, even by controlling fO_2 (**Table 3.2**). In order to favor the nucleation of epidote, a fluid oversaturated in Ca (60 wt. % $CaCl_2$) was used but no epidote was synthesized (M19-I & II; **Table 3.3**). Experiments forming both epidote and hedenbergite (e.g. M5-I; **Table 3.3**) show clearly that posterior epidote crystallized onto pyroxene aggregates (**Fig. 3.5A**). This suggests a problem of competition between the formation of hedenbergite (fast nucleation) and epidote (probably very low nucleation rate) at low pressure. The pressure effect on the epidote nucleation has to be considered so as to better understand the formation of epidotes. To provide some answers, a numerical tool (SUPCRT 2007) was used to study thermodynamic properties of reactions forming epidote (4) and hedenbergite (2). The comparison between ΔV and ΔS of those reactions demonstrates that hedenbergite is more stable at 400°C and 400 bars ($\Delta V_{(hd)} = 287.9 < \Delta V_{(ep)} = 597.4 \text{ cm}^3$ and $\Delta S_{(hd)} = 146 < \Delta S_{(ep)} = 159.8 \text{ cal/K}$) whereas epidote is more stable at 500°C and 2500 bars ($\Delta V_{(ep)} = 48.4 < \Delta V_{(hd)} = 74.4 \text{ cm}^3$ and $\Delta S_{(ep)} = 50 < \Delta S_{(hd)} = 103.7 \text{ cal/K}$). Therefore, epidote nucleation would be enhanced at pressure higher than hydrostatic pressure (400-500 bars). Two possibilities can involve high pressures.

First, the lithostatic pressure can be considered. According to studies on *drill-holes* in the Troodos ophiolite (CY1, 1a and 4; Vine and Smith, 1990), the thickness of rocks above the reaction zone is estimated about 2 km. A mean seawater depth above mid-ocean ridges of 3 km is generally assumed (e.g. Nehlig, 1993). Thus, the lithostatic pressure at the base of the

sheeted dyke complex is close to 900 bars. Since the thickness of volcanic and sedimentary rocks varies along axis for slow-spreading ridges (e.g. Cannat et al., 1995), the lithostatic pressure can be easily higher than 900 bars. Therefore, if pressure rises momentarily from the hydrostatic to the lithostatic pressure (Lister, 1974), epidote nucleation will be enhanced.

Second, a magmatic injection pressure with a sufficiently slow rebalancing can be considered. Different arguments promote this hypothesis: i) Grosfils (2007) demonstrated that a significant magmatic pressure is required to fracture the roof of the magma chamber and to introduce a dyke in a continuous and homogeneous environment. According to his study, the magmatic pressure can reach a pressure equal to three times the lithostatic pressure during the fracturation and the introduction of the dyke. So the pressure in the dyke being introduced could reach a pressure approaching 3000 bars. Epidotization would be highly facilitated under these conditions if the high pressure is maintained long enough to allow nucleation of epidote. ii) During the cooling of the dyke, a volcanic glass at high temperature would enhance epidote nucleation (deuteric alteration). iii) Field evidences support this hypothesis: non-epidotized dikes cross cutting epidotized dikes, epidote banding parallel to dyke margins and non-altered cooling joint planes demonstrate that epidotes are coeval to the magmatic activity and suggest that altered dikes are hydrogeologically distinct (Richardson et al., 1987; Cann and Gillis, 2004). Such observations are coherent with a late-magmatic alteration (Coelho et al., 2013 submitted). This kind of autometasomatism was already observed in dikes presenting pervasive alteration of prehnite (Rose and Bird, 1994). Therefore, pervasive epidotization might be explained by deuteric alteration.

4.3.2. Fluid composition conditions

Despite the problem of epidote nucleation at 400°C and 400 bars, the characterization of the reaction of epidotization was possible at 500°C and 2500 bars. Our experiments on plagioclase feldspars and rocks from Troodos (metadiabase and metabasalt) show the importance of fO_2 , Ca and Fe for the initiation of the reaction of epidotization. So the meeting of these three conditions might explain the rarity of epidote in the current oceanic crust.

Our experiments show that Ca from the rock is not sufficient to initiate the reaction of epidotization; this is confirmed by calcium rich fluid inclusions in epidotes (30-60% NaCl-KCl-CaCl₂ (e.g. Kelley et al., 1992). Such brines can be generated from different processes: i) chloritization and albitization of basalts and diabases release Ca into the fluid within the

recharge area (Hardie, 1983; Alt, 1995); ii) a phase separation/segregation in the reaction zone (Tivey, 2007); iii) a magmatic fluid source (exsolution of brines) (Kelley et al., 1992). In the same way, our experiments show that Fe from the rock is not sufficient for epidotization, Fe has to be transferred into the reaction zone via the hydrothermal fluid. Approaching the reaction zone, the hydrothermal fluid becomes acidic and attacks the magmatic sulfide minerals. So the fluid is more and more enriched in sulfur and metals as Fe (Alt, 1995). Notice that Fe ions are carried in the fluid at high temperatures as chloride complexes (e.g. $\text{FeCl}_3(\text{aq})$) (Helgeson et al., 1981). Therefore, a significant concentration of Fe can be carried easily in hydrothermal systems within oceanic crust thanks to leaching of magmatic rocks. High oxygen fugacities (equal to or above the HM oxygen buffer) are expected to maximize epidote stability (Poli and Schmidt, 2004) because epidote hosts iron in the fully oxidized state (Franz and Liebscher, 2004). How can we explain an increase of $f\text{O}_2$ through oceanic crust? One possibility might be a phase separation in the reaction zone. Indeed, fluid modification can occur from separation of the fluid into a low-salinity, vapor rich phase and a brine phase if the temperatures and the pressures exceed those of the boiling curve (Tivey, 2007). During this phase separation, volatiles enriched in hydrogen as H_2 and H_2S are incorporated into the vapor-rich phase (Von Damm, 1995). At last, all of these fluids rise rapidly to the seafloor via black smokers. Therefore, a peak of $f\text{O}_2$ might be reached in the reaction zone during the degassing of the hydrogenous volatiles.

References

- Alt, J., 1995. Subseafloor processes in mid-ocean ridge hydrothermal systems, In: Humphris, S.E., Zierenberg, R.A., Mullineaux, L.S., Thomson, R.E. (Eds.), *Seafloor hydrothermal systems: physical, chemical, biological, and geological interactions*. AGU Monograph Series, No. 91. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 85-114.
- Anastasiou, P., Langer, K., 1977. Synthesis and Physical Properties of Piemontite $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{-pMnp}_3^+$ ($\text{Si}_2\text{O}_7/\text{SiO}_4/\text{O}/\text{OH}$). *Contrib. Mineral. Petrol.* 60, 225-245.
- Baragar, W.R.A., Lambert, M.B., Baglow, N., Gibson, I.L., 1990. The sheeted dyke zone in the Troodos Ophiolite. In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C.

- (Eds.). Ophiolites: Oceanic crustal analogues; proceedings of the symposium "Troodos 1987". Minist. Agric. and Nat. Resour., Nicosia, Cyprus, pp. 37-51.
- Berndt, M.E., Seyfried Jr., W.E., Beck, J.W., 1988. Hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges: experimental constraints from Ca and Sr exchange reactions and Sr isotopic ratios. *J. Geophys. Res.* 93, 4573-4585.
- Berndt, M.E., Seyfried Jr., W.E., Janecky, D.R., 1989. Plagioclase and epidote buffering of cation ratios in mid-ocean ridge hydrothermal fluids: experimental results in and near the supercritical region. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 53, 2283-2300.
- Bettison-Varga, L., Schiffman, P., Janecky, D.R., 1995. Fluid-rock interaction in the hydrothermal upflow zone of the Solea graben, Troodos Ophiolite, Cyprus. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 296, 81-100.
- Boettcher, A.L., 1970. The system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O at high pressures and temperatures. *J. Petrol.* 11, 337-379.
- Brunsmann, A., Franz, G., Heinrich, W., 2002. Experimental investigation of zoisite-clinozoisite phase equilibria in the system CaO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.* 143, 115-130.
- Cann, J., Gillis, K., 2004. Hydrothermal insights from Troodos ophiolite, Cyprus, In: Davis E.E., Elderfield, H. (Eds.), *Hydrogeology of the oceanic lithosphere*. Cambridge University Press, pp. 274-311.
- Cannat, M., Mével, C., Maia, M., Deplus, C., Durand, C., Gente, P., Agrinier, P., Belarouchi, A., Dubuisson, G., Humier, E., Reynolds, J., 1995. Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22°–24°N). *Geology* 23, 49-52.
- Coelho, G., Branquet, Y., Sizaret, S., Arbaret, L., Champallier, R., Rozenbaum, O., 2013. Permeability beneath oceanic ridges: Experimental and numerical constraints. *Earth Planet Sci. Lett.* submitted.

- Delaney, J.R., Mogk, D.W., Mottl, M.J., 1987. Quartz-cemented breccias from the Mid-Atlantic Ridge: Samples of a high-salinity hydrothermal upflow zone. *J. Geophys. Res.* 92, 9175-9192.
- Eugster, P.H., Wones, D.R., 1962. Stability relations of ferruginous biotite, annite. *J. Petrol.* 3, 82-125.
- Franz, G., Liebscher, A., 2004. Physical and chemical properties of the epidote minerals – An introduction. *Rev. Mineral. Geochem.* 56, 1-80.
- Gillis, K.M., Roberts, M.D., 1999. Cracking at the magma–hydrothermal transition: evidence from the Troodos Ophiolite, Cyprus. *Earth Planet Sci. Lett.* 169, 227–244.
- Gunter, W.D., Myers, J., Girsperger, S., 1987. Hydrogen: metal membranes, In: Ulmer, G.C., Barnes, H.L. (Eds.), *Hydrothermal experimental techniques*. Wiley-Interscience, pp. 100-120.
- Hajash, A., 1975. Hydrothermal processes along mid-ocean ridges: An experimental investigation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 53, 205-226.
- Hajash, A., Archer, P., 1980. Experimental seawater/basalt interactions: Effects of cooling. *Contrib. Mineral. Petrol.* 75, 1-13.
- Hajash, A., Chandler, G.W., 1981. An experimental investigation of high-temperature interactions between seawater and rhyolite, andesite, basalt and peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 78, 240-254.
- Hardie, L.A., 1983. Origin of CaCl₂ brines by basalt-seawater interaction: insights provided by some simple mass balance calculations. *Contrib. Mineral. Petrol.* 82, 205-213.
- Helgeson, H.C., Kirkham, D.H., Flowers, G.C., 1981. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures. IV. Calculation of activity coefficients, osmotic coefficients, and apparent molal and

- standard and relative partial molal properties to 600°C and 5 kbar. *Am. J. Sci.* 281, 1249-1517.
- Holdaway, M.J., 1972. Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of fO₂ content and Fe content. *Contr. Mineral. Petrol.* 37, 307-340.
- Honnorez, J., 2003. Hydrothermal alteration vs. ocean-floor metamorphism. A comparison between two case histories: the TAG hydrothermal mound (Mid-Atlantic Ridge) vs. DSDP/ODP Hole 504B (Equatorial East Pacific). *C.R. Geoscience* 335, 781-824.
- Huebner, J.S., 1971. Buffering techniques for hydrostatic systems at elevated pressures, In: Ulmer, G.C. (Eds.), *Research techniques for high pressure and high temperature*. Springer-Verlag, pp. 123-176.
- Jenkins, D.M., Newton, R.C., Goldsmith, J.R., 1983. Fe-free clinozoisite stability relative to zoisite. *Nature* 304, 622-623.
- Jowitt, S.M., Jenkin, G.R.T., Coogan, L.A., Naden, J., Chenery, S.R.N., 2007. Epidosites of the Troodos Ophiolite: A direct link between alteration of dykes and release of base metals into ore-forming hydrothermal systems? In: *Digging deeper: proceedings of the ninth biennial meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits*. Dublin, Ireland, Irish Association for Economic Geology, pp. 1037-1040.
- Jowitt, S.M., 2008. Field, petrological and geochemical constraints on the release of base metals into hydrothermal fluids in Cyprus-type Volcanogenic Massive Sulphide (VMS) systems: an investigation of the Spilia-Kannavia epidosite zone, Troodos ophiolite, Cyprus. Ph. D. thesis. University of Leicester, England.
- Jowitt, S.M., Jenkin, G.R.T., Coogan, L.A., Naden, J., 2010. How much metal can you get? Quantified mass balancing of base metal release during epidosite zone alteration in ophiolite-hosted VMS systems. *Smart Science for Exploration and Mining*. Proceedings of the 10th Biennial SGA Meeting, Townsville, Australia, pp. 719-721.

- Jowitt, S.M., Jenkin, G.R.T., Coogan, L.A., Naden, J., 2012. Quantifying the release of base metals from source rocks for volcanogenic massive sulfide deposits: effects of protolith composition and alteration mineralogy. *J. Geochem. Explor.* 118, 47-59.
- Juteau, T., Manac'h, G., Moreau, O., L'écuyer, C., Ramboz, C., 2000. The high temperature reaction zone of the Oman ophiolite: new field data, microthermometry of fluid inclusions, PIXE analyses and oxygen isotopic ratios. *Mar. Geophys. Res.* 21, 351-385.
- Juteau, T., Maury, R., 2008. La croûte océanique – Pétrologie et dynamique endogènes. Société géologique de France. Vuibert, pp. 297-334.
- Kelley, D.S., Robinson, P.T., 1990. Development of a brine-dominated hydrothermal system at temperatures of 400~500°C in the upper level plutonic sequence, Troodos ophiolite, Cyprus. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 653-661.
- Kelley, D.S., Robinson, P.T., Malpas, J.G., 1992. Processes of brine generation and circulation in the oceanic crust: Fluid inclusion evidence from the Troodos Ophiolite, Cyprus. *J. Geophys. Res.* 97, 9307-9322.
- Kelley, D.S., Gillis, K.M., Thompson, G., 1993. Fluid evolution in submarine magma-hydrothermal systems at the Mid-Atlantic Ridge. *J. Geophys. Res.* 98, 19579-19596.
- Liou, J.G., 1973. Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. *J. Petrol.* 14, 381-413.
- Liou, J.G., Kim, H.S., Maruyama, S., 1983. Prehnite – epidote equilibria and their petrologic applications. *J. Petrol.* 24, 321-342.
- Lister, C.R.B., 1974. On the penetration of water into hot rock. *Geophys. J. Roy Astr. S.* 39, 465-509.

- Matthews, A., Goldsmith, J.R., 1984. The influence of metastability on reaction-kinetics involving zoisite formation from anorthite at elevated pressures and temperatures. *Am. Mineral.* 69, 848-857.
- Nagashima, M., 2006. Hydrothermal syntheses of epidote and piemontites on the join $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}_3+\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ - $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Mn}_3+\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ at relatively low pressures of 200-400 MPa. *J. Mineral. Petrol. Sci.* 101, 1-9.
- Nagashima, M., Geiger, C.A., Akasaka, M., 2009. A crystal-chemical investigation of clinozoisite synthesized along the join $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ - $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{CrSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. *Am. Mineral.* 94, 1351-1360.
- Nehlig, P., Watremez, P., Juteau, T., 1990. Geometry of the ridge axis hydrothermal circulation systems in the oceanic crust: the example of the Semail ophiolite (Oman), In: Malpas, J., Moores, E., Panayiotou A., Xenophontos, C. (Eds.), *Ophiolites: Oceanic crustal analogues. Proceedings of the symposium "Troodos 1987"*. Ministry of Agriculture and Natural Resources - Geological Survey Department of Cyprus, Nicosia, pp. 415-431.
- Nehlig, P., 1991. Salinity of oceanic hydrothermal fluids: a fluid inclusion study. *Earth Planet Sci. Lett.* 102, 310-325.
- Nehlig, P., 1993. Interactions between magma chambers and hydrothermal systems: oceanic and ophiolitic constraints. *J. Geophys. Res.* 98, 19621-19633.
- Nehlig, P., Juteau, T., Bendel, V., Cotton, J., 1994. The root zones of oceanic hydrothermal systems: constraints from the Semail ophiolite (Oman). *J. Geophys. Res.* 99, 4703-4713.
- Newton, R.C., 1966. Some calc-silicate equilibrium relations. *Am. J. Sci.* 264, 204-222.
- Nitsch, K.H., Winkler, H.G.F., 1965. Bildungsbedingungen von epidot und orthozoisit. *Beitrage zur Mineralogie und Petrographic* 11, 470-486.

- Pistorius, C.W.F., Kennedy, G.C., Sourirajan S., 1962. Some relations between the phases anorthite, zoisite and lawsonite at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.* 260, 44-56.
- Poli, S., Schmidt, M.W., 2004. Experimental subsolidus studies on epidote minerals. *Rev. Mineral. Geochem.* 56, 171-195.
- Prunier Jr., A.R., Hewitt, D.A., 1985. Experimental-observations on coexisting zoisite clinozoisite. *Am. Mineral.* 70, 375-378.
- Richardson, C.J., Cann, J.R., Richards, H.G., Cowan, J.G., 1987. Metal-depleted root zones of the Troodos ore-forming hydrothermal systems, Cyprus. *Earth Planet. Sci. Lett.* 84, 243-253.
- Riss, J., 1988. Principes de stéréologie des formes en pétrographie quantitative. Thèse de doctorat de l'université d'Orléans, France.
- Rose, N.M., Bird, D.K., 1994. Hydrothermally altered dolerite dykes in East Greenland: Implications for Ca-metasomatism of basaltic protoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, 420-432.
- Schiffman, P., Liou, J.G., 1983. Synthesis of Fe-pumpellyite and its stability relations with epidote. *J. Metamorph. Geol.* 1, 91-101.
- Schiffman, P., Smith, B.M., 1988. Petrology and oxygen isotope geochemistry of a fossil seawater hydrothermal system within the Solea Graben, Northern Troodos Ophiolite, Cyprus. *J. Geophys. Res.* 93, 4612-4624.
- Scott, S.D., 1997. Submarine hydrothermal systems and deposits, in: Barnes H.L. (Eds.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons (3rd edition), New York, pp. 797-876.

- Seewald, J.S., Seyfried Jr., W.E., 1990. The effect of temperature on metal mobility in subseafloor hydrothermal systems: Constraints from basalt alteration experiments. *Earth and Planetary Sci. Lett.* 101, 388-403.
- Seyfried Jr., W.E., Janecky, D.R., 1985. Heavy metal and sulphur transport during subcritical and supercritical hydrothermal alteration of basalt: influence of fluid pressure and basalt composition and crystallinity. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2545-2560.
- Seyfried Jr., W.E., Berndt, M.E., Seewald, J.S., 1988. Hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges: constraints from diabase alteration experiments, hot-spring fluids and composition of oceanic crust. *Can. Mineral.* 26, 787-804.
- Seyfried Jr., W.E., Ding, K., 1993. The effect of redox on the relative solubilities of copper and iron in Cl-bearing aqueous fluids at elevated temperatures and pressures: an experimental study with application to subseafloor hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 1905-1917.
- Tivey, M.K., 2007. Generation of seafloor hydrothermal vent fluids and associated mineral deposits. *Oceanogr.* 20, 50-65.
- Vanko, D.A., 1988. Temperature, pressure and composition of hydrothermal fluids, with their bearing on the magnitude of tectonic uplift at mid-ocean ridges, inferred from fluid inclusions in oceanic layer 3 rocks. *J. Geophys. Res.* 93, 4595-4611.
- Vanko, D.A., Bonnin-Mosbah, M., Philippot, P., Roedder, E., Sutton, S.R., 2001. Fluid inclusions in quartz from oceanic hydrothermal specimens and the Bingham, Utah porphyry-Cu deposit: a study with PIXE and SXRF. *Chem. Geol.* 173, 227-238.
- Vine, F.J., Smith, G.C., 1990. Structural and physical properties of the Troodos crustal section at ICRDG drillholes CY1, 1a and 4, In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.), *Ophiolites: Oceanic crustal analogues. Proceedings of the symposium "Troodos 1987"*. Ministry of Agriculture and Natural Resources Geological Survey Department, Republic of Cyprus, Nicosia, Cyprus, pp. 113-124.

Von Damm, K.L., 1995. Controls on the chemistry and temporal variability of seafloor hydrothermal fluids, In: Humphris, S.E., Zierenberg, R.A., Mullineaux, L.S., Thomson, R.E. (Eds.), Seafloor hydrothermal systems: Physical, chemical, biological, and geological interactions. AGU Monograph Series, No. 91, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 222-247.

2. Approche thermodynamique

Malgré la sursaturation du fluide à 60% pds éq CaCl_2 (M18-I&II et M19-I&II ; **Tableau 3.2**), aucune épidote n'a été synthétisée à 400°C et 400 bars (formation d'hédenbergite). Le programme SUPCRT associé à la base de données de 2007 a été utilisé pour mieux comprendre les domaines de stabilité des épidotes selon les différentes réactions. D'après les calculs des ΔG des réactions, l'épidote ferrifère ainsi que l'hédenbergite serait stable à haute température ($\Delta G < 0$ à partir de 600°C ; **Fig. 3.8, 3.10 et 3.11**) contrairement à la clinzoisite qui serait stable à basse température ($\Delta G < 0$ à partir de 300°C ; **Fig. 3.9**). Donc ces données thermodynamiques ne sont pas en accord avec nos résultats expérimentaux. De plus, ces simulations numériques montrent que le paramètre influant directement les domaines de stabilité est la température. La complexité des relations entre les solutions solides anorthite-albite et épidote-clinzoisite pourrait expliquer les différences observées avec les résultats expérimentaux.

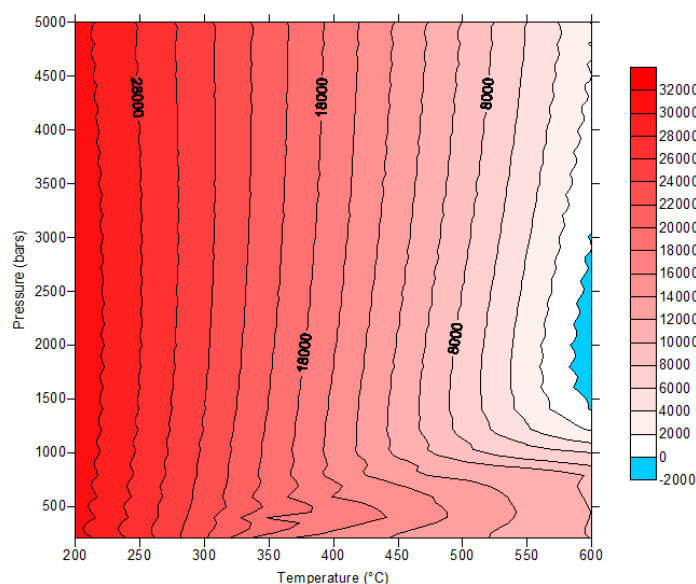


Figure 3.8 : ΔG (obtenu sur SUPCRT 2007) en fonction de la pression (en bars) et de la température pour la réaction : $4\text{Na}(\text{AlSi}_3)\text{O}_8 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + 4\text{Ca}(+2) + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH}) + 4\text{Na}(+) + 6\text{SiO}_2 + 4\text{h}(+)$

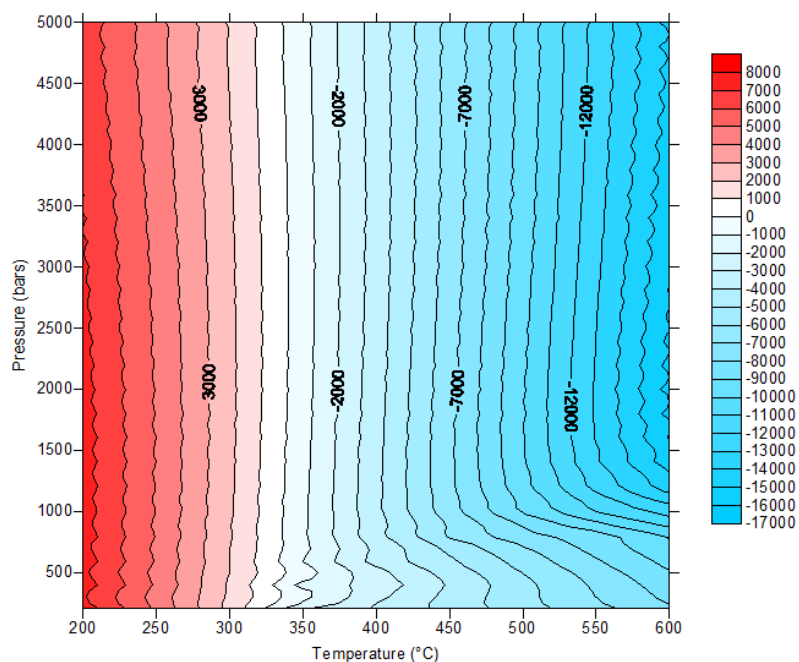


Figure 3.9 : ΔG (obtenu sur SUPCRT 2007) en fonction de la pression (en bars) et de la température pour la réaction : $3\text{Na}(\text{AlSi}_3)\text{O}_8 + 2\text{Ca}(+2) + 1\text{H}_2\text{O} \rightarrow 3\text{Na}(+) + \text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH}) + h(+) + 6\text{SiO}_2$

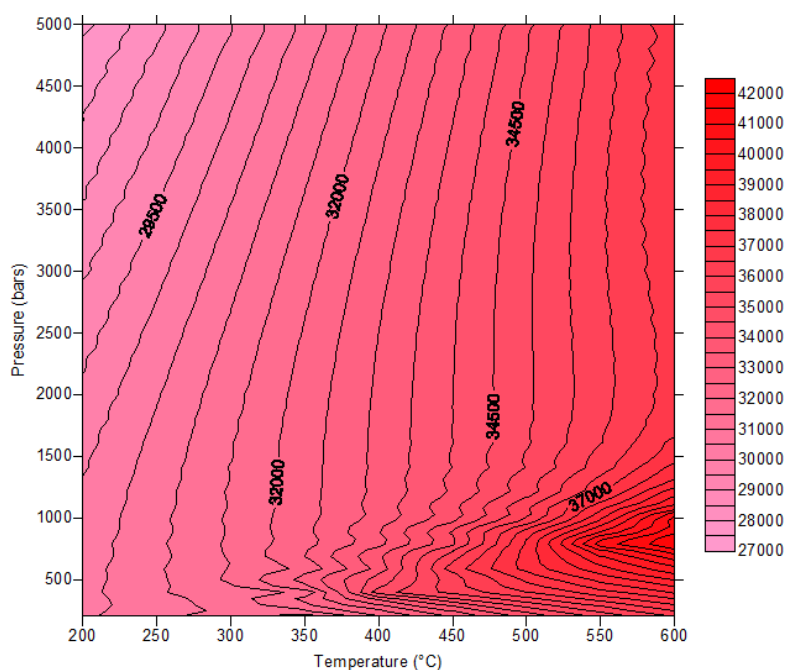


Figure 3.10 : ΔG (obtenu sur SUPCRT 2007) en fonction de la pression (en bars) et de la température pour la réaction : $2\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2)\text{O}_8 + 2\text{Ca}(+2) + 2\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH}) + 4h(+)$

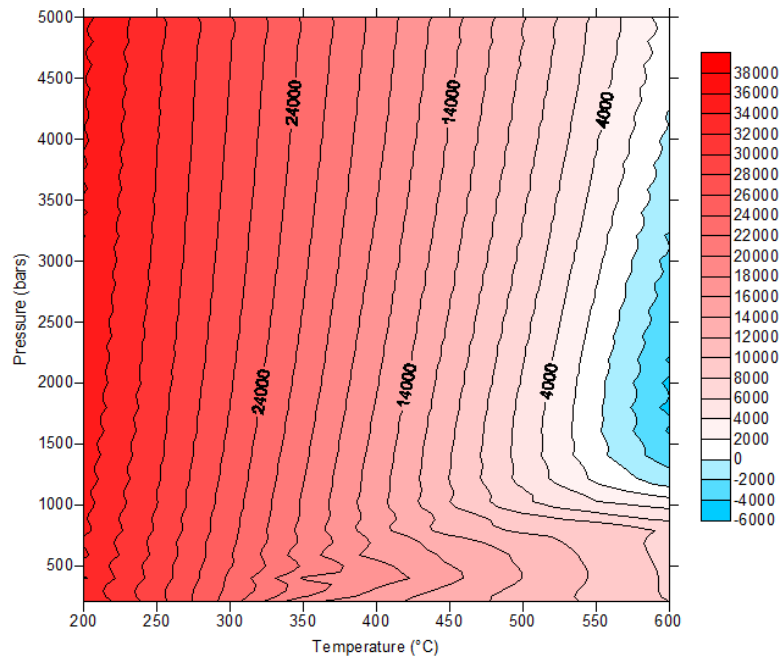


Figure 3.11 : ΔG (obtenu sur SUPCRT 2007) en fonction de la pression (en bars) et de la température pour la réaction : $4\text{Na(AlSi}_3\text{)O}_8 + 4\text{Ca}^{(+2)} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{(l)} + 1\text{H}_2\text{O} \rightarrow 4\text{Na}^{(+)} + 4\text{h}^{(+)} + 4\text{SiO}_2 + 2\text{CaFe}(\text{SiO}_3)_2 + 2\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{)O}_8$

Chapitre 4

Relations perméabilité- lithologie-déformation dans le complexe filonien

Chapitre 4

Relations perméabilité-lithologie- déformation dans le complexe filonien

Article 3.....	179
Abstract	181
1. Introduction	183
2. Experimental constant conditions.....	186
3. Starting material	186
4. Experimental method and in situ permeability measurements	188
5. Three-dimensional images of fracture networks and permeability numerical calculation after experiment	190
5.1. Acquisition of 3D images.....	190
5.2. Segmentation and numerical calculation of permeability	191
6. Results	192
6.1. In situ permeability measurements.....	192
6.1.1. Permeability evolution of metadiabase	192
6.1.2. Permeability evolution of strongly chloritized metadiabase	195
6.1.3. Permeability evolution of epidosite	196
6.2. Analysis of microstructures and numerical calculations of permeability after experiments....	196
6.2.1. Fractured metadiabase.....	196
6.2.2. Fractured strongly chloritized metadiabase.....	199
6.2.3. Fractured epidosite	200
7. Discussion	202
7.1. Effects of fracturation and lithology on in-situ permeability	202
7.2. Hydrothermal reaction: healing, sealing and role of chlorite content	203
7.3. Scale and decompression effects on permeability	205
7.4. Implications on fluid flow and alteration in oceanic ridge systems	206
6. Conclusion.....	207

References 208

Article 3 : Soumis dans / Submitted in « Earth and Planetary Science Letters »

Cet article se concentre sur les travaux réalisés en autoclave dynamique type Paterson. Cette étude pétrophysique, couplée à de la modélisation post-expérimentation, met en évidence les relations perméabilité-lithologie-déformation à la base du complexe filonien. De plus, cette étude apporte des nouvelles données sur les perméabilités des diabases et des épidosites sous des conditions *in situ*.

Permeability beneath oceanic ridges: Experimental and numerical constraints

Gabriel Coelho^{1,2,3*}, Yannick Branquet^{1,2,3}, Stanislas Sizaret^{1,2,3}, Laurent Arbaret^{1,2,3}, Rémi Champallier^{1,2,3}, Olivier Rozenbaum^{1,2,3}

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

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

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

*Correspondence to :

gabriel.coelho@univ-orleans.fr

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans

UMR 7327 – CNRS/Université d'Orléans

1A, Rue de la Férollerie

45071 Orléans Cedex 2

France

T: +33 (0)2 38 25 53 81

F: +33 (0)2 38 63 64 88

Abstract

Ocean-floor metamorphism and intense hydrothermal alterations beneath oceanic ridges are typical alterations in oceanic crust. However, the origin of metabasites as epidiosites found at the base of sheeted dyke complex is poorly understood in the literature. Permeability, allowing hydrothermal fluid flow, seems to be the key of this problem. So experiments were conducted to investigate the relations between permeability, lithology and deformation in sheeted dikes. Permeabilities of metadiabase, strongly chloritized metadiabase and epidiosite

from Troodos ophiolite in Cyprus have been measured in situ via the steady state flow method for Darcian flow using a Paterson gas-medium apparatus. All experiments have been achieved at 400°C, 100 MPa of confining pressure and 50 MPa of pore fluid pressure. In situ permeability has been measured by injection of water and argon before, during and after coaxial deformation. Resulting textures and mineralogy were studied by microscopy and X-ray tomography in order to identify mineral reactions and to calculate the permeability by numerical simulation after experiment.

During stress loading, a compactional/dilatancy evolution is observed only in experiments on epidosite. Fracturation tends to increase permeability by one order of magnitude, in situ permeability measurements give the following variations from $4 \times 10^{-20} \text{ m}^2$ to $2.9 \times 10^{-19} \text{ m}^2$ for metadiabase, $1 \times 10^{-20} \text{ m}^2$ to $2.6 \times 10^{-19} \text{ m}^2$ for strongly chloritized metadiabase and $6.5 \times 10^{-19} \text{ m}^2$ to $4.3 \times 10^{-19} \text{ m}^2$ for epidosite. Just after the macroscopic failure, in situ permeability using water decreases gently close to the initial value.

Textures suggestive of self-healing (observed in quartz grains) and sealing (silica gel observed within microcracks) could explain permeability reduction after macroscopic failure. Fractures are more or less closed according to the initial chlorite abundance forming gouge structures during deformation. 3D images of fractures allow calculating permeabilities by numerical simulations which values are five orders of magnitude higher than the in situ values. These numerical values obtained after experiments approach values from literature obtained by fracture and vein mapping on ophiolites (10^{-12} m^2). Such results demonstrate that the geometry and the textures observed in unloaded samples are not suitable to estimate in situ permeabilities and have to be very carefully interpreted.

Lower permeability in metadiabase and higher in epidosite demonstrate the positive feedback of the reaction of epidotization creating porosity and channelizing fluid flow through epidosites. However the initiation of hydrothermal fluid flow into the almost impermeable sheeted dikes is still questionable. According to this study, two hypotheses are proposed: fluid flow is initiated via cracks and fractures and/or hydrothermal fluid flows freely in a subsolidus rock via degassing.

Keywords: permeability; experiments; deformation; alteration; sheeted dyke complex; Troodos; metadiabase; epidosite; numerical simulations.

1. Introduction

Cold seawater penetrates through oceanic crust and its composition is modified approaching a heat source (magma chamber). Seawater becomes an acidic hydrothermal fluid causing modifications of the rocks constituting oceanic crust. Ocean-floor metamorphism and intense alterations as metabasites enriched in epidote in quartz, called epidiosites, are typical hydrothermal alterations in oceanic crust. These two kinds of alteration might be explained by the variability of one parameter: permeability, which can be higher beneath oceanic ridges. According to field studies, epidiosites appear to be linked with metal deposits (e.g. Richardson et al., 1987). So hydrothermal systems are complex and implicate different interactions between seawater and oceanic crust where permeability is the main constraint.

The hydrothermal fluid flow is divided into three areas (**Fig. 4.1**): 1) a recharge area corresponding to the downward flow, 2) a reaction zone at the base of sheeted dyke complex (~400°C) and, 3) a discharge area corresponding to upflow (Alt, 1995). Each area is characterized by specific hydrothermal reactions. Chloritization occurs in pillow lavas and sheeted dikes constituting the recharge area (Alt, 1995). An intense alteration represented by epidiosites is commonly found in discharge areas at the base of sheeted dikes of ophiolite complexes such as in Cyprus (e.g. Richardson et al., 1987) or in Oman (e.g. Nehlig, 1994).

Epidotization is not obvious in the current oceanic crust (Quon and Ehlers, 1963; Banerjee et al., 2000). Mineralogy and chemistry of epidiosites have been widely studied in exposed oceanic crusts as in the Troodos complex, Cyprus (Richardson et al., 1987; Schiffman and Smith, 1988; Kelley and Robinson, 1990; Bickle and Teagle, 1992; Alt, 1994; Booiij et al., 2000). However, the relations between the emplacement of diabase dikes, their alteration in epidiosites and the regional deformation remain poorly explored.

The thermo-hydrodynamics of such hydrothermal systems have been recently accessed through numerical darcian models (e.g. Fontaine et al., 2001; Coumou et al., 2006, 2009; Fontaine and Wilcock, 2007). However, permeability models established and used in these numerical codes are currently not accurate for oceanic ridges systems:

- i) Since deformation and fluid-rocks reactions-alterations interplay (e.g. feedbacks), the permeability constitutes a typical transient parameter.
- ii) Since oceanic ridges exhibit two associated fractures directions almost respectively normal and parallel to their axis, permeability is an anisotropic parameter.
- iii) Since permeability greatly vary with depth and lithologies (Fisher, 1998; Becker and Fisher, 2000).

Permeabilities in oceanic crust are usually measured via three main approaches.

First, in situ bulk permeability of extrusive volcanic rocks and sheeted dikes has been measured through Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program (DSDP/ODP). Different techniques, like drill-string packer and thermal flow meter measurements (Becker, 1989; Fisher, 1998; Becker and Fisher, 2000), have been used. These direct measurements indicate a wide range of permeabilities (**Fig. 4.1**). A well established result is that permeability decreases with depth from 10^{-13} m² in the upper few hundred meters of the seafloor to 10^{-18} m² at 1200 meters of depth.

Second, an indirect approach is used to deduce permeabilities from fracture and vein mapping on ophiolites (e.g. Cyprus, Oman). In this case, permeabilities are calculated using various fracture models. Different methods can be used: the parallel plate method, the matrix addition method and the stochastic method (van Everdingen (1995) in Troodos ophiolite of Cyprus; Nehlig (1994) in Semail ophiolite of Oman). In Oman, calculated permeabilities vary between 10^{-11} and 10^{-12} m² at the base of the sheeted dikes. In Troodos ophiolite, sheeted dikes have an on-axis permeability estimated between 10^{-12} and 10^{-8} m², while fractured diabase containing calcite-filled veins have an off-axis permeability of 10^{-21} to 10^{-18} m². These results, based on hydrothermal veins finite thicknesses and distributions, do not account for the transient character of aperture/closure of fractures at in-situ confining and fluid pressures. Moreover, exhumations of ophiolites might be responsible of some dilatancy at the whole ophiolite massif scale.

Third, experimental approaches in laboratory dedicated to permeabilities measurements in oceanic hydrothermal systems are very few in the pressure/temperature conditions prevailing in natural system. These experiments, which evaluate the effects of deformation on permeability, have been almost performed on granitic rocks (Zoback and Byerlee, 1975; David et al., 1999; Tenthorey and Gerald, 2006), sandstones (Tenthorey et al., 1998, 2003; Tenthorey and Cox, 2006), mudstones and fault gouge (e.g. Zhang and Cox, 2000), calcite (e.g. Zhang et al., 1994a) and serpentinites (Tenthorey and Cox, 2003; Hirose et al., 2006). Moreover, only one series of experiments (e.g. Tenthorey and Gerald, 2006) uses water as pore fluid, allowing studying feedback between permeabilities, potential hydrothermal reactions and deformation.

In this paper, we aim to constrain hydrodynamics during transient processes (hydrothermal sealing and/or healing and fracturation) at the base of the sheeted dyke complex close to the reaction zone. Our samples come from the Troodos ophiolite complex (Cyprus). We carried on experiments at temperature, confining and fluid pressures prevailing in this zone.

Moreover, applying differential stresses, we account for brittle deformation of rocks which occurred during oceanic crust spreading. In addition, as lithology is another major controlling factor on permeability, we performed experiments with the three main rock types (metadiabase, chloritized metadiabase and epidosite) encountered around the reaction zone at Troodos. We further discuss the implication of our results in terms of interaction between hydrodynamics/deformation/reaction. Finally, our results highlight fluid flow processes implied during pervasive alteration (e.g. epidotization) of diabase in the sheeted dyke complex.

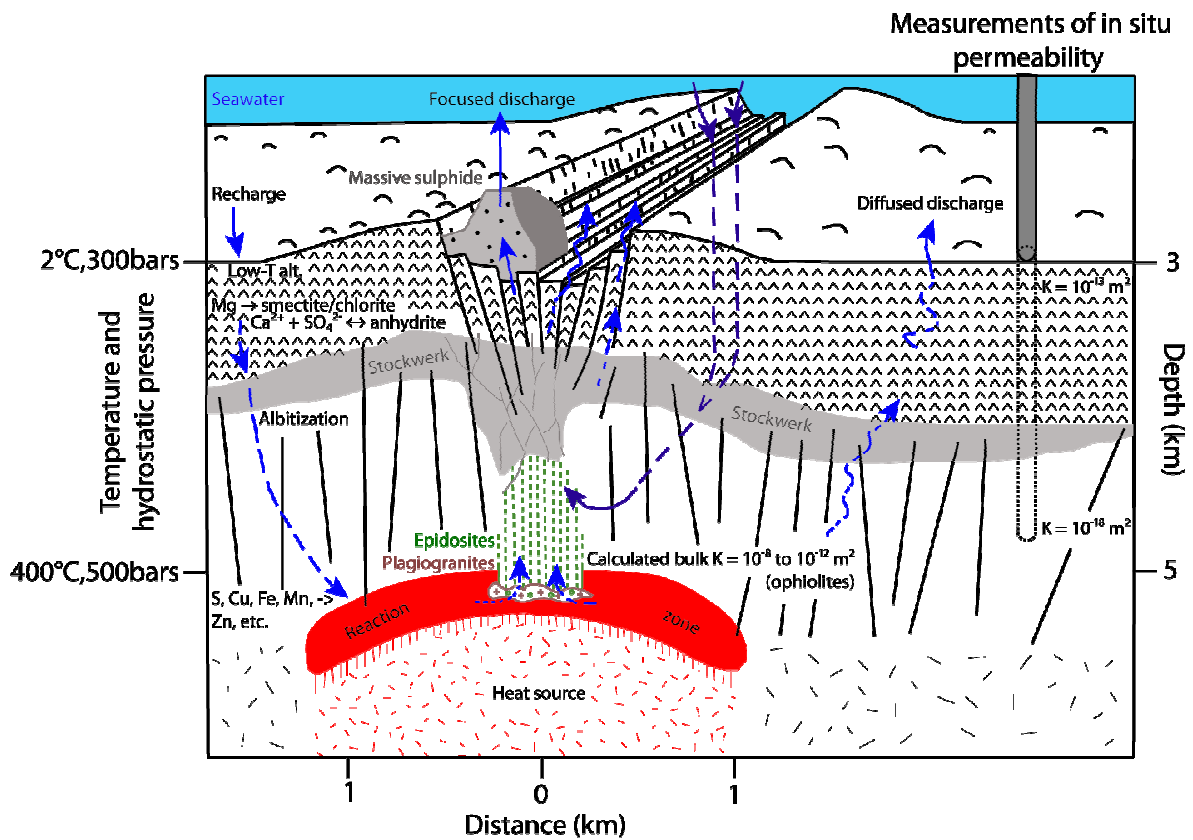


Figure 4.1: Diagram of a typical hydrothermal system within an oceanic ridge axial zone. Compiled and modified from Alt (1995), van Everdingen (1995) and Becker and Fisher (2000). Notice that hydrothermal fluid flow (recharge area, reaction zone and discharge area) can be represented in two directions (perpendicular and parallel to ridge axis).

2. Experimental constant conditions

To fix our experimental conditions, the well defined stratigraphy of Troodos around Mt. Olympus from studies on International Crustal Research Drilling Group (*ICRDG*) *drill-holes* (CY1, 1a and 4; Vine and Smith, 1990) was used. It indicates a thickness of rocks above the reaction zone around 2 km (**Fig. 4.1**). A mean seawater depth above mid-ocean ridges of 3 km was assumed. Thus, the lithostatic pressure at the base of the sheeted dyke complex is close to 90 MPa. Since the thickness of volcanic and sedimentary rocks varies along axis for slow-spreading ridges (e.g. Cannat et al., 1995), the experimental confining pressure was fixed at 100 MPa. This configuration corresponds to hydrostatic fluid pressure around 50 MPa (**Fig. 4.1**). In first approximation, as in many numerical models, we assume a hydrostatic fluid pressure gradient. Therefore, a target pore fluid pressure at 50 MPa was fixed.

Experimental temperature was established using data from fluid inclusion studies. At Troodos, trapping temperatures range between 300 and 400°C (Richardson et al., 1987; Schiffman and Smith, 1988; Kelley and Robinson, 1990; Kelley et al., 1992; Bettison-Varga et al., 1995). Similar temperatures have been estimated at the roof of the magma chamber in other ophiolite complexes (e.g. Oman; Nehlig, 1991; Nehlig et al., 1994). Considering all these studies, the experimental temperature was fixed at 400°C.

3. Starting material

To closely reach our objectives and match natural processes, three representative samples, which present typical hydrothermal alterations from the sheeted dyke complex of Troodos ophiolite, have been selected:

1) A diabase metamorphosed at the greenschist facies conditions (closed to the village of Askas; X= 506547.522; Y= 3866086.848; Cyprus metric grid). This sample is named hereafter metadiabase. The selected sample is composed of quartz, calcic plagioclase (An64%), actinolite, accessory chlorite and sparse magnetite (**Fig. 4.2A**). The microgranular, doleritic texture is well preserved with the presence of spherulites of plagioclase and actinolite. Moreover, the magnetite grains present ilmenite exsolutions. Therefore, most of the magmatic texture is preserved. Actinolite and chlorite are relevant from a typical ocean-floor metamorphism, widely widespread in the current oceanic floors (Honnorez, 2003). It is considered resulting from distal alteration processes away from the focused discharge area.

2) A strongly chloritized metadiabase presenting little evidences of epidotization (closed to the village of Galata; X= 490689.092; Y= 3875265.152). The selected sample is enriched in chlorite, the other phases being quartz, albite, actinolite, very small amount of epidote and sparse magnetite (**Fig. 4.2B**). Ghosts of primary magmatic texture are less recognizable because of the intense chloritization. The degree of alteration of this sample is more intense than within the metadiabase.

3) An epidosite (from the Spilia-Kannavia epidosite zone; X= 496904.572; Y=3869827.252). The selected sample is composed of epidote, lobate quartz, chlorite and titanite replacing ilmenite (**Fig.4.2C**). The texture is granoblastic. So, this rock underwent a pervasive alteration with intense replacements, from ridge axis proximal processes in focused discharges of hydrothermal fluids (Honnorez, 2003).

All specimens were cored (30 mm in length and 10 mm in diameter) from large rock samples.

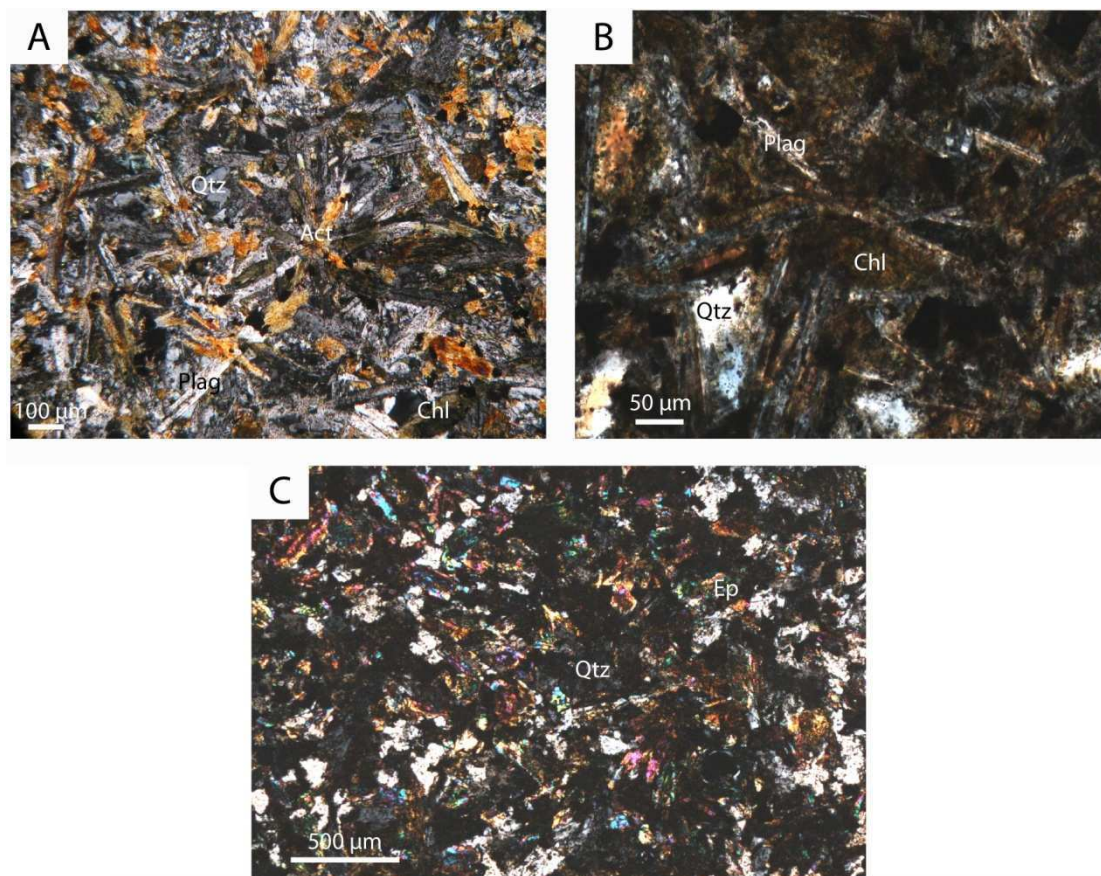


Figure 4.2: Photomicrographs in crossed polars of the three lithologies sampled from sheeted dikes in Troodos ophiolite. (A) Metadiabase presenting relics of doleritic texture (spherulites of actinolite and plagioclase feldspar). The magmatic texture is well preserved despite the reequilibration in the greenschist facies conditions. (B) Strongly chloritized

metadiabase, spherulites of plagioclase grains are less discernible. (C) Epidosite enriched in epidote and quartz. Magmatic texture is overprinted by an intense metasomatic replacement leading to a granoblastic texture. Abbreviations: Act = Actinolite; Chl = Chlorite; Ep = Epidote; Plag = Plagioclase; Qtz = Quartz.

4. Experimental method and in situ permeability measurements

All measurements were conducted in an internal heating Paterson gas apparatus able to control independently confining pressure (P_c), pore pressure (P_p), temperature (T), and longitudinal strain (ϵ) (Paterson, 1970). Argon and de-ionized water were used as pore fluids. Pore fluids pressure is isolated from the argon confining medium by an iron jacket (**Fig. 4.3**) (Tenthorey and Cox, 2006). Moreover, a copper jacket is inserted between the specimen and iron jacket in order: i) to minimize risk of jacket rupture during failure of the specimen; ii) to allow perfect coupling between the specimen and jacket, preventing any fluid shortcut of pore fluid flow. For each starting material (**Table 4.1**), two experiments were performed with either argon or de-ionized water as pore fluid. In all experiments, the experimental procedure started by raising P_c up to the target level of 100 MPa. Pore pressure was increased in tandem with P_c up to a value of 50 MPa. To ensure coupling between the specimen and jacket, all specimens were initially heated to 500 °C during 15 minutes. Once temperature stabilized at 400°C, permeability was measured before, during (at different stagnant steps of differential stress) and after deformation of the specimen. Between each loading step, the strain rate was constant at $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Permeability was measured using the steady state flow method for Darcian flow, in which a pressure head (ΔP in Pa) is applied across the specimen, with the resulting flow rate (Q) being proportional to permeability (k in m^2):

$$k = (\mu L Q) / (A \Delta P)$$

where μ is fluid viscosity ($\mu = 67.990 \times 10^{-6} \text{ Pa.s}$ for water and $\mu = 49.057 \times 10^{-6} \text{ Pa.s}$ for argon at 400°C and 50 MPa; Kestin et al., 1984; Younglove and Hanley, 1986), L (in m) is specimen length and A (in m^2) is specimen cross-sectional area. Imposed pore pressure differences across the specimens during permeability measurements were about 3 MPa. This constant pore pressure gradient was monitored using high precision volumeters. The

margins of error were calculated from the derivative of $\ln(k)$. Furnace calibrations indicate that there is at most 5°C variation along the length of the specimen.

At the end of each experiment, specimens were completely unloaded. Moreover, no quench was made. Confining and pore pressures were decreased in tandem. After all experiments, one third part of the fractured specimen was cut to perform X-ray microtomography in order to obtain 3D images of the porous network. The other two-third part was used to make a polished thin section.

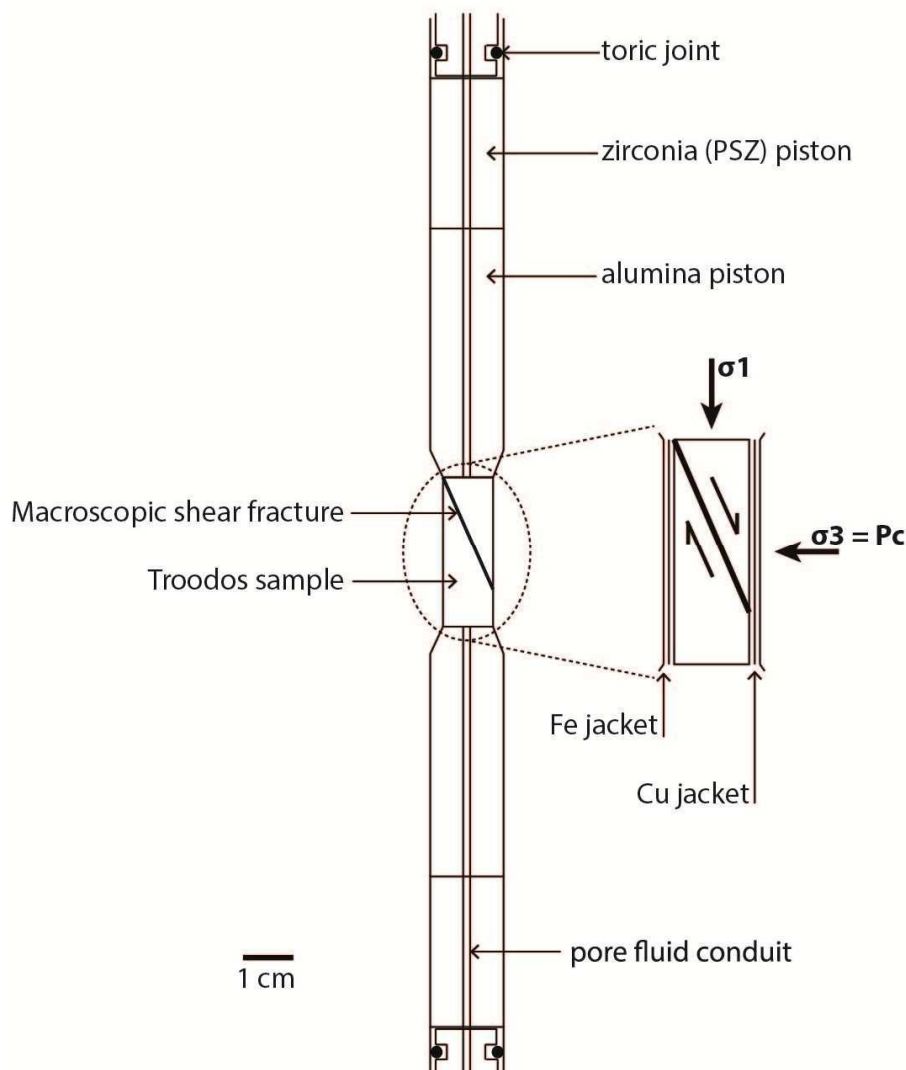


Figure 4.3: Sketch of sample column assembly used in all experiments. Pore fluids are isolated from the argon confining medium by an iron jacket with toric joints at the top and bottom of column. Notice the presence of a copper jacket between the specimen and iron jacket.

Run	Sample material	Fluid	Steps of differential stress (MPa) until macroscopic failure	Duration
PP239	Mtb	Argon gas	0 → 1000	42 hours
PP274	Mtb	De-ionized water	0-100-200-300-400-500-600 → 700	30 hours
PP324	Strongly chloritized mtb	Argon gas	0 → 200	28 hours
PP298	Strongly chloritized mtb	De-ionized water	0-100-200 → 250	28 hours
PP332	Epidosite	Argon gas	0-100-200-300 → 350	27 hours
PP308	Epidosite	De-ionized water	0-100-200-300 → 350	52 hours

Table 4.1: Experiment conditions. All of experiments were performed at $P_c = 100$ MPa; $P_p = 50$ MPa; $T = 400^\circ\text{C}$; Abbreviation: Mtb = Metadiabase.

5. Three-dimensional images of fracture networks and permeability numerical calculation after experiment

After each experiment, 3D images of fracture networks were obtained and permeability has been calculated through numerical simulation so as to compare these results with in situ permeability measurements.

5.1. Acquisition of 3D images

Microtomography analyses were performed using an industrial CT device Nanotom 180NF (GE Phoenix|x-ray, Wunstorf, Germany) available at the ISTO. This unit has an 180kV nanofocus X-ray tube and a digital detector array (2304X1152 pixels Hamamatsu detector). A target made of tungsten was used in order to obtain high accelerating voltage. Samples were placed in the chamber and rotated by 360 degrees during acquisition. The samples (in the form of 10 mm diameter rods) were mounted and waxed on a carbon fiber rod. An operating voltage of 160 kV and a filament current of 23 μA were applied. The distance between the X-ray source and the sample and between the X-ray source and the detector was 22 and 400 mm, respectively, giving a voxel size of 5.5 μm . The 2000 projection images (angular increment of 0.18°) were acquired during stone rotation (with an acquisition time of 4 hours).

The resulting projections were converted into a 3D image stack using a microcluster of four PCs with the Phoenix 3D reconstruction software (filtered back projection Feldkamp

algorithm; Feldkamp et al., 1984). The reconstruction software contains several different modules for artifact reduction (e.g. beam hardening, ring artefacts) to optimize the results. Theoretically, with a monochromatic X-ray (e.g., from a synchrotron beamline), the relation between pixel value (attenuation coefficient) and the compound's mass density is well defined by the Beer-Lambert equation (Peix et al., 2000). With a polychromatic X-ray beam, which is the case for laboratory XCT, artifacts are inevitable and difficult to remove. It is therefore difficult to lay pixel values with material densities in an absolute and quantitative manner. Frequently encountered artifacts include: beam hardening effect (Van de Castele et al., 2004) where an object of uniform density appears to have a thick and dense skin or ring effect (Lumpkin et al., 2003), generally caused by temporary and spurious bad pixels in the detector. This effect can be reduced by the reconstruction software, but only to a certain extent and is less effective for a multi-component object. Using a filtered back projection algorithm, a computer reconstructed the projections to obtain cross-sectional images of the sample (tomograms). Stacking these reconstructed images forms a 3D image of the sample (volume dataset). At each space position of the resulting dataset, a grey-value corresponds to the effective X-ray attenuation coefficient. Therefore, if the principal compounds of the object are known and have a sufficient density contrast, the distribution of these compounds within the object can be easily deduced. Finally, the 16-bit 3D image was converted into 8-bit (256 grey levels) for the image analysis processing.

5.2. Segmentation and numerical calculation of permeability

Calculation of permeability involves correctly segmenting the solid and the porous phases. Image segmentation, the process by which a greyscale image is converted into black and white voxels, was done using ImageJ (rsb.info.nih.gov/ij, accessed 01/2012). Because it was not possible to directly threshold the greyscale images we used two filters in order to obtain binary images (the fractures in black and the matrix in white). The first filter is “A Trous filter”, which removes noise using wavelet-based analysis. After thresholding, the resulting binary (black and white) image was filtered with the “3D Analysis” plugin (Iannuccelli et al., 2010) so as to eliminate the smallest particles that correspond to noise. We visualized in 3D the fracture networks in the segmented volumes with the software Blob3D.

Single phase gas flow simulations were done through the segmented volumes using a computer cluster with the highly parallelized lattice Boltzmann code, Palabos (see details in

Degruyter et al., 2010). The segmented volumes were converted in an input file using a Matlab script. This input file allows the code to read the geometry, in which the walls of the porous medium are converted to bounce-back boundary conditions. Palabos simulates a flow of laminar fluid from one end of the segmented volume to the other when a pressure gradient is applied. Darcy's law is used together with the steady-state velocity distribution throughout the 3D volume, the given pressure gradient, and the fluid viscosity to solve for permeability k in nondimensional lattice units. This value is easily converted to real world units by multiplying it by the square of the effective length of a voxel side. For each volume, one permeability value is obtained in the vertical direction. To be able to apply Darcy's law, it is important to make sure the flow is laminar (i.e., Reynolds number $\ll 1$). This was tested by ensuring that the permeability values were constants at different applied pressure gradients.

6. Results

6.1. In situ permeability measurements

6.1.1. Permeability evolution of metadiabase

For the first experiment on metadiabase (PP239, **Table 4.1**), argon was used as pore fluid. Before deformation of the specimen, three permeabilities were measured near 2.5×10^{-20} m² (**Fig. 4.4A**). Then, the specimen was subjected to axial loading until macroscopic failure appears around 1000 MPa. Just after the failure and the unloading of the specimen, permeability increased by about one order of magnitude relative to the starting isostatic conditions. Despite the inert nature of argon, permeability tends to decrease with time. After the last measure of permeability, no measure was possible, the specimen being completely impermeable. At that time, permeability was certainly less than 5×10^{-21} m², which corresponds to the minimum permeability measurable with the steady-state flow method (GSA repository item 2003132 of Tenthorey and Cox, 2003).

For the second experiment on metadiabase (PP274, **Table 4.1**), de-ionized water was used as pore fluid. Before deformation of the specimen, two permeabilities were measured near 4×10^{-20} m² (**Fig. 4.4B**). Then, the specimen was progressively loaded and permeability

measured at each increment of differential stress. From the first increment of differential stress (100 MPa) and until the macroscopic failure, permeability tended to decrease with time. Contrary to the previous experiment, the failure occurred at a lower differential stress of 700 MPa. Later on, a differential stress of 250 MPa was maintained with no permeability variation. A peak of permeability appeared ($2.9 \times 10^{-19} \text{ m}^2$) after the complete unloading of the specimen. The end of the experiment is characterized by a slow regular decrease of permeability to a value around $6 \times 10^{-21} \text{ m}^2$.

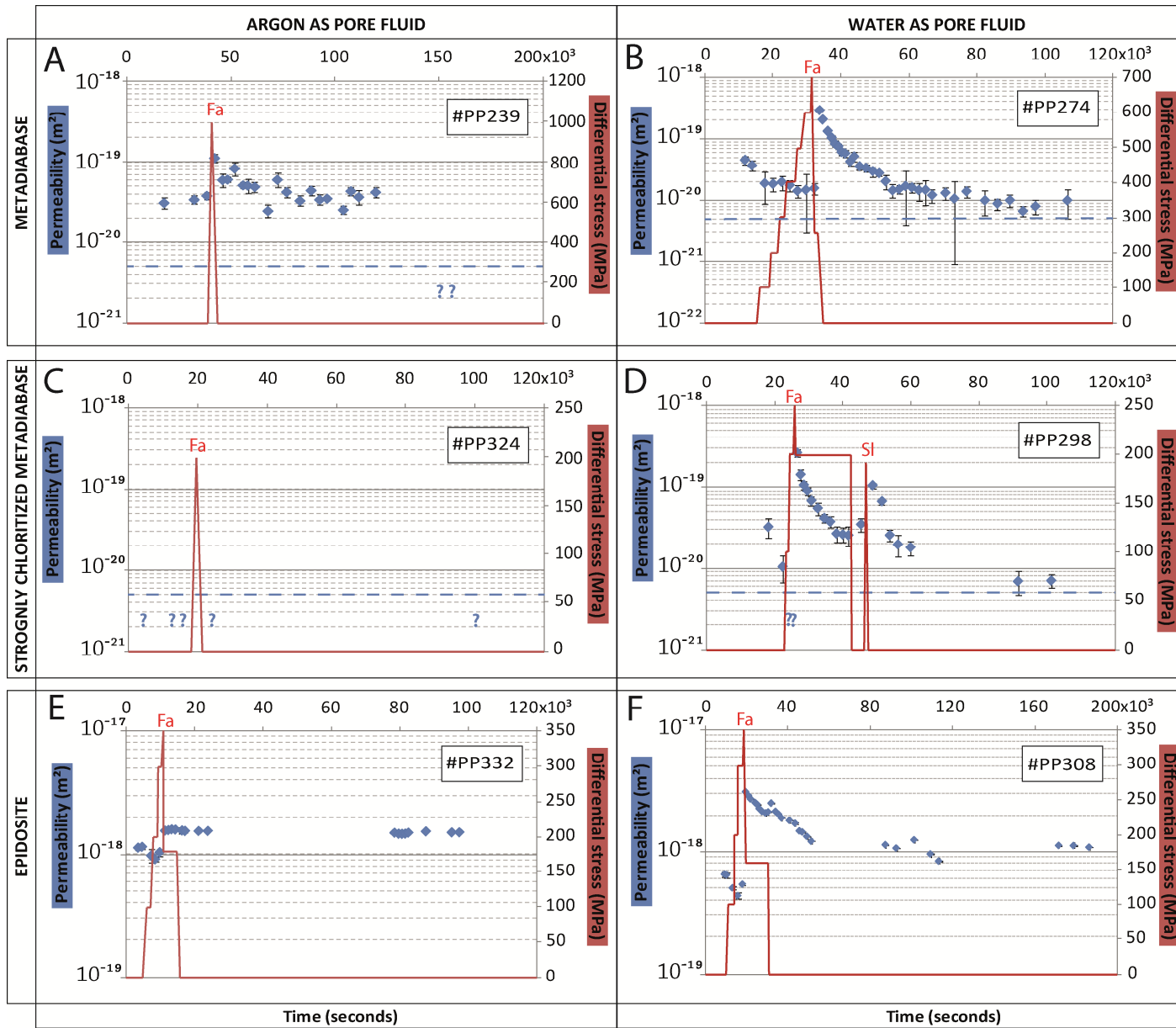


Figure 4.4: Permeability evolutions of three representative hydrothermal alterations from the sheeted dyke complex from Troodos ophiolite: metadiabase (A&B), strongly chloritized metadiabase (C&D) and epidosite (E&F). In (A&C), permeability was measured before and after macroscopic failure (Fa). In (B, D, E and F), permeability was measured at different steps of differential stress. Each measure of permeability (in blue) corresponds to a step of differential stress (in red). In (D), when permeability stabilized after macroscopic failure (Fa), we deformed again the specimen with a slip (Sl) of 300 μm on the fracture. Permeability was measured with argon (A, C and E) and water (B, D and F) as pore fluid. The minimum permeability measurable by the steady-state flow method is fixed at $5 \times 10^{-21} \text{ m}^2$ (GSA repository item 2003132 of Tenthorey and Cox, 2003) and represented by blue dashes. Non-measurable permeabilities are represented by question marks below this limit. Notice that the margins of error of the measurements of permeability on epidosite are almost zero (E&F).

6.1.2. Permeability evolution of strongly chloritized metadiabase

The first experiment was performed with argon as pore fluid (PP324, **Table 4.1**). No permeability has been measured, even after the macroscopic failure (**Fig. 4.4C**). Therefore, the specimen might have a permeability lower than $5 \times 10^{-21} \text{ m}^2$ under isostatic conditions.

For the second experiment with de-ionized water as pore fluid (PP298, Table 1), two permeabilities were measured with infiltration of water before loading at different steps of differential stress. These initial values were comprised between 1×10^{-20} and $3 \times 10^{-20} \text{ m}^2$ (**Fig. 4.4D**). For all loading steps, no measure of permeability was possible. The macroscopic failure occurred at a differential stress of 250 MPa. After that, a differential stress of 200 MPa was maintained and permeability increased up to $2.6 \times 10^{-19} \text{ m}^2$. Afterwards, permeability decreased with time to $2.5 \times 10^{-20} \text{ m}^2$. Just after the unloading of the specimen, the permeability increased slightly to $3.4 \times 10^{-20} \text{ m}^2$. This variation being within the incertitude, the sample had been re-shortened of 300 μm , slip along the macroscopic fracture accommodating most of the displacement. Just after this second deformation, a complete unloading of the specimen was realized. At this moment, permeability increased to $1.0 \times 10^{-19} \text{ m}^2$. Finally, permeability dropped quickly to $6.9 \times 10^{-21} \text{ m}^2$, a value close to the minimum permeability measurable.

6.1.3. Permeability evolution of epidosite

For the first experiment on epidosite, argon was used as pore fluid (PP332, **Table 4.1**). The two starting permeabilities were around $1.1 \times 10^{-18} \text{ m}^2$ (**Fig. 4.4E**). After the first two increments of differential stress (100 and 200 MPa), permeability decreased to $9.0 \times 10^{-19} \text{ m}^2$. At the last increment of differential stress (300 MPa), permeability increased slightly to $1.0 \times 10^{-18} \text{ m}^2$. The macroscopic failure occurred at a differential stress of 350 MPa. After that, a differential stress of 180 MPa was maintained and permeability remained constant around $1.6 \times 10^{-18} \text{ m}^2$. Permeability was not affected by the complete unloading of the specimen and no permeability reduction was observed. Permeability remained constant until the end of the experiment.

Using water as pore fluid (PP308, **Table 4.1**), two permeabilities were measured close to $6.5 \times 10^{-19} \text{ m}^2$ before deformation (**Fig. 4.4F**). After the first two steps of differential stress (100 and 200 MPa), permeability decreased to $4.3 \times 10^{-19} \text{ m}^2$. At the last differential stress (300 MPa), permeability increased slightly to $5.4 \times 10^{-19} \text{ m}^2$. The macroscopic failure occurred at a differential stress of 350 MPa. After fracturation, a differential stress of 160 MPa was maintained. Permeability decreased and stabilized at $2.1 \times 10^{-18} \text{ m}^2$. After the complete unloading of the specimen, permeability increased to $2.5 \times 10^{-18} \text{ m}^2$. Later on, permeability decreased slowly and stabilized at values close to $1.0 \times 10^{-18} \text{ m}^2$.

6.2. Analysis of microstructures and numerical calculations of permeability after experiments

In this study, all analyses under scanning electron microscope (SEM) were conducted on polished thin sections using a TESCAN MIRA 3 XMU (voltage = 25 kV).

6.2.1. Fractured metadiabase

In both experiments (PP239 and PP274), no gouge was observed under SEM along the main fractures. The entire fracture network is widely opened after experiments (**Fig. 4.5A**). The polished thin sections show opened micro fractures perpendicular to σ_1 and a set of microcracks parallel to σ_1 (**Fig. 4.5B**). In the specimen from the argon experiment, an amorphous phase was observed within microcracks (**Fig. 4.5C**). Energy dispersive

spectroscopy (EDS) analyses suggest that it possibly corresponds to a silica gel. Both experiments present abundant crack textures suggestive of self-healing within quartz grains (**Fig. 4.5D**).

The 3D fracture networks reconstructed from micro-tomographic analysis are composed of conjugate shear fractures associated with thin fractures sub normal to σ_1 (**Fig. 4.6A&B**). Close observations on sectional images showed that the fractures sub normal to σ_1 tends to follow curved mineral grain borders. Single phase gas flow simulations were done through these fracture networks. The resulting permeabilities are $3.07 \times 10^{-13} \text{ m}^2$ and $3.35 \times 10^{-13} \text{ m}^2$ for the samples issued from the experiments with argon (PP239) and water (PP274) respectively.

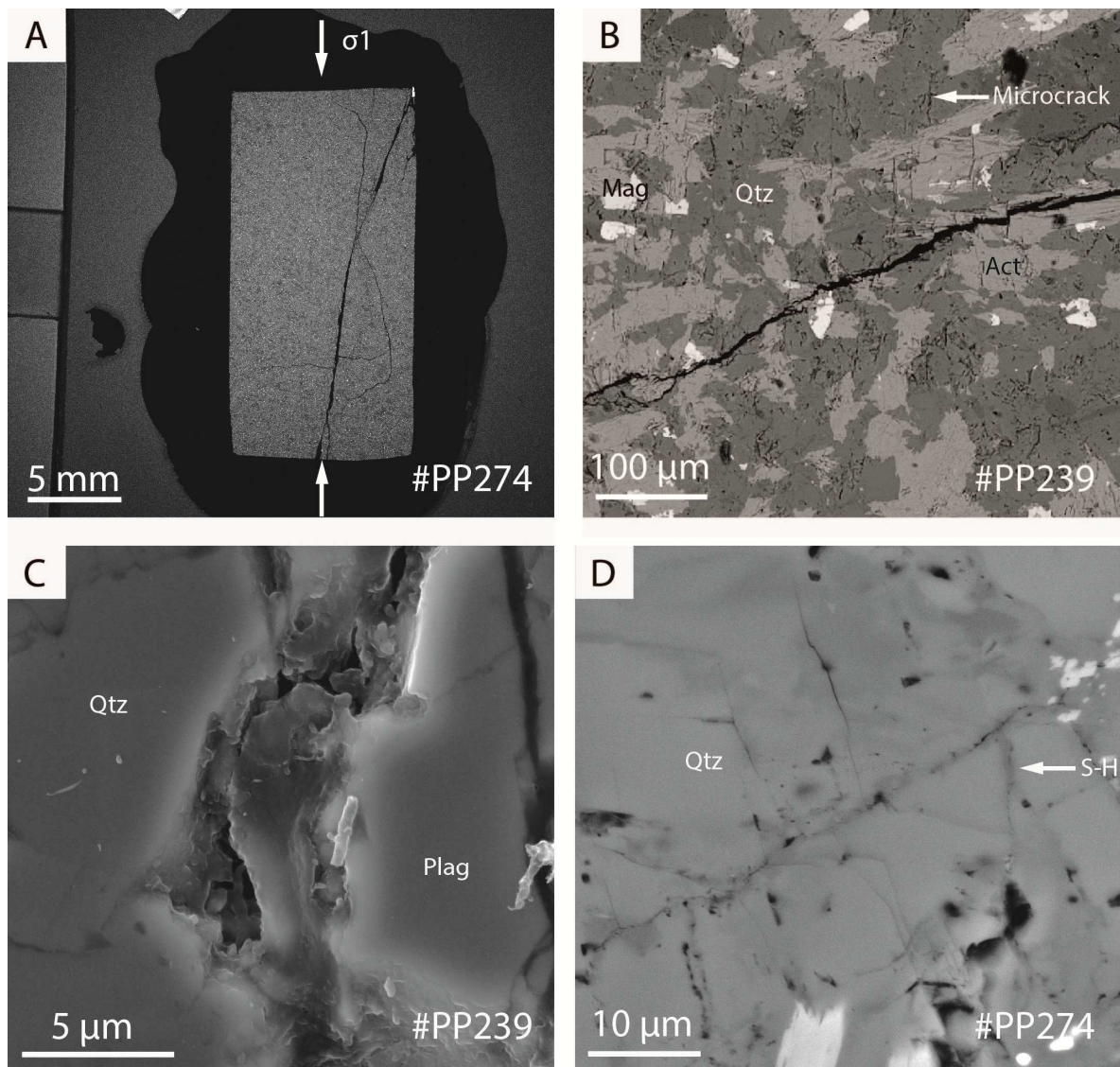


Figure 4.5: SEM micrographs showing microstructures and typical textures after experiments on metadiabase (in all images σ_1 is vertical). (A) SEM image of the top of the fractured specimen after experiment with water (PP274). Note that the lower part of the sample is missing because it has been cut for X-Ray microtomography. (B) SEM image showing microcracks parallel to σ_1 and a microfracture subnormal to σ_1 in the fractured specimen after experiment with argon (PP239). (C) High magnification SEM image of same specimen as in (B) showing a silica gel between quartz and plagioclase feldspar grains. (D) High magnification SEM image of same specimen as in (A) showing a grain of quartz presenting self-healing texture (S-H). Abbreviations for minerals: Act = Actinolite; Mag = Magnetite; Plag = Plagioclase; Qtz = Quartz.

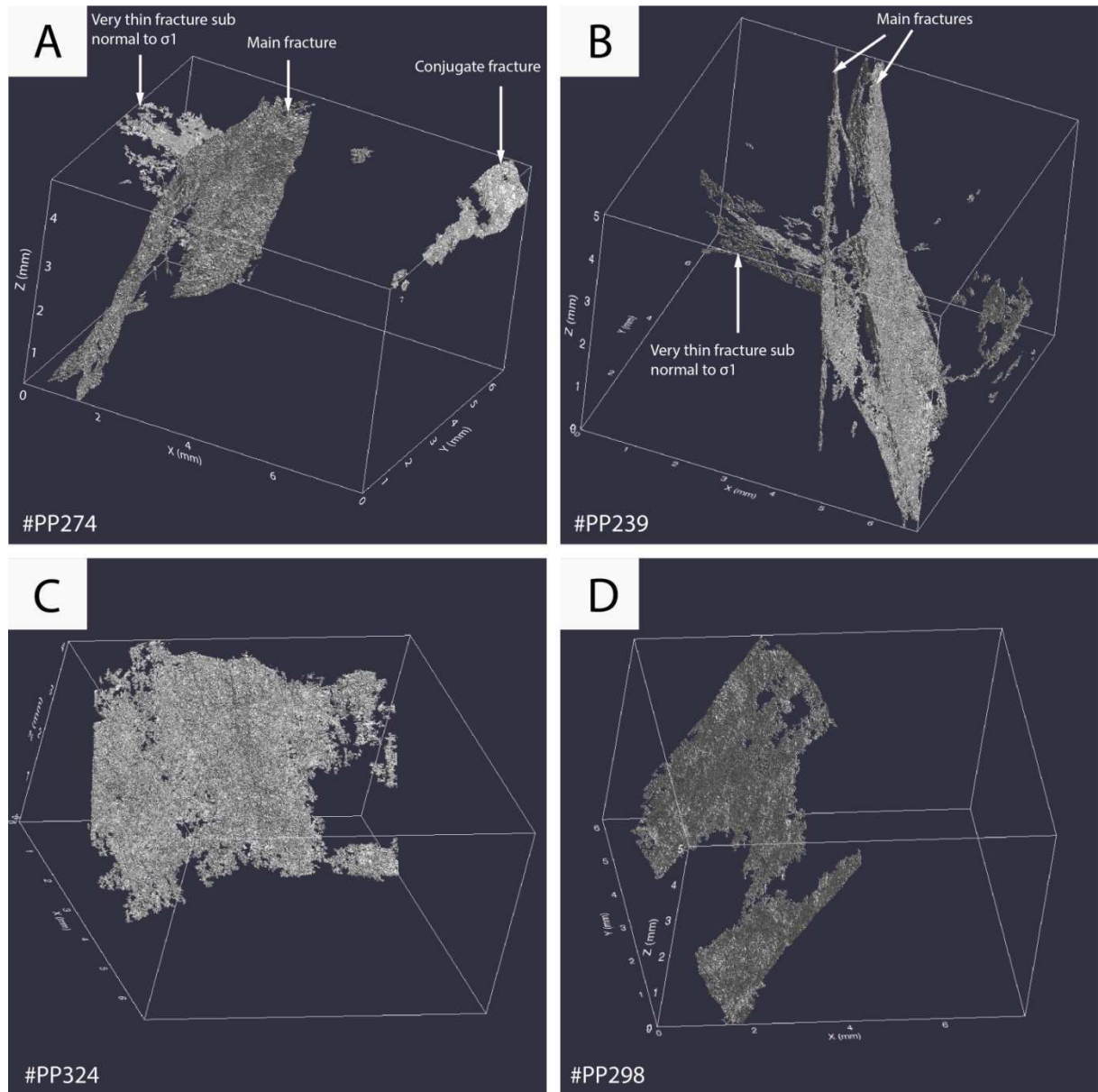


Figure 4.6: 3D visualizations (using the software Blob3D) of the fracture network of one part of each specimen. σ_1 is parallel to Z axis. Microcracks could not be segmented because of the resolution (the voxel size is approximately $5.5 \mu\text{m}$). Fracture networks of metadiabase from the experiments using argon (A) and water (B) as pore fluids. Fracture networks of strongly chloritized metadiabase from the experiments using argon (C) and water (D) as pore fluids.

6.2.2. Fractured strongly chloritized metadiabase

After each experiment (PP324 and PP298), specimens are reddish colored. After argon experiment (PP324), large quantity of water was present at the top and bottom of the sample column. Optical microscopic observations reveal that chlorite is completely red-brown, especially in the argon specimen. Besides, gouge along the main fractures is observed via SEM (**Fig. 4.7A**). The gouge present minerals intensively sheared, in particular magnetite grains. Gouge is particularly developed where chlorite is the more abundant phase. Moreover, all of the fractures are thinner than those of metadiabase experiments. As for the experiments on metadiabase, in both experiments (argon and water as pore fluid) some quartz grains present crack textures suggestive of self-healing (**Fig. 4.7B**).

The 3D visualizations of the fracture networks of the two specimens (PP324 and PP298) present 3D discontinuities along the fractures (**Fig. 4.6C&D**). These discontinuities match precisely the gouge zones. On top of that, fracture networks are simple: no conjugate fractures and no fracture normal to σ_1 have been observed contrary to the metadiabase experiments (**Fig. 4.6**). Single phase gas flow simulations yield permeabilities about $1.57 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ and $5.12 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ for the samples issued from the experiments with argon (PP324) and water (PP298) respectively. These values are lower than those for the metadiabase.

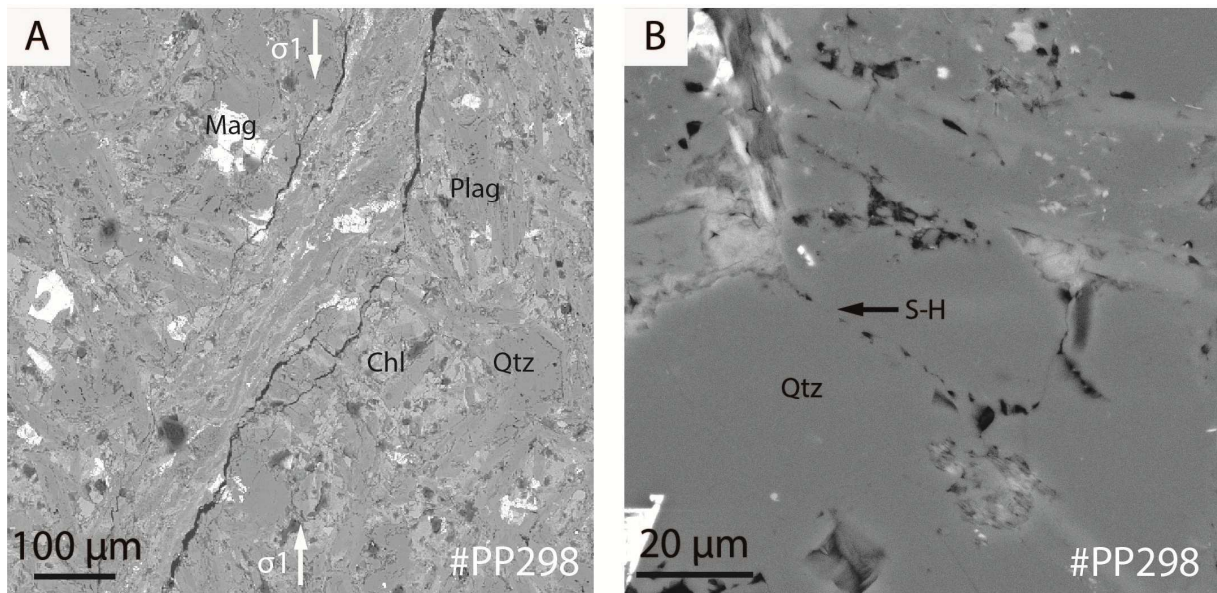


Figure 4.7: SEM micrographs showing microstructure and typical textures after experiments on strongly chloritized metadiabase (in all images σ_1 is vertical). (A) SEM image of a gouge in the water experiment (PP298). (B) High magnification SEM image of same specimen as in (A) showing a grain of quartz presenting self-healing texture (S-H). Abbreviations for minerals: Chl = Chlorite; Mag = Magnetite; Plag = Plagioclase; Qtz = Quartz.

6.2.3. Fractured epidosite

SEM images reveal complex networks of porosity in the two specimens (PP332 and PP308). In addition to an obvious initial larger porosity, conjugate fractures (**Fig. 4.8A**) and thin discontinuous fractures through chloritized zones are observable (**Fig. 4.8B**). A specific microstructure was observed in the deformed epidosite: micro fracturation localized and propagated along epidote grains borders (**Fig. 4.8C**). As for fractured chloritized metadiabase, textures suggestive of self-healing in quartz grains were observed but only in the water experiment (PP308) (**Fig. 4.8D**).

Because of the high initial porosity of the epidosite, it was not possible to isolate from microtomographic images the fracture network issued from the deformation of the epidosite. A single phase gas flow simulation done through the initial porosity of epidosite before experiment yields a permeability at $1.29 \times 10^{-19} \text{ m}^2$. This calculated permeability is similar to the starting permeabilities measured in our experiments.

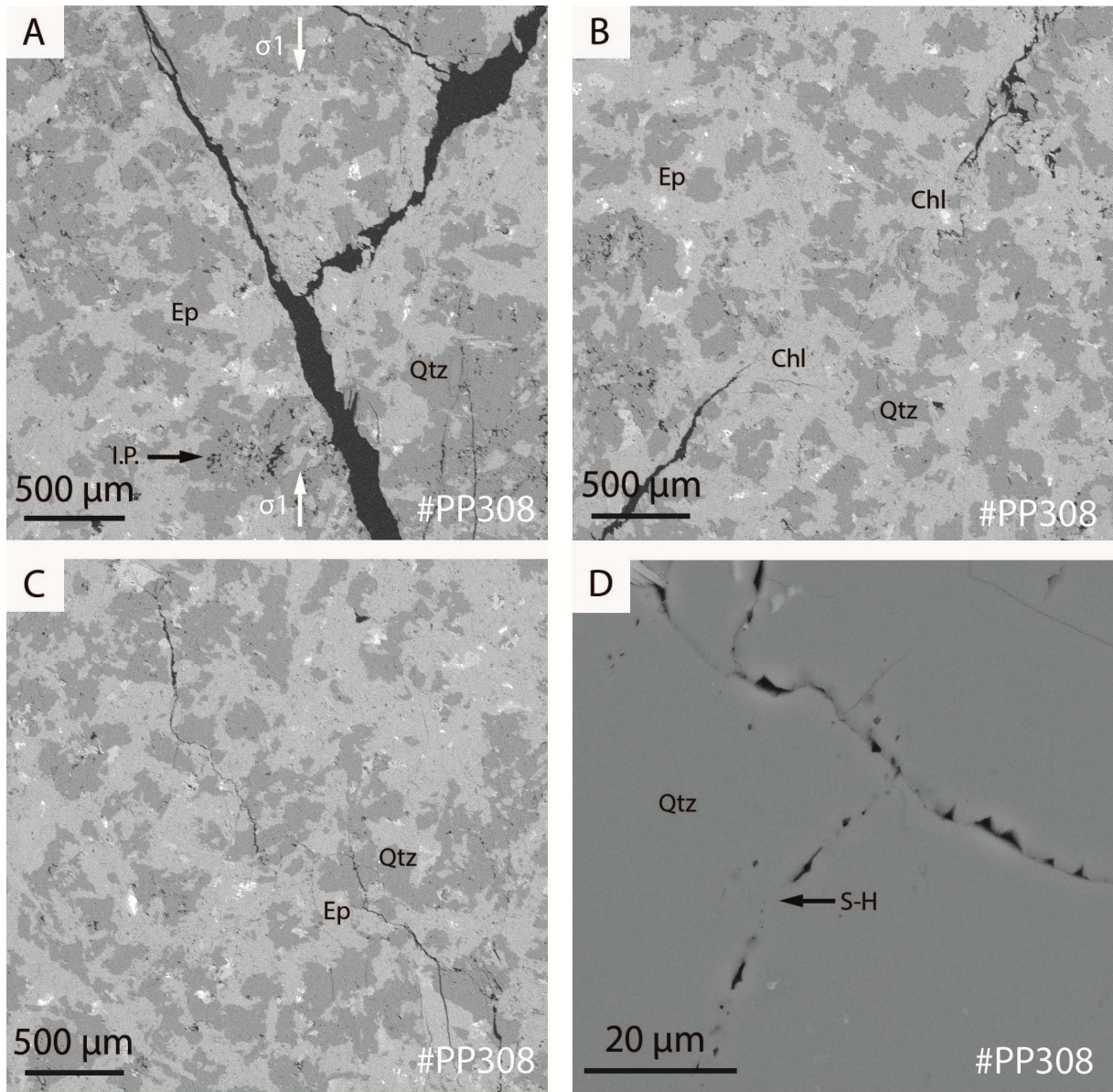


Figure 4.8: SEM micrographs showing microstructure and typical textures after experiments on epidosite (in all images σ_1 is vertical; images from the water experiment PP308). (A) SEM image showing conjugate fractures and the initial porosity (I.P.). (B) SEM image showing a discontinuous thin fracture because of chlorite. (C) SEM image showing micro fractures along epidote grains. (D) High magnification SEM image showing a grain of quartz presenting self-healing texture (S-H). Abbreviations for minerals: Chl = Chlorite; Ep = Epidote; Qtz = Quartz.

7. Discussion

7.1. Effects of fracturation and lithology on in-situ permeability

Our experiments show that each lithology presents its own specific fracture pattern, independently of the pore fluid nature and the used loading procedure: i) the fractured metadiabase is characterized by conjugate shear macrofractures associated with micro-cracks sets parallel and sub-normal to σ_1 ; ii) the fractured chloritized metadiabase presents thin discontinuous shear macrofracture filled with gouge where chlorite is abundant in the sample; iii) the fractured epidosite presents conjugate shear fractures, which may be discontinuous where chlorite is abundant. These fractures are associated with cracks parallel to σ_1 and controlled by epidote and quartz grain interfaces. However, the geometry, the place along the sample and the dips of macroscopic fractures may slightly vary for the same lithology. This is relevant to mechanical experimentation on natural sample in which structural and textural inheritance is not homogenous at the core sample scale.

During deformation of epidosite samples, initial loading steps trigger closure of pre-existing cracks and lead to a small drop of permeabilities. Before the macroscopic failure, permeabilities increase as the result of vertical cracks aperture. This compactional/dilatancy evolution before failure is well known in studies dealing with granitic rocks (e.g. Zoback and Byerlee, 1975; Tenthorey and Gerald, 2006) or basaltic rocks (Fortin et al., 2011). This evolution is not observed in the experiments on metadiabase and chloritized metadiabase (**Fig. 4.4B, D**). The initial permeability drop is common to all lithologies and suggests closure of thermal cracks and micropores particularly abundant within the epidosite (see initial porosity on **Fig. 4.8A**). In contrast, absence of a dilatancy stage for metadiabases suggests that these rocks accommodate part of the deformation by strain mechanism as pressure solution creep. In that sense, we interpret the fractures sub-normal to σ_1 as pressure solution joints, similar to “styloliths” and reopened after the experiment. This seems to be coherent with the high ratio (chlorite+actinolite)/(quartz+epidote) within the metadiabases.

After the macroscopic failure, the hydrodynamics are different depending on lithology. The macroscopic failure induces a classical peak of permeability for the epidosite and chloritized metadiabase (**Fig. 4.4D, F**). This is not observed for the metadiabase sample, the peak being achieved only at the complete unloading (**Fig. 4.4B**). Therefore, we conclude that macroscopic shear fractures in metadiabase are not a major drain for fluids before unloading.

Moreover, horizontal pressure solution joints (see above) might be responsible for limited vertical fluid flow.

The fact that unloading might be an important control for increasing permeability (**Fig. 4.4B**) is not described in similar experimental works (e.g. Tenthorey and Gerald, 2006). We suggest that shear fractures oblique to σ_1 are subject to dilation when isostatic conditions are recovered. Those fractures thus constitute major pathway for fluids.

7.2. Hydrothermal reaction: healing, sealing and role of chlorite content

All of the experiments present a permeability reduction after failure, with exception of the experiment on chloritized metadiabase (PP324) and epidosite (PP332) with argon. We reproduce the same concave curve of permeability reduction observed in similar experiments (e.g. Zhang et al., 1994b; Tenthorey et al., 1998; Morrow et al., 2001; Tenthorey and Gerald, 2006). Under hydrothermal conditions, this evolution is interpreted to be the result of gradual equilibration of the pore fluid with the host rock (Aharonov et al., 2001). Most of those studies assume that this equilibration is achieved by sealing of cracks associated with mineral precipitation. However, in our experiments cracked quartz grains display typical self-healing texture (**Fig. 4.5D, 4.7B, 4.8D**) with micro cavities alignments as described in experiments by Brantley et al. (1990) or in natural deformed rocks by Labaume and Moretti (2001). Moreover, the fast reaction kinetics involved in our experiments (from hours to days) are coherent with processes of healing rather than sealing (e.g. Brantley et al., 1990; Niemeijer and Spiers, 2006; Niemeijer et al., 2008; Gratier, 2011). Therefore, we conclude that a major controlling process of the time-dependent permeability reduction is healing of cracks driven by minimization of surface energy in presence of aqueous fluids.

Nevertheless, we clearly identified an amorphous siliceous phase partially filling intergranular spaces and cracks (**Fig. 4.5C**). This kind of filling is not widespread as it has been only observed in one fractured sample (PP239). The origin of this silica would be associated with fracturation processes. The deposition of this amorphous phase in spaces is characteristic of a sealing process with fluid infiltration as defined by Ramsay (1980). The sealing of fracture by infiltration is considered to range from months to centuries (Renard et al., 2000; Gratier et al., 2003; Gratier, 2011). Thus, our experiment shows that sealing fracture with amorphous siliceous phase is possible and faster in our laboratory time scale, from hours to days. Such peculiar sealing textures (**Fig. 4.5C**) have not been yet recognized in similar

experiments (400°C, 100 MPa of confining pressure, pore fluid pressure of 50 MPa) on natural rocks.

To summarize, our experiments show clearly that permeability reduction is operated through processes of self-healing and sealing of fractures, in presence of an aqueous fluid phase ensuring part of the mass transport.

This assumption is clearly verified with water as pore fluid for all lithologies, whereas experiments using argon as pore fluid need to be better examined. Argon, as inert gas, was initially used to measure permeabilities independently of any hydrothermal reaction. However, relatively to the three tested lithologies, three different permeability evolutions have been observed. On one side, for epidosite (PP332), the permeability remained constant after the macroscopic failure. This evolution was expected using an inert fluid medium, and is observed in other studies (e.g. Tenthorey and Gerald, 2006). On the other side: i) experiment on the metadiabase (PP239) shows a permeability reduction down to the measurability threshold; ii) experiment on the chloritized metadiabase (PP324), permeabilities never exceeded the measurability threshold. Closure mechanisms described above (self-healing and sealing) and water observed in the chloritized metadiabase sample column, attest that water-rich fluids have been generated during these experiments using argon. A potential source of water might be the dehydration of chlorite. Indeed, the red color of the chlorite after the experiment PP324 appears to be the result of oxidation. The mechanism of chlorite oxidation is well known to produce water (Borggaard et al., 1982) in oxidizing conditions close to our temperature and red/ox experimental conditions. In fact, using argon, we maximize hydrogen loss in the sample column, so it causes oxidation of the sample (Hamilton et al., 1964). Moreover, the formation of hematite, detected by X-Ray powder Diffraction (XRD, INEL diffractometer with a curved position-sensitive detector CPS120), attests the oxidizing conditions prevailing during experiments with argon. Borggaard et al. (1982) demonstrated that chlorite oxidation, in addition to form water, yields structural changes like an overall expansion of the c-dimension. As the result, from the beginning of the experiment, chlorite should have expanded and partly filled the initial low porosity. This hypothesis was verified by XRD after experiment PP324: chlorite has a larger d(001) value than the one before experiment (**Fig. 4.9**).

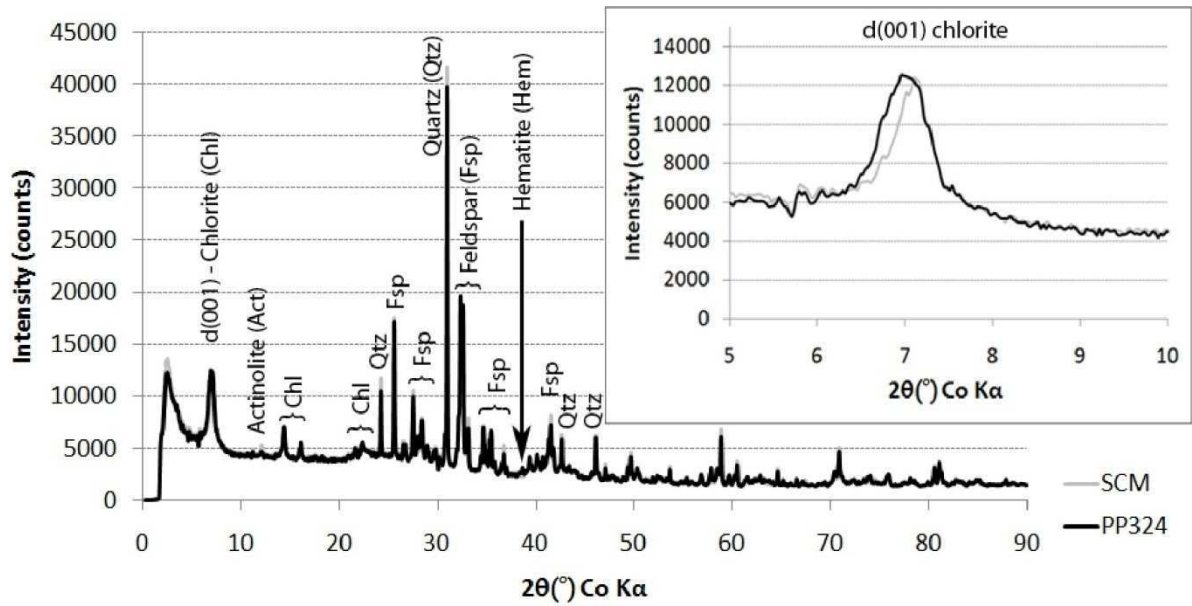


Figure 4.9: XRD records from the strongly chloritized metadiabase (SCM) before (grey line) and after (black line) experiment using argon as pore fluid (PP324).

7.3. Scale and decompression effects on permeability

Our in situ starting permeabilities of metadiabase are lower than drill-string packer measurements of bulk permeabilities (10^{-18} to 10^{-17} m²) in current sheeted dikes (Becker, 1989; Fisher, 1998; Becker and Fisher, 2000). These differences of several orders of magnitude are explained by the size of the samples, the crack densities and apertures. Our natural samples have a diameter of 10 mm and have intentionally been selected in zone where very few microcracks occurred. In contrast, boreholes permeability tests deals with large volume of in-situ rocks which are intensively fractured. However, fracturation in our experiments allows increasing permeability by at least one order of magnitude, which approaches borehole values measured near the bottom of the sheeted dyke complex (Becker and Fisher, 2000).

Our data remains much more discarded from those obtained from fracture mapping methods at the base of sheeted dikes in ophiolites by van Everdingen (1995) in Troodos and Nehlig (1994) in Oman. These methods yield an average permeability around 10^{-12} m² about seven order of magnitude above our data. It is noteworthy that our single gas flow numerical simulations performed on samples after experiments vary between 10^{-13} and 10^{-15} m² depending on tested lithologies (\pm chlorite and epidote). Thus, after decompression (i.e. the confining pressure is progressively decreased to 1 bar at the end of the experiment) and

preparation of samples for X-Ray tomography, we obtain permeability values similar to those calculated by fracture mapping methods on ophiolites. These results suggest that permeabilities calculated in the sheeted dyke complex from ophiolites are overestimated due to the unloading of the oceanic crust through obduction processes. As for our experiments, the decompression during the ophiolite exhumation leads to reopening of fractures and cracks which highly increases permeabilities. This effect of the confining pressure drop on permeability is well known in the literature (e.g. David et al., 1999). In addition, deformation is polyphased and relatively intense during all the life cycle of ophiolites (e.g. Shervais, 2001). So deciphering between coeval fractures and veins and newly-formed ones may be matter to mistake, and greatly impacted permeability estimation derived from mapping methods.

7.4. Implications on fluid flow and alteration in oceanic ridge systems

The data presented in this study are important clues to understand hydrothermal fluid flow within oceanic spreading centers. Indeed, metadiabase from the sheeted dyke complex is almost impermeable ($\sim 4 \times 10^{-20} \text{ m}^2$). Free thermal convection cells in a developed porous media are efficient from permeability threshold ranging from of 10^{-16} - 10^{-18} m^2 (Norton and Knapp, 1977; Norton and Knight, 1977; Gerdes et al., 1998; Cui et al., 2001). Moreover, along oceanic ridges, hydrothermal convection is vigorous and implies high Rayleigh number (up to 1000), high Nusselt number (up to 50) and permeabilities up to 10^{-15} m^2 (e.g. Fontaine and Wilcock, 2007). Thus, our results confirm the assumption advanced for a long time that is to say the convection cells (and particularly the bottom part of the plumes) might be restricted to narrow and continuous high permeability zones (e.g. Fehn and Cathles, 1979), corresponding to damage zones along large scale active fault systems.

However, this channelized fluid flow does not account for the strong pervasive and massive alteration affecting diabase. Particularly, the epidiosites located near the reaction zones (**Fig. 4.1**) are an important clue because they are supposed to be implied in the metal cycle leading to the massive sulphide deposits observed at hydrothermal vents along the oceanic ridges (e.g. Richardson et al., 1987). At Troodos, based on field works and in accord with Richardson et al. (1987) and Bettison-Varga et al. (1992), two types of epidiosites are distinguished: i) sparse fracture-controlled epidiosites along cooling joints and filling veins through the sheeted dyke complex. This type clearly postdates diabase crystallization and

solidification and represents a small volumetric fraction. With respect to our experiments, they correspond to fluid flow percolation through cracks and subsequent sealing; ii) widespread massive epidiosites developed within the core of dikes and parallel to dyke margins. Non-altered cooling joint planes truncate this penetrative alteration. Besides, relations between epidotized dikes and non-epidotized dikes show that dikes were hydrogeologically distinct (Cann and Gillis, 2004). This type of epidotization clearly corresponds to massive metasomatic replacement of metadiabase (**Fig. 4.2C**). No evidence of diabase chemical dissolution and microfracturing was observed. Our experiments showing that unfractured solidified metadiabase is nearly impermeable (see above), we suggest that this type of pervasive epidotization is achieved through late magmatic processes as autometasomatism (e.g. Rose and Bird, 1994). In that case, circulation of hydrothermal fluids would occur in a subsolidus rock and degassing may play an important role in triggering the circulation (Gillis and Banerjee, 2000). In addition, during the emplacement of the dyke, subsolidus permeability might be enhanced by segregation and coalescence of bubbles along sheared dyke margins (Laumonier et al., 2011). Our experiments showed that epidosite is more permeable than metadiabase. So the incipient epidotization reaction acts as a positive feedback on fluid flow, water/rock ratio and subsequent metasomatism. The consequence is that, through dyke injection processes, the magmatic contribution to physics and chemistry of fluid flows implied in ridge hydrothermalism, has been likely underestimated. In particular, inputs of magmatic fluids within convection cells deserve to be reassessed.

6. Conclusion

During the loading of the specimens, permeabilities are lower than the initial permeabilities due to the compaction and the closure of the low porosity. Permeability increases slightly just before the macroscopic failure only in the epidosite via a coalescence of microcracks which is favored maybe by many large quartz grains. Just after fracturation, permeability peaks and decreases in a few minutes. This closure of the porosity is due to mineral precipitation within microcracks (self-healing and crack sealing). Contrary to the study of Tenthorey and Gerald (2006), our experiments using argon as pore fluid on metadiabase show that permeability evolves despite the inertia of this gas depending on mineralogy. Indeed, self-healing is possible thanks to intrinsic water from oxidation of chlorite. Permeability of epidosite (containing no actinolite and little chlorite), measured with

argon, did not evolve after fracturation. Moreover, fracture networks are different depending on mineralogy. After experiments, in metadiabase conjugate fractures, micro fractures perpendicular to σ_1 and a lot of microcracks parallel to σ_1 in quartz grains were observed. But the strongly chloritized metadiabase presented only one discontinuous fracture where chlorite was abundant. In addition, our observations and simulations after experiments attest that decompression can greatly increase permeability by many orders of magnitude.

The permeability of the initial metadiabase is very low. Fracturation allows an increase in permeability of only one order of magnitude. So, there is a problem regarding the initiation of hydrothermal fluid flow in sheeted dikes. Two hypotheses were made in our study: 1) fluid flow is enhanced via cracks and fractures and, 2) fluid would circulate freely in a subsolidus rock. The first hypothesis can explain the epidotized cooling joint planes and epidote-quartz veining observed in sheeted dikes of ophiolites. Whereas the second hypothesis could explain pervasive epidotization which appear parallel to dyke margins and confined into the dyke. One solution concerning the initiation of fluid flow might be the reaction of epidotization itself that creates porosity.

Our experiments show the importance of alteration (chloritization and epidotization), deformation and pressure on permeability evolution and fracture network in sheeted dikes. All of these parameters must be considered in future numerical models of hydrology through oceanic crust. Finally, it is important to distinguish ocean-floor metamorphism and pure hydrothermal alteration. These two processes do not contribute to the same degree of alteration because of a wide variability of permeability in oceanic crust. The maximum of permeability is reached in the focused discharge zone via fracturation processes or late-magmatic processes (segregation of bubbles during introduction of dikes and degassing).

References

rsb.info.nih.gov/ij (accessed 01/2012)

Aharonov, E., Tenthorey, E., Scholz, C.H., 1998. Precipitation sealing and diagenesis: 2. Theoretical analysis. *J. Geophys. Res.* 103, 23969-23981.

- Alt, J., 1994. A sulfur isotopic profile through the Troodos ophiolite, Cyprus - Primary composition and the effects of seawater hydrothermal alteration. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 1825-1840.
- Alt, J., 1995. Subseafloor processes in mid-ocean ridge hydrothermal systems, In: Humphris, S.E., Zierenberg, R.A., Mullineaux, L.S., Thomson, R.E. (Eds.), *Seafloor hydrothermal systems: Physical, chemical, biological, and geological interactions*. AGU Monograph Series, No. 91. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 85-114.
- Banerjee, N.R., Gillis, K.M., Muehlenbachs, K., 2000. Discovery of epidiosites in a modern oceanic setting, the Tonga forearc. *Geology* 28, 151-154.
- Becker, K., 1989. Measurements of the permeability of the sheeted dikes in hole 504B, ODP LEG 111. *Proc. ODP, Sci. Results* 111, 317-325.
- Becker, K., Fisher, A.T., 2000. Permeability of upper oceanic basement on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge determined with drill-string packer experiments. *J. Geophys. Res.* 105, 897-912.
- Bettison-Varga, L., Varga, R.J., Schiffman, P., 1992. Relation between ore-forming hydrothermal systems and extensional deformation in the Solea graben spreading center, Troodos ophiolite, Cyprus. *Geology* 20, 987-990.
- Bettison-Varga, L., Schiffman, P., Janecky, D.R., 1995. Fluid-rock interaction in the hydrothermal upflow zone of the Solea graben, Troodos Ophiolite, Cyprus. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 296, 81-100.
- Bickle, M.J., Teagle, D.A.H., 1992. Strontium alteration in Troodos ophiolite: Implications for fluid fluxes and geochemical transport in mid-ocean ridge hydrothermal systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* 113, 219-237.

- Booij, E., Bettison-Varga, L., Farthing, D., Staudigel, H., 2000. Pb-isotope systematics of a fossil hydrothermal system from the Troodos ophiolite, Cyprus: Evidence for a polyphased alteration history. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 3559-3569.
- Boorgaard, O.K., Lindgreen, H.B., Mørup, S., 1982. Oxidation and reduction of structural iron in chlorite at 480°C. *Clays Clay Miner.* 30, 353-364.
- Brantley, S.L., Evans, B., Hickman, S.H., Crerar, D.A., 1990. Healing of microcracks in quartz: Implications for fluid flow. *Geology* 18, 136-139.
- Cann, J., Gillis, K., 2004. Hydrothermal insights from Troodos ophiolite, Cyprus, In: Davis E.E., Elderfield, H. (Eds.), *Hydrogeology of the oceanic lithosphere*. Cambridge University Press, pp. 274-311.
- Cannat, M., Mével, C., Maia, M., Deplus, C., Durand, C., Gente, P., Agrinier, P., Belarouchi, A., Dubuisson, G., Humier, E., Reynolds, J., 1995. Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22°–24°N). *Geology* 23, 49-52.
- Coumou, D., Driesner, T., Geiger, S., Heinrich, C.A., Matthäi, S. 2006. The dynamics of mid-ocean ridge hydrothermal systems: Splitting plumes and fluctuating vent temperatures. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 218-231.
- Coumou, D., Driesner, T., Geiger, S., Paluszny, A., Heinrich, C.A., 2009. High-resolution three-dimensional simulations of mid-ocean ridge hydrothermal systems. *J. Geophys. Res.* 114, doi:10.1029/2008JB006121.
- Cui, X., Nabelek, P.I., Liu, M., 2001. Controls of layered and transient permeability on fluid flow and thermal structure in contact metamorphic aureoles, with application to the Notch Peak aureole Utah. *J. Geophys. Res.* 106, 6477-6491.
- David, C., Menéndez, B., Darot, M., 1999. Influence of stress-induced and thermal cracking on physical properties and microstructure of La Peyratte granite. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 36, 433-448.

- Degruyter, W., Burgisser, A., Bachmann, O., Malaspinas, O., 2010. Synchrotron X-ray microtomography and lattice Boltzmann simulations of gas flow through volcanic pumices. *Geosph.* 6, 470-481.
- Fehn, U., Cathles, L.M., 1979. Hydrothermal convection at slow-spreading mid-ocean ridges. *Tectonophysics*, 55, 239-260.
- Feldkamp, L.A., Davis, L.C., Kress, J.W., 1984. Box-skeletons of discrete solids. *J. Opt. Soc. Am.* A1, 612-619.
- Fisher, A.T., 1998. Permeability within basaltic oceanic crust. *Rev. Geophys.* 36, 143-182.
- Fontaine, F.J., Rabinowicz, M., Boulègue, J., 2001. Permeability changes due to mineral diagenesis in fractured crust: Implications for hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.* 184, 407-425.
- Fontaine, F.J., Wilcock, W.S.D., 2007. Two-dimensional numerical models of open-top hydrothermal convection at high Rayleigh and Nusselt numbers: Implications for mid-ocean ridge hydrothermal circulation. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8, doi: 10.1029/2007GC001601.
- Fortin, J., Stanchits, S., Vinciguerra, S., Guéguen, Y., 2011. Influence of thermal and mechanical cracks on permeability and elastic wave velocities in a basalt from Mt. Etna volcano subjected to elevated pressure. *Tectonophysics* 503, 60-74.
- Gerdes, M.L., Baumgartner, L.P., Person, M., 1998. Convective fluid flow through heterogeneous country rocks during contact metamorphism. *J. Geophys. Res.* 103, 23983-24003.
- Gillis, K.M., Banerjee, N.R., 2000. Hydrothermal alteration patterns in supra-subduction zone ophiolites. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 349, 283-297.

- Gratier, J.P., Favreau, P., Renard, F., 2003. Modeling fluid transfer along Californian faults when integrating pressure solution crack sealing and compaction process. *J. Geophys. Res.* 108, 28-52.
- Gratier, J.P., 2011. Fault permeability and strength evolution related to fracturing and healing episodic processes (years to millennia): The role of pressure solution. *Oil & Gas Science Technol.* 66, 491-506.
- Hamilton, D.L., Burnham, C.W., Osborn, E.F., 1964. The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas. *J. Petrol.* 5, 21-39.
- Hirose, T., Bystricky, M., Kunze, K., Stünitz H., 2006. Semi-brittle flow during dehydration of lizardite-chrysotile serpentinite deformed in torsion. *Earth Planetary Sci. Lett.* 249, 484-493.
- Honnorez, J., 2003. Hydrothermal alteration vs. ocean-floor metamorphism. A comparison between two case histories: The TAG hydrothermal mound (Mid-Atlantic Ridge) vs. DSDP/ODP Hole 504B (Equatorial East Pacific). *C.R. Geoscience* 335, 781-824.
- Iannuccelli, E., Mompert, F., Gellin, J., Lahbib-Mansais, Y., Yerle, M., Boudier, T., 2010. NEMO: A tool for analyzing gene and chromosome territory distributions from 3D-FISH experiments. *Bioinforma.* 26, 696-697.
- Kelley, D.S., Robinson, P.T., 1990. Development of a brine-dominated hydrothermal system at temperatures of 400~500°C in the upper level plutonic sequence, Troodos ophiolite, Cyprus. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 653-661.
- Kelley, D.S., Robinson, P.T., Malpas, J.G., 1992. Processes of brine generation and circulation in the oceanic crust: Fluid inclusion evidence from the Troodos ophiolite, Cyprus. *J. Geophys. Res.* 97, 9307-9322.
- Kestin, J., Sengers, J.V., Kamgar-Parsi, B., Levelt Sengers, J.M.H., 1984. Thermophysical properties of fluid H₂O. *J. Phys. Chem.* 13, 175-183.

- Labaume, P., Moretti, I., 2001. Diagenesis-dependence of cataclastic thrust fault zone sealing in sandstones. Example from the Bolivian Sub-Andean Zone. *J. Struct. Geol.* 23, 1659-1675.
- Laumonier, M., Arbaret, L., Burgisser, A., Champallier, R., 2011. Porosity redistribution enhanced by strain localization in crystal-rich magmas. *Geology* 39, 715-718.
- Lumpkin, A., Yang, B., Yao, C., Emery, L., 2003. X-ray imaging of the aps storage ring beam stability effects: From the alaskan earthquake to undulator field changes. *Med. Imaging* 4, 2423-2425.
- Morrow, C.A., Moore, D.E., Lockner, D.A., 2001. Permeability reduction in granite under hydrothermal conditions. *J. Geophys. Res.* 106, 30551-30560.
- Nehlig, P., 1991. Salinity of oceanic hydrothermal fluids: A fluid inclusion study. *Earth Planet Sci. Lett.* 102, 310-325
- Nehlig, P., 1994. Fracture and permeability analysis in magma-hydrothermal transition zones in the Samail ophiolite (Oman). *J. Geophys. Res.* 99, 589-601.
- Nehlig, P., Juteau, T., Bendel, V., Cotten, J., 1994. The root zones of oceanic hydrothermal systems: Constraints from the Samail ophiolite (Oman). *J. Geophys. Res.* 99, 4703-4713.
- Niemeijer, A.R., Spiers, C.J., 2006. Velocity dependence of strength and healing behaviour in simulated phyllosilicate-bearing fault gouge. *Tectonophysics* 427, 231-253.
- Niemeijer, A.R., Marone, C., Elsworth, D., 2008. Healing of simulated fault gouges aided by pressure solution: Results from rock analogue experiments. *J. Geophys. Res.* 113, B04204, doi: 101029/2007JB005376.
- Norton, D., Knapp, R., 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems: The nature of porosity. *Am. J. Sci.* 277, 913-936.

- Norton, D., Knight, J., 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems: Cooling plutons. *Am. J. Sci.* 277, 937-981.
- Paterson, M.S., 1970. A high-pressure, high-temperature apparatus for rock deformation. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 7, 517-526.
- Peix, G., Duvauchelle, P., Freud, N., 2000. General principles, In: Baruchel, J., Buffiere, J.Y., Maire, E., Merle, P., Peix, G. (Eds.), *X-Ray tomography in material science*. Hermes Science, Paris, pp. 15-27.
- Quon, S.H., Ehlers, E.G., 1963. Rocks of the northern part of the mid-Atlantic ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.* 74, 1-8.
- Ramsay, J.G., 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature* 284, 135-139.
- Renard, F., Gratier, J.P., Jamveit, B., 2000. Kinetics of crack-sealing, intergranular pressure solution and compaction around active faults. *J. Struct. Geol.* 22, 1395-1407.
- Richardson, C.J., Cann, J.R., Richards, H.G., Cowan, J.G., 1987. Metal-depleted root zones of the Troodos ore-forming hydrothermal systems, Cyprus. *Earth Planet. Sci. Lett.* 84, 243-253.
- Rose, N.M., Bird, D.K., 1994. Hydrothermally altered dolerite dykes in East Greenland: Implications for Ca-metasomatism of basaltic protoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, 420-432.
- Schiffman, P., Smith, B.M., 1988. Petrology and oxygen isotope geochemistry of a fossil seawater hydrothermal system within the Solea Graben, Northern Troodos Ophiolite, Cyprus. *J. Geophys. Res.* 93, 4612-4624.
- Shervais, J.W., 2001. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2, 2000GC000080.

- Tenthorey, E., Scholz, C.H., Aharonov, E., 1998. Precipitation sealing and diagenesis. 1. Experimental results. *J. Geophys. Res.* 103, 23951-23967.
- Tenthorey, E., Cox, S.F., Todd, H.F., 2003. Evolution of strength recovery and permeability during fluid-rock reaction in experimental fault zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206, 161-172.
- Tenthorey, E., Cox, S.F., 2003. Reaction-enhanced permeability during serpentinite dehydration. *Geology* 31, 921-924.
- Tenthorey, E., Gerald, J.D., 2006. Feedbacks between deformation, hydrothermal reaction and permeability evolution in the crust: Experimental insights. *Earth Planet. Sci. Lett.* 247, 117-129.
- Tenthorey, E., Cox, S.F., 2006. Cohesive strengthening of fault zones during the interseismic period: An experimental study. *J. Geophys. Res.* 111, doi: 10.1029/2005JB004122.
- Van de Casteele, E., Van Dyck, D., Sijbers, J., Raman, E., 2004. The effect of beam hardening on resolution in x-ray microtomography. *Med. Imaging* 5370, 2089-2096.
- van Everdingen, D.A., 1995. Fracture characteristics of the sheeted dike complex, Troodos ophiolite, Cyprus: Implications for permeability of oceanic crust. *J. Geophys. Res.* 100, 19957-19972.
- Vine, F.J., Smith, G.C., 1990. Structural and physical properties of the Troodos crustal section at ICRDG drillholes CY1, 1a and 4, In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.), *Ophiolites: Oceanic crustal analogues. Proceedings of the symposium "Troodos 1987"*. Ministry of Agriculture and Natural Resources Geological Survey Department, Republic of Cyprus, Nicosia, Cyprus, pp. 113-124.
- Younglove, B.A., Hanley, H.J.M., 1986. The viscosity and thermal conductivity coefficients of gaseous and liquid argon. *J. Phys. Chem.* 15, 1323-1337.

Zhang, S., Cox, S.F., Paterson, M.S., 1994a. The influence of room temperature deformation on porosity and permeability in calcite aggregates. *J. Geophys. Res.* 99, 15761-15775.

Zhang, S., Paterson, M.S., Cox, S.F., 1994b. Porosity and permeability evolution during hot isostatic pressing of calcite aggregates. *J. Geophys. Res.* 99, 15741-15760.

Zhang, S., Cox, S.F., 2000. Enhancement of fluid permeability during shear deformation of a synthetic mud. *J. Struct. Geol.*, 22, 1385-1393.

Zoback, M.D., Byerlee, J.D., 1975. The effect of microcrack dilatancy on the permeability of Westerly granite. *J. Geophys. Res.* 80, 752-755.

Chapitre 5

Discussion, modèle d'épidotisation du complexe filonien

Chapitre 5

Discussion, modèle d'épidotisation du complexe filonien

1. Deux grands types d'épidotisation dans le complexe filonien	221
2. Modèle d'épidotisation du complexe filonien	222
2.1. Instant t1 : mise en place des gabbros, des plagiogranites et des dykes non épidotisés	222
2.2. Instant t2 : formation des épidosites à un stade tardi magmatique	222
2.2.1. Instant t2a : injection postérieure d'un dyke en cours de dégazage	223
2.2.2. Instant t2b : auto-métasomatisme	223
2.3. Instant t3 : épidotisation post magmatique	225
2.4. Métamorphisme océanique.....	226
2.5. Conclusion.....	228

1. Deux grands types d'épidotisation dans le complexe filonien

Localement (à l'échelle du cm), un dyke métamorphisé non fracturé, dont la texture magmatique est préservée, présente une très faible perméabilité de l'ordre de 10^{-20} m² (cf Chapitre 4). Ainsi, le principal problème concerne l'initiation de la circulation du fluide hydrothermal au sein d'un dyke frais qui serait quasi-imperméable localement. D'après nos observations à Troodos, deux grands types d'épidotisation ont été observés : un type postérieur à la mise en place des dykes (dans les joints de refroidissement et les fractures) et un type tardi magmatique (au cœur des dykes). Deux processus sont proposés pour expliquer l'épidotisation des dykes du complexe filonien :

i) Le fluide hydrothermal circule plus facilement dans les fissures, les fractures et les joints de refroidissement (la fracturation peut augmenter la perméabilité d'au moins un ordre de grandeur localement selon nos expérimentations (cf Chapitre 4)). Dans ce cas, l'épidotisation apparaît clairement postérieure à la mise en place des dykes. Ainsi, la perméabilité permettant l'écoulement du fluide hydrothermal ainsi que l'altération est augmentée par la fracturation et/ou la formation des joints de refroidissement. Si l'encaissant est préalablement épidotisé, la nucléation de l'épidote est alors favorisée (reprise de la croissance). C'est pourquoi sur le terrain on peut observer une épidotisation dans les joints de refroidissement et les fractures où des fronts d'altération sont présents.

ii) Le fluide hydrothermal circule à travers le dyke dans un stade tardi magmatique. Dans ce cas particulier, l'épidotisation a lieu avant le refroidissement complet des dykes. En effet, les preuves de terrain sont nombreuses : l'encaissant est recoupé par des dykes épidotisés qui sont eux même recoupés par des dykes non épidotisés, et, l'épidotisation parallèle aux bordures des dykes est recoupée clairement par les joints de refroidissement. Le dégazage magmatique aurait donc un rôle important dans la formation des épidosites pénétratives (Gillis et Banerjee, 2000). Rose et Bird (1994) parlent d'auto-métasomatisme (ou altération deutérique). Les bordures de dyke, se refroidissant très rapidement, un fluide hydrothermal peut être isolé hydrauliquement entre les bordures. Ce type d'altération tardi magmatique pourrait très bien expliquer l'épidotisation pénétrative au cœur des dykes et les relations spécifiques entre les dykes épidotisés et non épidotisés. Si l'épidotisation pénétrative est bien tardi magmatique, l'effet de la pression du magma au sein du dyke doit être considéré puisque la véritable pression *in situ* serait alors bien supérieure à 400 bars (e.g. Grosfils, 2007), favorisant ainsi la nucléation de l'épidote (cf Chapitre 3).

Les différences entre ces deux grands types d'épidotisation s'expliquent donc par la relation temporelle entre l'activité de la chambre magmatique et la réaction d'épidotisation.

2. Modèle d'épidotisation du complexe filonien

Un modèle d'épidotisation de la croûte océanique, et plus particulièrement du complexe filonien, est proposé dans cette partie. Ce modèle synthétise nos observations de terrain, nos résultats expérimentaux, nos données microthermométriques et la littérature.

2.1. Instant t1 : mise en place des gabbros, des plagiogranites et des dykes non épidotisés

Les relations entre les dykes, les gabbros et les plagiogranites étant complexes (les différentes unités se recoupent entre elles), certains auteurs émettent l'hypothèse qu'un système multi-chambres serait en place dans la zone de réaction (Moores et Vine, 1971 ; Malpas, 1990 ; Robertson et Xenophontos, 1993 ; Jowitt, 2008). Une première génération de dykes de diabase (olivine, pyroxène, olivine et feldspath plagioclase) est formée sous l'axe de la dorsale (**Figure 5.1-t1**). Après le refroidissement complet des dykes, les joints de refroidissement se forment suivant le gradient de température perpendiculairement aux bordures. Ces derniers sont nettement visibles sur le terrain. D'après les essais de puits dans la croûte océanique actuelle, le complexe filonien est peu perméable dans sa base (10^{-18} m² ; ex. Becker, 1989; Fisher, 1998; Becker and Fisher, 2000). On parle de « background permeability » (Hayman et Karson, 2007). Les cellules de convection ne pouvant se développer, la circulation des fluides hydrothermaux est limitée aux fractures : une fracturation intense pouvant engendrer une perméabilité de 10^{-12} m² à l'échelle du complexe filonien (e.g. Hayman et Carson, 2007). À ce stade, l'altération hydrothermale est faible.

2.2. Instant t2 : formation des épidosites à un stade tardi magmatique

La perméabilité initiale d'un dyke sain devrait atteindre localement 10^{-20} m² à l'état solide. Il est donc difficile d'envisager une altération pénétrative au cœur d'un dyke totalement refroidi.

Une altération tardi magmatique serait plus favorable pour expliquer la formation des épidosites pénétratives notamment.

2.2.1. Instant *t2a* : injection postérieure d'un dyke en cours de dégazage

Lorsqu'un dyke en cours de dégazage s'injecte dans l'encaissant (**Figure 5.2A**), une ségrégation des bulles est induite par le cisaillement en bordures du dyke (**Figure 5.2B**) (Okumura et al., 2008, 2009 ; Laumonier et al., 2011) (**Figure 5.1-t2a**). La déformation du magma provoque donc une augmentation de sa perméabilité. Selon le pourcentage de bulles, la perméabilité du magma peut varier entre 10^{-15} et 10^{-10} m² (Okumura et al., 2009). La ségrégation de bulles permettrait ainsi d'initier une circulation et de chenaliser les fluides hydrothermaux dans le dyke à un stade tardi magmatique.

2.2.2. Instant *t2b* : auto-métasomatisme

Le fluide hydrothermal, circulant dans la zone de recharge via le réseau de fractures, arrive en profondeur dans la zone de réaction (**Figure 5.1-t2**) et interagit avec le magma au toit de la chambre magmatique (Nehlig, 1993 ; Gillis et Roberts, 1999 ; Bosh et al., 2003 ; Jowitt, 2008 ; France et al., 2009). Lors de l'injection du dyke, le fluide hydrothermal ne peut pas « s'échapper » du dyke puisque ses bordures se sont figées à l'encaissant (**Figure 5.1-t2b**). Le fluide hydrothermal étant ainsi chenalisé dans le dyke, il altère le cœur du dyke concerné, c'est pourquoi on parle d'altération pénétrative (Richardson et al., 1987) et de dykes hydrogéologiquement distincts (Cann et Gillis, 2004). De plus, d'après nos observations et nos expérimentations, la réaction d'épidotisation crée de la porosité (cf Chapitres 2, 3 et 4). Ainsi, lors de l'épidotisation, la circulation du fluide est d'avantage facilitée et la réaction est de plus en plus intense (rétroaction positive). Rose et Bird (1994) ont observé le même type d'altération pénétrative dans des dykes de diabase remplacés au cœur par de la prehnite. L'altération se déroulant à un stade magmatique, ils qualifient cette altération d'auto-métasomatisme (ou altération deutérique).

D'après nos expérimentations, une fO_2 importante et un fluide enrichi en Ca et Fe sont nécessaires pour initier la réaction d'épidotisation (cf Chapitre 3). Si une séparation des phases a lieu, les phases volatiles riches en hydrogène (H_2 et H_2S) sont incorporées dans la phase vapeur (Von Damm, 1995). A ce moment précis, la fH atteint un minimum et la fO_2

atteint donc un maximum. Le Ca et le Fe du fluide hydrothermal proviennent de l'altération des roches rencontrées dans les zones de recharge et de réaction (Alt, 1995). L'enrichissement du fluide en Ca peut provenir de réactions hydrothermales telles que l'albitisation et la chloritisation. Il peut également provenir des saumures engendrées dans la zone de réaction (Kelley, et al., 1992 ; Tivey, 2007). Ainsi, si ces trois paramètres sont réunis (fO_2 importante + fluide riche en Ca et Fe), une épidotisation peut avoir lieu au sein du dyke à un stade tardi magmatique (**Figure 5.1-t2b**). Par ailleurs, d'après nos expérimentations en autoclave statique, le Cu et le Zn sont libérés en masse dans le fluide lors de l'épidotisation (cf Chapitre 3). Il y a donc un lien direct entre la formation des épidosites et les amas sulfurés de type Chypre. Ces résultats sont en accord avec les études de terrain de Richardson et al. (1987), Jowitt (2008) et Jowitt et al. (2007, 2010, 2012).

Les études d'inclusions fluides (majoritairement secondaires et présentes dans du quartz) à Troodos montrent que les températures de piégeage varient entre 200 et 400°C pour une pression de 400-500 bars (Richardson et al., 1987 ; Schiffman et Smith, 1988 ; Kelley et Robinson, 1990 ; Kelley et al., 1992 ; Bettison-Varga et al., 1995 ; Mokni-Leconte, 2013). Nos expérimentations (cf Chapitre 3) ainsi que la littérature (e.g. Liou, 1973 ; Liou et al., 1983) montrent clairement un problème de nucléation de l'épidote dans ces conditions P-T (400°C et 400 bars). L'épidotisation étant tardi magmatique, la pression n'est certainement pas égale à la pression hydrostatique (400-500 bars). Grosfils (2007) montre qu'une pression magmatique importante est nécessaire pour fracturer le toit de la chambre et introduire un dyke dans un milieu continu et homogène. D'après lui, lors de la fracturation et de l'introduction du dyke, la pression magmatique peut atteindre une pression égale à trois fois la pression lithostatique. Cette dernière étant estimée à 1000 bars à la base du complexe filonien à Troodos (cf Chapitre 4), la pression au sein du dyke en cours d'introduction pourrait atteindre un maximum de 3000 bars. L'épidotisation serait donc facilitée dans ces conditions.

L'alternance de bandes de chlorite et d'épidote est parfois observée au niveau des bordures des dykes épidotisés (**Figure 5.1-t2c**). Ces bandes pourraient être expliquées par des processus d'origine magmatique puisque les joints de refroidissement les recoupent. Un effet Bagnold pourrait être à l'origine de ces bandes. En effet, lors de l'ascension du magma, la vitesse n'est pas identique à travers le dyke, ce qui tend à une ségrégation des cristaux (Bagnold, 1954 ; Komar, 1972a et b). Ainsi, l'épidotisation serait favorisée dans les zones riches en feldspaths plagioclase (au cœur du dyke), les autres zones laissant place à la chlorite principalement dans les bordures.

Les **épidosites à sulfures** se forment également à un stade tardi magmatique puisque l'épidotisation ne se propage pas sur les dykes encaissants (absence de front d'altération ; cf Chapitre 2). Cependant, l'absence des joints de refroidissement dans les dykes concernés par ce genre d'altération peut être expliquée par leur faible épaisseur. En effet, ces dykes à épidosites à sulfures sont plutôt minces (entre 20 et 50 cm d'épaisseur). De ce fait, leur refroidissement est très rapide, ce qui expliquerait l'absence de joint de refroidissement (Degraff et Aydin, 1987). La particularité de cette épidotisation est la présence de sulfures et l'abondance de chlorite.

Généralement, les **plagiogranites** sont spatialement corrélés aux épidosites du complexe filonien (ex. Stakes et Taylor, 2003), on peut donc supposer qu'ils s'épidotisent dans les mêmes conditions (fO_2 importante + fluide riche en Ca et Fe) malgré une morphologie différente de l'épidote sous forme de miaroles (cf Chapitre 2). Les inclusions fluides de ces roches étant fortement salées (plus de 30% pds éq. NaCl ; Kelley et al., 1992 ; Mokni-Leconte, 2013), elles représenteraient des saumures issues d'une séparation de phases de l'eau de mer pouvant provoquer une ébullition au toit de la chambre magmatique. Enfin, certains dykes dans la transition gabbro-complexe filonien présentent de l'épidote sous forme de **sphérulites** (cf Chapitre 2) (comme observées en Oman par Nehlig et al., 1994). Les sphérulites ou les miaroles seraient des marqueurs de faible taux de déformation du magma (Dostal et Mueller, 1995) ainsi que d'un refroidissement rapide (Coish et Taylor, 1979). Donc si le magma n'est pas ou faiblement déformé, les bulles ne s'agrègent pas entre elles. Dans ce cas, l'épidotisation est restreinte au niveau des bulles isolées, aboutissant ainsi à des textures d'épidosites en sphérulites ou en miaroles.

2.3. Instant t3 : épidotisation post magmatique

Des fluides tardifs riches en phosphore et en terres rares, circulent préférentiellement dans les joints de refroidissement, là où la perméabilité est la plus importante. Ces fluides engendrent ainsi la précipitation d'épidote, d'allanite et d'apatite entre les dykes et dans les joints de refroidissement (**Figure 5.1-t3**). La présence d'épidote ferrifère (Fe^{3+}) indique que le milieu était oxydant lors de la formation de l'allanite (Fe^{2+}) (Smith et al., 2002). D'après les données microthermométriques de Mokni-Leconte (2013 ; cf Annexe E), l'allanite se formerait entre 315 et 430°C (pour une pression de 500 bars). L'allanite pouvant précipiter à basse pression (300-600 bars ; ex. Smith et al., 2002) et l'encaissant pouvant être

préalablement épidotisé (cf Chapitre 2), une épidotisation post magmatique est alors facilitée (reprise de croissance). D'après Smith et al. (2002), les fluides à l'origine des allanites dans les systèmes métasomatiques ont acquis leurs fortes concentrations en terres rares via le partitionnement du magma. En effet, d'après Murton (1986), des interactions de type « mixing » entre les magmas de l'axe majeur de la dorsale (Soléa) et de la faille transformante (Arakapas) pourraient être à l'origine de l'enrichissement des fluides en terres rares. De plus, certaines inclusions fluides des épidotes de joint de refroidissement présentent une forte salinité (14 et 32 % pds éq. NaCl, Mokni-Leconte, 2013 ; cf Annexe E). Il y aurait donc un lien avec l'ébullition.

Enfin, au toit de la chambre magmatique, où les systèmes magmatiques et hydrothermaux se côtoient, une fracturation intense peut avoir lieu engendrant des fractures parallèles aux dykes pouvant se combler d'épidote (Nehlig et al., 1990; Nehlig, 1993 ; Gillis and Roberts, 1999). En effet, un front de fracturation se produit lorsque la contrainte liée à l'extension est supérieure à la pression de surcharge (Lister, 1974). Dans ce cas, la pression passe instantanément d'une pression hydrostatique (~ 500 bars) à une pression lithostatique (~ 1000 bars) avant la fracturation, favorisant ainsi la nucléation de l'épidote.

2.4. Métamorphisme océanique

Premièrement, il est important de bien distinguer le métamorphisme océanique du métamorphisme typique largement répandu sur les continents selon le principe d'Eskola. Stern et Elthon (1979) définissent le métamorphisme océanique comme des « assemblages de déséquilibre rétrogrades ». Le métamorphisme océanique désigne donc des assemblages minéralogiques qui ne sont pas à l'équilibre ; ces assemblages océaniques étant similaires aux assemblages à l'équilibre (ou proche de l'équilibre) caractéristiques des faciès du métamorphisme régional. Voici les arguments justifiant que les metabasites sont issues d'interactions entre un fluide dérivé de l'eau de mer et l'encaissant : 1) la composition des fluides des événements indique clairement des interactions entre un fluide dérivé de l'eau de mer et l'encaissant; 2) la présence et l'abondance de minéraux reliques du protolithe (Richardson et al., 1987 ; Schiffman et Smith, 1988 ; Nehlig et al., 1994) associés à des minéraux secondaires correspondant à différents faciès métamorphiques, indiquent que des conditions non à l'équilibre prédominent durant les remplacements (Stern et Elthon, 1979). La perméabilité étant le paramètre physique clé dans les interactions fluide-roche, les fluides dérivés de l'eau

de mer circulent via l'important réseau de fractures du complexe filonien ($K = 10^{-12} \text{ m}^2$ d'après Hayman et Carson, 2007) et le métamorphisent dans son ensemble.

Deuxièmement, il est difficile de dire quand le métamorphisme océanique se produit au sein de la croûte océanique. Cependant, ce processus d'altération continu, peu intense et diffusif est connu pour être distal, i.e., éloigné de la décharge focalisée (e.g. Honnorez, 2003). Donc, lors de l'épanchement de la croûte océanique, l'ensemble de cette dernière est métamorphisée sur une certaine durée. Ce qui est le cas à Troodos où l'ensemble du complexe filonien a subi un métamorphisme océanique dans le faciès des schistes verts (quartz-chlorite-actinote-albite±épidote) (Jowitt, 2008). En effet, les feldspaths plagioclases se transforment en albite ou en actinote tandis que les pyroxènes et l'olivine se transforment en chlorite et actinote (Richardson et al., 1987 ; Schiffman et Smith, 1988 ; Bettison-Varga et al., 1995). Cette altération étant peu intense, des textures magmatiques telles que les rosettes typiques des diabases sont préservées (cf Chapitre 2). La chloritisation secondaire touche aussi les épidosites préexistantes où la chlorite est généralement observée dans la porosité (cf Chapitre 2).

Troisièmement, une épidotisation postérieure au métamorphisme est également possible (cas de l'échantillon V23B ; cf Chapitre 2). En effet, dans l'échantillon concerné, un assemblage épidote-quartz-sphène tend à remplacer la texture magmatique primaire métamorphisée. Etant donné les fortes températures d'homogénéisation du métadiabase (jusqu'à environ 510°C pour une pression de 500 bars; cf Chapitre 2), on peut envisager une épidotisation distale (températures d'homogénéisation du métadiabase en cours d'épidotisation jusqu'à 350°C). La présence de multiples chambres magmatiques ainsi que l'intermittence de leur fonctionnement (Varga et Moores, 1990) pourraient expliquer une épidotisation locale, éloignée de l'axe de la dorsale. De plus, la faille transformante pourrait contribuer également à une épidotisation distale du fait des fortes interactions magmatiques avec l'axe majeur de la dorsale (Murton, 1986). Cette épidotisation, se surimposant au métamorphisme océanique, a déjà été observée à Troodos (Bettison-Varga et al., 1995 ; Jowitt, 2008), et également dans les ophiolites de Josephine en Californie (Harper et al., 1988).

2.5. Conclusion

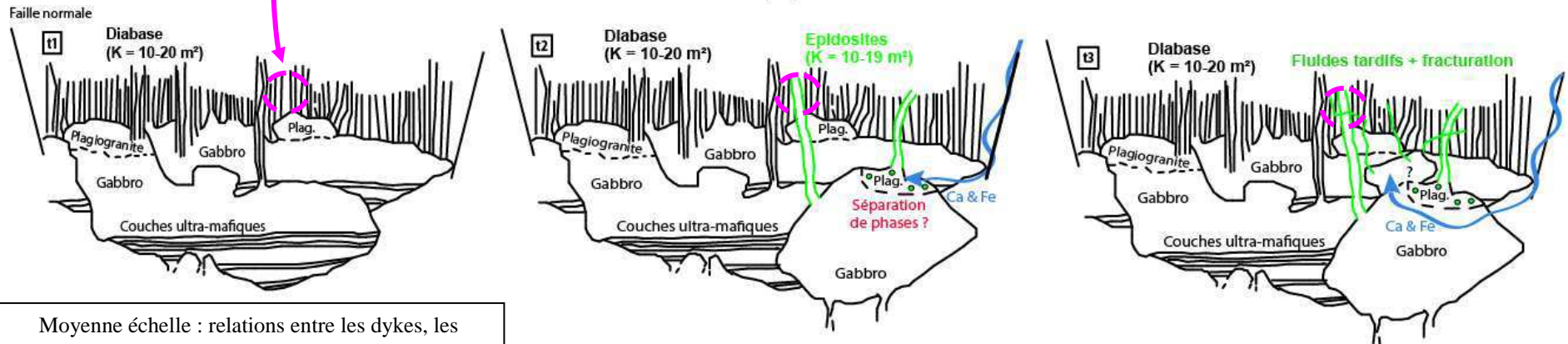
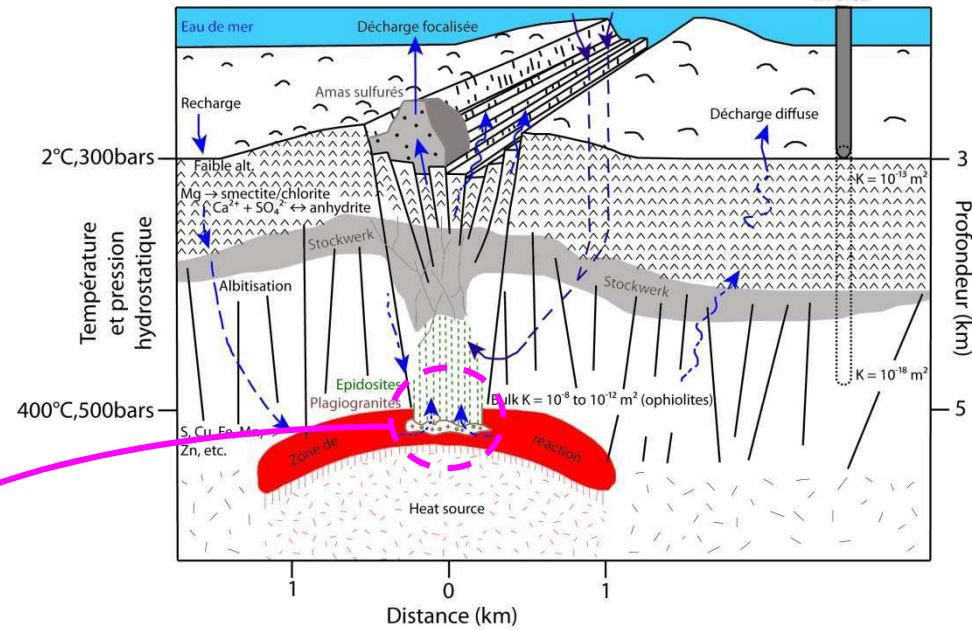
Deux grands types d'épidotisation ont été directement observés dans le complexe filonien de Troodos. Premièrement, une épidotisation tardi magmatique a lieu au cœur de certains dykes. Cette épidotisation peut être pénétrative (sous forme de larges bandes parallèles aux bordures des dykes) ou sous forme de sphérulites. Ces différences de texture sont expliquées notamment par la déformation du magma lors de l'introduction du dyke. En effet, plus la déformation dans les bordures est intense, plus les bulles s'agrègent entre elles et plus l'épidotisation pénétrative est favorisée. La pression magmatique pouvant atteindre 3000 bars lors de l'introduction du dyke, la nucléation de l'épidote est largement favorisée. Deuxièmement, une épidotisation post magmatique a lieu dans les fractures et les joints de refroidissement où des fronts d'altération sont clairement visibles. Un front de fracturation peut avoir lieu au toit de la chambre magmatique, favorisant les interactions entre les systèmes magmatiques et hydrothermaux, ainsi que la nucléation de l'épidote (passage d'une pression hydrostatique à une pression lithostatique). Si l'encaissant a été préalablement épidotisé, l'épidotisation est d'avantage facilitée et le problème de nucléation n'a plus lieu d'être (surcroissances cristallines).

La réaction d'épidotisation a lieu uniquement si la fugacité en oxygène est importante (équivalente au moins au tampon HM) et si les fluides sont enrichis en calcium et en fer. Une séparation des phases ainsi qu'un lessivage intense des roches dans la zone de réaction peuvent réunir ces paramètres.

Les relations entre les unités épidotisées et non-épidotisées montrent que la zone de réaction est constituée de plusieurs chambres magmatiques. Cela expliquerait pourquoi certains dykes sont épidotisés et d'autres non, et, pourquoi des métadiabases distaux se retrouvent épidotisés localement. Enfin, les relations entre l'axe majeur de la dorsale et la faille transformante impliquent des interactions intimes entre les magmas et la déformation, démontrées par l'étude des fabriques magnétiques. Ces interactions seraient à l'origine d'un enrichissement en terres rares des fluides, et donc, de la formation des allanites.

Grande échelle : système hydrothermal dans une dorsale lente (figure modifiée d'après Alt, 1995)

Mesures de perméabilité in situ



Moyenne échelle : relations entre les dykes, les gabbros et les plagiogranites → système multi-chambres magmatiques (figure au temps t1 modifiée d'après Moores et Vine, 1971)

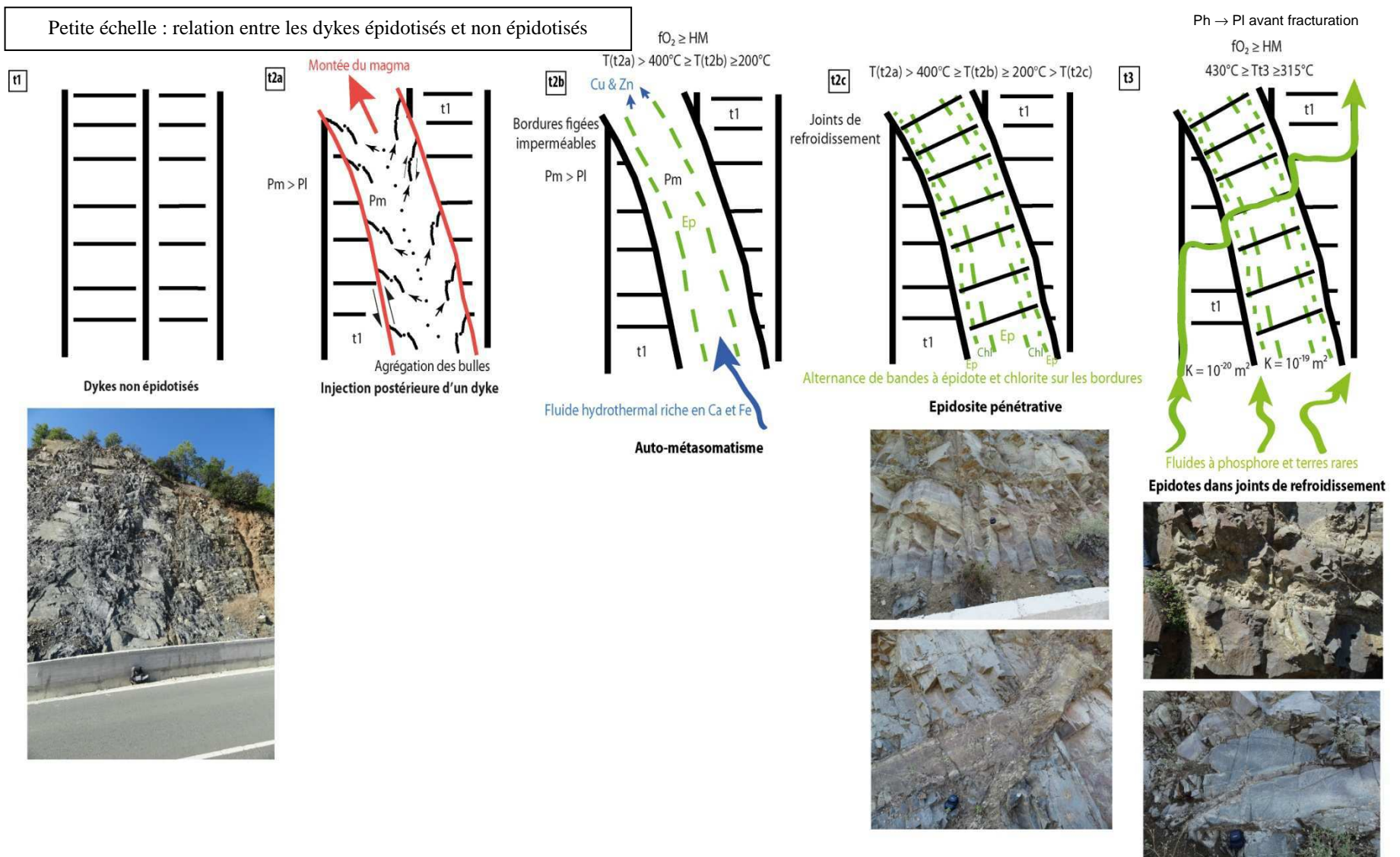


Figure 5.1 : Modèle d'épidotisation du complexe filonien. Abréviations : Chl = Chlorite ; Ep = Epidote ; HM = Tampon à hématite-magnétite ; Pl = Pression lithostatique ; Plag. = Plagiogranite ; Pm = Pression magmatique).

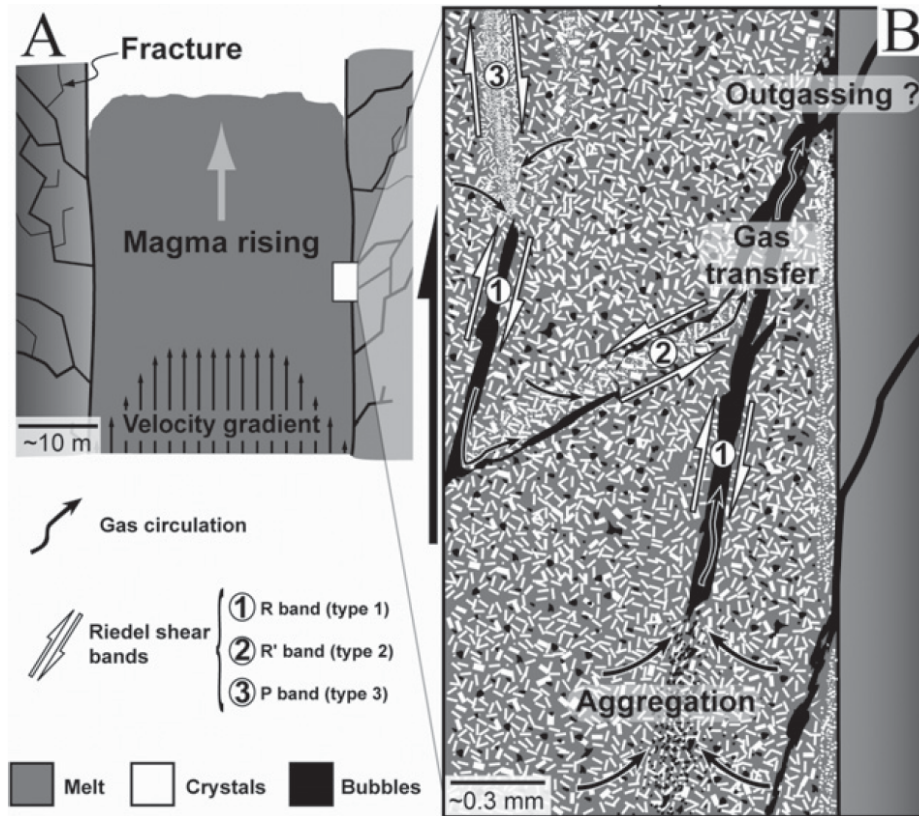


Figure 5.2 : (A) Lors de l'ascension du magma dans un dyke type Bingham, le cisaillement se développe le long des murs. (B) Structures expérimentales observées et leurs relations avec le dégazage du magma (Laumonier et al., 2011).

Conclusions et perspectives



Chypre, croûte océanique fossile, a été le lieu d'une expansion océanique et d'un uplift général, du Crétacé au Quaternaire. La plupart des auteurs s'étaient jusqu'à présent focalisés sur les gisements polymétalliques (VMS type Chypre), sur la géodynamique et sur la géologie de l'île. Or, la présence d'épidosites à la base du complexe filonien soulève de nombreuses questions quant aux processus d'altération mis en jeu en lien avec les minéralisations cuprifères, qui n'ont jamais été ou partiellement abordées.

Notre étude pluridisciplinaire s'est effectuée selon différentes approches (observations de terrain, pétrographie, étude des fabriques magnétiques, approches expérimentales). L'originalité de ce travail de thèse est de comprendre les processus à l'origine de l'épidotisation du complexe filonien pour ensuite proposer le modèle le plus pertinent possible tenant compte à la fois de nos expérimentations mais aussi des preuves de terrain. Les conclusions majeures de cette thèse peuvent être résumées selon les points suivants :

- 1) Cinq types d'épidosites ont été identifiés directement dans le complexe filonien du complexe ophiolitique de Troodos à Chypre :
 - Une épidosite pénétrative a été observée au cœur de la majorité des dykes épidotisés. L'épidotisation, parallèle aux bordures du dyke et recoupée par les joints de refroidissement, est focalisée entre les bordures. De plus, les relations entre les dykes épidotisés et non-épidotisés montrent clairement que les dykes sont hydrogéologiquement distincts.
 - Des épidotes très fines (types pistachite et allanite) ont été observées au cœur des joints refroidissement. Des fronts d'altérations sont visibles sur l'encaissant, pouvant être préalablement épidotisé.
 - Certains dykes fins à texture grossière sont riches en épidote, chlorite et pyrite (épidosite à sulfures). Comme pour l'épidosite pénétrative, l'épidotisation semble se restreindre entre les bordures du dyke.
 - Une fracture comblée de quartz géodique et d'épidote a été observée. L'épidote, se présentant sous forme de baguettes automorphes, se propage clairement sur les dykes encaissants.
 - Certains dykes à la transition gabbro-complexe filonien présentent une épidotisation sous forme de sphérulites, tout comme les plagiogranites épidotisés.
- 2) Notre étude expérimentale en autoclave statique a permis de caractériser la réaction d'épidotisation. A 400°C et 400 bars, aucune épidote n'a été synthétisée du fait d'un

problème de nucléation à faible pression reconnu dans la littérature (e.g. Holdaway, 1966 ; Liou et al., 1983). La pression a donc un effet considérable sur la nucléation de l'épidote. A 500°C et 2500 bars, une fugacité en oxygène importante (équivalente au tampon HM) et un fluide riche en calcium (30% pds éq. CaCl₂) et en fer (rajout d'hématite) sont nécessaires pour épidotiser des feldspaths plagioclases (An50% et albite) ainsi que des métadiabases et des metabasalts de Troodos. Nos expérimentations montrent que l'épidotisation libère significativement du cuivre et du zinc. Il y a donc un lien direct entre la formation des épidosites à la base du complexe filonien et le dépôt des gisements polymétalliques sur les fonds océaniques.

- 3) Notre étude expérimentale en autoclave dynamique type Paterson montre que le métadiabase est quasi-imperméable (de l'ordre de 10⁻²⁰ m²) à l'échelle du cm. Il se pose donc le problème de la circulation d'un fluide hydrothermale au cœur d'un dyke non fracturé. La fracturation permet d'augmenter la perméabilité d'au moins un ordre de grandeur. De plus, les épidosites sont plus perméables (de l'ordre de 10⁻¹⁹ m²) que le métadiabase. La réaction d'épidotisation créerait donc de la porosité, hypothèse en accord avec notre étude pétrographique. Une rétroaction positive se déclenche alors : une fois l'épidotisation initiée le fluide hydrothermal circule plus facilement au sein de la roche, l'épidotisant ainsi de plus en plus.
- 4) Notre étude sur les fabriques magnétiques montre que l'épidotisation au sein des dykes (épidosites pénétratives et épidosites à sulfures) se superpose au flux magmatique. Ce type d'épidotisation intrinsèque aux dykes est donc tardi magmatique contrairement à l'autre type d'épidotisation (dans les fractures et les joints de refroidissement) qui est clairement postérieure à la mise en place des dykes. Dans le cas d'une épidotisation tardi magmatique, la pression magmatique peut atteindre trois fois celle de la pression lithostatique (Grosfils, 2007), soit près de 3000 bars à la base du complexe filonien. Dans le cas d'une épidotisation post magmatique, un front de fracturation sur le toit de la chambre peut faire basculer la pression d'une pression hydrostatique (500 bars) à une pression lithostatique (1000 bars) (Lister, 1974). Ainsi, tout processus augmentant la pression, favorise la nucléation de l'épidote.
- 5) Enfin, nos modélisations et nos calculs de perméabilité post expérimentations montrent un artéfact récurrent dans les approches expérimentales : la perméabilité des échantillons fracturés s'accroît fortement de plus de cinq ordres de grandeur du fait de la décompression.

Les épidosites tardi magmatiques constituant un plus gros volume que les épidotes post magmatiques, la nature du lien entre les épidosites et les amas sulfurés est donc principalement auto-métasomatique. Les fluides engendrant les épidosites ne circulent donc pas dans un simple circuit hydrothermal localisé dans les failles et les fractures mais dans un système où les magmas et les fluides hydrothermaux interagissent intensément (auto-métasomatisme en masse dans le complexe filonien).

Ce travail soulève évidemment beaucoup de questions auxquelles de futures études devraient répondre. En effet, de nouvelles approches expérimentales permettront sûrement de mieux comprendre la circulation des fluides dans une roche à l'état sub solidus ainsi que l'auto-métasomatisme. Ces études expérimentales devront être couplées à une étude de la cinétique de la réaction d'épidotisation (approches expérimentales et thermodynamiques), afin de mieux contraindre par exemple, les relations temporelles entre le fonctionnement de la chambre magmatique et l'épidotisation.

Un problème intéressant persiste. En effet, les épidosites sont rares sur les planchers des croûtes océaniques actuelles (Banerjee et al., 2000). Il est possible que cette différence soit liée au volcanisme des rides océaniques étant donné que les basaltes type MORB ont une chimie différente dans les ophiolites et en contexte de subduction. Les magmas étant plus hydratés en zone de subduction (e.g. Muenow et al., 1990), ceci favoriserait leur dégazage, accroissant ainsi la perméabilité des dykes à un stade magmatique. Du fait du lien entre les épidosites et les gisements polymétalliques, ce travail permettrait de mieux considérer et d'approfondir les prospections sous-marines, notamment dans les zones de subduction.

Chypre s'avère être un site unique permettant d'appréhender les interactions entre l'écoulement des fluides, les réactions fluide-roche et la déformation dans la croûte océanique.



Références bibliographiques

rsb.info.nih.gov/ij (accessed 01/2012)

Abelson, M., Baer, G., Agnon, A., 2001. Evidence from gabbro of the Troodos ophiolite for lateral magma transport along a slow-spreading mid-ocean ridge. *Nature* 409.

Abelson, M., Baer, G., Agnon, A., 2002. Fossil ridge-transform intersection in the Troodos ophiolite: New perspectives from rock magnetism in the gabbro suite and fracture mechanics analysis. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 3, 8.

Adamides, N.G., 2010. Mafic-dominated volcanogenic sulphide deposits in the Troodos ophiolite, Cyprus. Part 1 – The deposits of the Solea graben. *Applied Earth Science* 119, 65-77.

Aharonov, E., Tenthorey, E., Scholz, C.H., 1998. Precipitation sealing and diagenesis: 2. Theoretical analysis. *J. Geophys. Res.* 103, 23969-23981.

Alt, J., 1994. A sulfur isotopic profile through the Troodos ophiolite, Cyprus - Primary composition and the effects of seawater hydrothermal alteration. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 1825-1840.

Alt, J., 1995. Seafloor processes in mid-ocean ridge hydrothermal systems, In: Humphris S.E., Zierenberg R.A., Mullineaux, L.S., Thomson R.E. (Eds.), *Seafloor hydrothermal systems: Physical, chemical, biological, and geological Interactions*, AGU Monograph Series, No. 91. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 85-114.

Anastasiou, P., Langer, K., 1977. Synthesis and Physical Properties of Piemontite $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{-pMnp}_3^+(\text{Si}_2\text{O}_7/\text{SiO}_4/\text{O}/\text{OH})$. *Contrib. Mineral. Petrol.* 60, 225-245.

Bagnold, R.A., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. Roy. Soc. (London)*, Set. A225, 49-63.

Banerjee, N.R., Gillis, K.M., Muehlenbachs, K., 2000. Discovery of epidotes in a modern oceanic setting, the Tonga forearc. *Geology* 28, 151-154.

- Baragar, W.R.A., Lambert, M.B., Baglow, N., Gibson, I.L., 1990. The sheeted dyke zone in the Troodos Ophiolite, In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.). *Ophiolites: Oceanic crustal analogues; proceedings of the symposium "Troodos 1987"*. Minist. Agric. and Nat. Resour., Nicosia, Cyprus, pp. 37-51.
- Becker, K., 1989. Measurements of the permeability of the sheeted dikes in hole 504B, ODP LEG 111. *Proc. ODP, Sci. Results 111*, 317-325.
- Becker, K., Fisher, A.T., 2000. Permeability of upper oceanic basement on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge determined with drill-string packer experiments. *J. Geophys. Res.* 105, 897-912.
- Berndt, M.E., Seyfried Jr., W.E., Beck, J.W., 1988. Hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges: experimental constraints from Ca and Sr exchange reactions and Sr isotopic ratios. *J. Geophys. Res.* 93, 4573-4585.
- Berndt, M.E., Seyfried Jr., W.E., Janecky, D.R., 1989. Plagioclase and epidote buffering of cation ratios in mid-ocean ridge hydrothermal fluids: experimental results in and near the supercritical region. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 53, 2283-2300.
- Bettison-Varga, L., Varga, R.J., Schiffman, P., 1992. Relation between ore-forming hydrothermal systems and extensional deformation in the Solea graben spreading center, Troodos ophiolite, Cyprus. *Geology* 20, 987-990.
- Bettison-Varga, L., Schiffman, P., Janecky, D.R., 1995. Fluid-rock interaction in the hydrothermal upflow zone of the Solea graben, Troodos Ophiolite, Cyprus. *Geological Society of America Special Paper 296*, 81-100.
- Bickle, M.J., Teagle, D.A.H., 1992. Strontium alteration in Troodos ophiolite: implications for fluid fluxes and geochemical transport in mid-ocean ridge hydrothermal systems. *Earth and Planetary Science Letters* 113, 219-237.

- Bischoff, J.L., Pitzer, K., 1989. Liquid-vapor relations for the system NaCl-H₂O: Summary of the P-T-x surface from 300° to 500°C. *American journal of science* 289, 217-248.
- Blackburn, J., Hanrahan, S., Jankowski, P., Chwastiak, P., See, A., Munro, P., Lipton, I., 2010. Offshore production system definition and cost study [online], SRK Consulting. Disponible sur : <http://www.nautilusminerals.com/i/pdf/NAT005_Solwara_1_Offshore_Production_System_Definition_and_Cost_Study_Rev_3_21_June2010.pdf> [Accessed: 25 March 2012].
- Blumenfeld, P., Bouchez, J.-L., 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology* 10, 361-372.
- Bodnar, R.J., Burnham, C.W., Sterner, S.M., 1985. Synthetic fluid inclusions natural quartz III Determination of phase equilibrium properties in the system H₂O-NaCl to 1000°C and 1500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 1861-1876.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57 : 683-684.
- Bodnar, R.J., Vityk, 1994. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions, In: De Vivo B., Frezzotti M.L. (Eds.), *Fluid inclusions in minerals, methods and applications*. Virginia Tech, Blacksburg, VA, pp. 117-130.
- Boettcher, A.L., 1970. The system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O at high pressures and temperatures. *J. Petrol.* 11, 337-379.
- Booij, E., Bettison-Varga, L., Farthing, D., Staudigel, H., 2000. Pb-isotope systematics of a fossil hydrothermal system from the Troodos ophiolite, Cyprus: Evidence for a polyphased alteration history. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 3559-3569.
- Boorgaard, O.K., Lindgreen, H.B., Mørup, S., 1982. Oxidation and reduction of structural iron in chlorite at 480°C. *Clays Clay Miner.* 30, 353-364.

- Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.*, 42, 49-93.
- Borradaile, G. J., Lacroix, F., Hamilton, T.D., Trebilcock, D.A., 2010. Ophiolite tectonics, rock magnetism and palaeomagnetism, Cyprus. *Surv Geophys* 31, 285-359.
- Bosch, D., Jamais, M., Boudier, F., Nicolas, A., Dautria, J.-M., Agrinier, P., 2004. Deep and high-temperature hydrothermal circulation in the Oman ophiolite-petrological and isotopic evidence. *Journal of Petrology* 45, 1181-1208.
- Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds), *Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics*, Kluwer Academic Publishers, 95-112.
- Brantley, S.L., Evans, B., Hickman, S.H., Crerar, D.A., 1990. Healing of microcracks in quartz: Implications for fluid flow. *Geology* 18, 136-139.
- Brunsmann, A., Franz, G., Heinrich, W., 2002. Experimental investigation of zoisite-clinozoisite phase equilibria in the system CaO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.* 143, 115-130.
- Cameron, W.E., Nisbet, E.G., Dietrich, V.J., 1979. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts. *Nature* 280, 550-553.
- Cann, J., Gillis, K., 2004. Hydrothermal insights from Troodos ophiolite, Cyprus, In: Davis, E.E., Elderfield, H. (Eds.), *Hydrogeology of the oceanic lithosphere*. Cambridge University Press, pp. 274-311.
- Cann, J., McCaig, A., MacLeod, C.J., 2010. Field handbook. Detachments in oceanic lithosphere: Deformation, magmatism, fluid flow, and ecosystems. AGU Chapman Conference.

- Cannat, M., Mével, C., Maia, M., Deplus, C., Durand, C., Gente, P., Agrinier, P., Belarouchi, A., Dubuisson, G., Humier, E., Reynolds, J., 1995. Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22°–24°N). *Geology* 23, 49-52.
- Clemente, C.S., Amoros, E.B., Crespo, M.G., 2007. Dike intrusion under shear stress: Effects on magnetic and vesicle fabrics in dikes from rift zones of Tenerife (Canary Islands). *Journal of Structural Geology* 29, 1931-1942.
- Coelho, G., Branquet, Y., Sizaret, S., Arbaret, L., Champallier, R., Rozenbaum, O., 2013. Permeability beneath oceanic ridges: Experimental and numerical constraints. *Earth Planet Sci. Lett.* submitted.
- Coish, R.A., Taylor, L.A., 1979. The effects of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP Leg 34 basalt: A microprobe study. *Earth and Planetary Science Letters* 42, 389-398.
- Constantinou, G. 1987. Massive sulphide deposits. In: Xenophontos, C., Malpas, J.G. (Eds.), *Field excursion guidebook – Symposium Troodos 87 - Ophiolites and oceanic lithosphere*. Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, pp. 87-109.
- Coogan, L.A., Banks, G.J., Gillis, K.M., MacLeod, C.J., Pearce, J.A., 2003. Hidden melting signatures recorded in the Troodos ophiolite plutonic suite: Evidence for widespread generation of depleted melts and intra-crustal melt aggregation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144, 484-505.
- Correa-Gomes, L.C., Souza Filho, C.R., Martins, C.J.F.N., Oliveira, E.P., 2001. Development of symmetrical and asymmetrical fabrics in sheet-like igneous bodies: The role of magma flow and wall-rock displacements in theoretical and natural cases. *Journal of Structural Geology* 23, 1415-1428.

- Coumou, D., Driesner, T., Geiger, S., Heinrich, C.A., Matthäi, S., 2006. The dynamics of mid-ocean ridge hydrothermal systems: Splitting plumes and fluctuating vent temperatures. *Earth and Planetary Science Letters* 245, 218–231.
- Coumou, D., Driesner, T., Geiger, S., Paluszny, A., Heinrich, C.A., 2009a. High-resolution three-dimensional simulations of mid-ocean ridge hydrothermal systems. *Journal of Geophysical Research* 114, B07104.
- Coumou, D., Driesner, T., Weis, P., Heinrich, C.A., 2009b. Phase separation, brine formation, and salinity variation at Black Smoker hydrothermal systems. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 114, B03212, doi:10.1029/2008JB005764.
- Cowan, J., Cann, J., 1988. Supercritical two-phase separation of hydrothermal fluids in the Troodos ophiolite. *Nature* 333, 259-261.
- Cui, X., Nabelek, P.I., Liu, M., 2001. Controls of layered and transient permeability on fluid flow and thermal structure in contact metamorphic aureoles, with application to the Notch Peak aureole Utah. *J. Geophys. Res.* 106, 6477-6491.
- David, C., Menéndez, B., Darot, M., 1999. Influence of stress-induced and thermal cracking on physical properties and microstructure of La Peyratte granite. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 36, 433-448.
- DeGraff, J.M., Aydin, A., 1987. Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and direction of joint growth. *Geol. Soc. Am. Bull.* 99, 605-617.
- Degruyter, W., Burgisser, A., Bachmann, O., Malaspina, O., 2010. Synchrotron X-ray microtomography and lattice Boltzmann simulations of gas flow through volcanic pumices. *Geosph.* 6, 470-481.
- Delaney, J.R., Mogk, D.W., Mottl, M.J., 1987. Quartz-cemented breccias from the Mid-Atlantic Ridge: Samples of a high-salinity hydrothermal upflow zone. *Journal of Geophysical Research* 92, 9175-9192.

- Dilek, Y., Moores, E.M., 1990. Regional tectonics of the eastern Mediterranean ophiolites, In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds). *Ophiolites : Oceanic crustal analogues; proceedings of the symposium "Troodos 1987"*. Nicosia, Cyprus, Minist. Agric. and Nat. Resour., pp. 295-309.
- Dilek, Y., Flower, M.F.J., 2003. Arc-trench roll-back and forearc accretion: 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. *Geological Society of London Special Publication 218*, 43-68.
- Dostal, J., Mueller, W., 1995. An Archean oceanic felsic dyke swarm in a nascent arc: the Hunter Mine Group, Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 7, 37-57.
- Dupont, G., 2008. Le nouvel Eldorado minier est au fond des mers. *Le Monde* du 24 octobre 2008.
- El Mekki-Azouzi, M., Ramboz, C., Lenain, J.-F., Bellenoue, D., Etchegut, P., 2013. The Linkam THMS 600 conductive microthermometric stage: Calibration line, measurement precision and accuracy, thermal model. *Eur. J. Mineral.* submitted .
- Essalhi, M., Sizaret, S., Barbanson, L., Chen, Y., Branquet, Y., Panis, D., Camps, P., Rochette, P., Canals, A., 2009. Track of fluid paleocirculation in dolomite host rock at regional scale by the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS): An example from Aptian carbonates of La Florida, Northern Spain. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 501-513.
- Eugster, P.H., Wones, D.R., 1962. Stability relations of ferruginous biotite, annite. *Journal of Petrology* 3, 82-125.
- Fehn, U., Cathles, L.M., 1979. Hydrothermal convection at slow-spreading mid-ocean ridges. *Tectonophysics*, 55, 239-260.

- Féménias, O., Diot, H., Berza, T., Gauffriau, A., Demaiffe, D., 2004. Asymmetrical to symmetrical magnetic fabric of dikes: Paleo-flow orientations and paleo-stresses recorded on feeder-bodies from the Motru Dike Swarm (Romania). *Journal of Structural Geology* 26, 1401-1418.
- Fernandez, A., Laporte, D., 1991. Significance of low symmetry fabrics in magmatic rocks. *Journal of Structural Geology* 13, 337-347.
- Fisher, A.T., 1998. Permeability within basaltic oceanic crust. *Rev. Geophys.* 36, 143-182.
- Fisher, A.T., 2002. The dynamics and the significance of fluids within the seafloor. *JOIDES Journal* 28 : N°1 39-44.
- Fontaine, F.J., Rabinowicz, M., Boulègue, J., 2001. Permeability changes due to mineral diagenesis in fractured crust: implications for hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters* 184, 407-425.
- Fontaine, F.J., Wilcock, W.S.D., 2007. Two-dimensional numerical models of open-top hydrothermal convection at high Rayleigh and Nusselt numbers: Implications for mid-ocean ridge hydrothermal circulation. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8, doi: 10.1029/2007GC001601.
- Fontaine, F.J., Olive, J.-A., Cannat, M., Escartin, J., Perol T., 2011. Hydrothermally-induced melt lens cooling and segmentation along the axis of fast- and intermediate-spreading centers. *Geophysical Research Letters* Volume 38, Issue 14 doi: 10.1029/2011GL047798.
- Fortin, J., Stanchits, S., Vinciguerra, S., Guéguen, Y., 2011. Influence of thermal and mechanical cracks on permeability and elastic wave velocities in a basalt from Mt. Etna volcano subjected to elevated pressure. *Tectonophysics* 503, 60-74.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J., 2009. Interactions between magma and hydrothermal system in Oman ophiolite and in IODP Hole 1256D: Fossilization of a dynamic melt

- lens at fast spreading ridges. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 10
doi:10.1029/2009GC002652.
- Franz, G., Liebscher, A., 2004. Physical and chemical properties of the epidote minerals – An introduction. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 56, 1-80.
- Garfunkel, Z., 1998. Constrains on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin. *Tectonophysics* 298, 5-35.
- Gass, I.G., Masson-Smith, D., 1963. The geology and gravity anomalies of the Troodos massif, Cyprus. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences* 255, 417-467.
- Gerdes, M.L., Baumgartner, L.P., Person, M., 1998. Convective fluid flow through heterogeneous country rocks during contact metamorphism. *J. Geophys. Res.* 103, 23983-24003.
- Gillis, K.M., Roberts, M.D., 1999. Cracking at the magma–hydrothermal transition: Evidence from the Troodos Ophiolite, Cyprus. *Earth and Planetary Science Letters* 169, 227-244.
- Gillis, K.M., Banerjee, N.R., 2000. Hydrothermal alteration patterns in supra-subduction zone ophiolites. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 349, 283-297.
- Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short Course* 31, 199.
- Götze, J., Zimmerle, W., 2000. Quartz and silica as guide to provenance in sediments and sedimentary rocks. *Contrib. Sed. Petrol.* 21, 1–91.
- Graham, J. W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geological Society of America Bulletin* 65, 1257-1258.

- Granot, R., Abelson, M., Ron, H., Agnon A. 2006. The oceanic crust in 3D: Paleomagnetic reconstruction in the Troodos ophiolite gabbro. *Earth and Planetary Science Letters* 251, 280-292.
- Gratier, J.P., Favreau, P., Renard, F., 2003. Modeling fluid transfer along Californian faults when integrating pressure solution crack sealing and compaction process. *J. Geophys. Res.* 108, 28-52.
- Gratier, J.P., 2011. Fault permeability and strength evolution related to fracturing and healing episodic processes (years to millennia): The role of pressure solution. *Oil & Gas Science Technol.* 66, 491-506.
- Grosfils, E., 2007. Magma reservoir failure on the terrestrial planets: Assessing the importance of gravitational loading in simple elastic models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 166, 47-75.
- Gunter, W.D., Myers, J., Girsperger, S., 1987. Hydrogen: metal membranes, In: Ulmer, G.C., Barnes, H.L. (Eds.), *Hydrothermal experimental techniques*. Wiley-Interscience, pp. 100-120.
- Hajash, A., 1975. Hydrothermal Processes along Mid-Ocean Ridges: An Experimental Investigation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 53, 205-226.
- Hajash, A., Archer, P., 1980. Experimental seawater/basalt interactions: Effects of cooling. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 75, 1-13.
- Hajash, A., Chandler, G.W., 1981. An experimental investigation of high-temperature interactions between seawater and rhyolite, andesite, basalt and peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78, 240-254.
- Hamilton, D.L., Burnham, C.W., Osborn, E.F., 1964. The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas. *J. Petrol.* 5, 21-39.

- Hardie, L.A., 1983. Origin of CaCl₂ brines by basalt-seawater interaction: insights provided by some simple mass balance calculations. *Contrib. Mineral. Petrol.* 82, 205-213.
- Harper, G.D., Bowman, J.R., Kuhns, R. 1988. Field, chemical and stable isotopic aspects of sub-seafloor metamorphism of the Josephine ophiolite, California-Oregon. *J. Geophys. Res.* 93, 4625-4657.
- Hayman, N.W., Karson, J.A., 2007. Faults and damage zones in fast-spread crust exposed on the north wall of the Hess Deep Rift: Conduits and seals in seafloor hydrothermal systems. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 8, 10.
- Helgeson, H.C., Kirkham, D.H., Flowers, G.C., 1981. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures. IV. Calculation of activity coefficients, osmotic coefficients, and apparent molal and standard and relative partial molal properties to 600°C and 5 kbar. *Am. J. Sci.* 281, 1.249–1.517.
- Hirose, T., Bystricky, M., Kunze, K., Stünitz H., 2006. Semi-brittle flow during dehydration of lizardite-chrysotile serpentinite deformed in torsion. *Earth Planetary Sci. Lett.* 249, 484-493.
- Holdaway, M.J., 1972. Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of fO₂ content and Fe content. *Contr. Mineral. Petrol.* 37, 307-340.
- Honnorez, J., 2003. Hydrothermal alteration vs. ocean-floor metamorphism. A comparison between two case histories: The TAG hydrothermal mound (Mid-Atlantic Ridge) vs. DSDP/ODP Hole 504B (Equatorial East Pacific). *C. R. Geosciences* 335, 781-824.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surv.*, 5, 37-82.

- Huebner, J.S., 1971. Buffering techniques for hydrostatic systems at elevated pressures. In: Ulmer, G.C. (Eds.), *Research techniques for high pressure and high temperature*. Springer-Verlag, pp. 123-176.
- Humphris, S.E., McCollum, T., 1998. The cauldron beneath the seafloor. *Oceanus Magazine*, 41(2), 18-21.
- Hurst, S.D., Moores, E.M., Varga, R.J., 1994. Structural and geophysical expression of the Solea graben, Troodos Ophiolite, Cyprus. *Tectonics* 13, 139-156.
- Iannuccelli, E., Mompert, F., Gellin, J., Lahbib-Mansais, Y., Yerle, M., Boudier, T., 2010. NEMO: A tool for analyzing gene and chromosome territory distributions from 3D-FISH experiments. *Bioinforma.* 26, 696-697.
- Jébrak, M., Marcoux, E., 2008. Géologie des ressources minérales. Ressources naturelles et faune du Québec. pp. 312-324.
- Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Stud. Geophys. Geodet.*, 22, 50-62.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 63.
- Jenkins, D.M., Newton, R.C., Goldsmith, J.R., 1983. Fe-free clinozoisite stability relative to zoisite. *Nature* 304, 622-623.
- Joly, A., Faure, M., Martelet, G., Chen, Y., 2009. Gravity inversion, AMS and geochronological investigations of syntectonic granitic plutons in the southern part of the Variscan French Massif Central. *Journal of Structural Geology* 31, 421-443.
- Jowitt S. M., Jenkin G. R. T., Coogan L. A., Naden J. and Chenery S. R. N. (2007) Epidiosites of the Troodos Ophiolite: a direct link between alteration of dykes and release of base metals into ore-forming hydrothermal systems? In: *Digging deeper: proceedings of the ninth biennial meeting of the Society for Geology Applied to*

- Mineral Deposits. Dublin, Ireland, Irish Association for Economic Geology, 1037-1040.
- Jowitt, S.M., 2008. Field, petrological and geochemical constraints on the release of base metals into hydrothermal fluids in Cyprus-type Volcanogenic Massive Sulphide (VMS) systems: an investigation of the Spilia-Kannavia epidosite zone, Troodos ophiolite, Cyprus. Ph. D. thesis. University of Leicester, England.
- Jowitt, S.M., Jenkin, G.R.T., Coogan, L.A., Naden, J., 2010. How much metal can you get? Quantified mass balancing of base metal release during epidosite zone alteration in ophiolite-hosted VMS systems. Smart Science for Exploration and Mining. Proceedings of the 10th Biennial SGA Meeting, Townsville, Australia, pp. 719-721.
- Jowitt, S.M., Jenkin, G.R.T., Coogan, L.A., Naden, J., 2012. Quantifying the release of base metals from source rocks for volcanogenic massive sulfide deposits: Effects of protolith composition and alteration mineralogy. *Journal of Geochemical Exploration* 118, 47-59.
- Juteau, T., Manac'h, G., Moreau, O., L'écuyer, C., Ramboz, C., 2000. The high temperature reaction zone of the Oman ophiolite: new field data, microthermometry of fluid inclusions, PIXE analyses and oxygen isotopic ratios. *Mar. Geophys. Res.* 21, 351–385.
- Juteau, T., Maury, R., 2008. La croûte océanique – Pétrologie et dynamique endogènes. Société géologique de France. *Vuibert*, pp. 297-334.
- Kelley, D.S., Robinson, P.T., 1990. Development of a brine-dominated hydrothermal system at temperatures of 400~500°C in the upper level plutonic sequence, Troodos ophiolite, Cyprus. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 653-661.
- Kelley, D.S., Robinson, P.T., Malpas, J.G., 1992. Processes of brine generation and circulation in the oceanic crust: Fluid inclusion evidence from the Troodos Ophiolite, Cyprus. *J. Geophys. Res.* 97, 9307-9322.

- Kelley, D.S., Gillis, K.M., Thompson, G., 1993. Fluid evolution in submarine magma-hydrothermal systems at the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research* 98, 19579-19596.
- Kestin, J., Sengers, J.V., Kamgar-Parsi, B., Levelt Sengers, J.M.H., 1984. Thermophysical properties of fluid H₂O. *J. Phys. Chem.* 13, 175-183.
- Klemd, R., 2004. Fluid inclusions in epidote minerals and fluid development in epidote-bearing rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 56, 197-234.
- Komar, P.D., 1972a. Mechanical interactions of phenocrysts and flow differentiation of igneous dikes and sills. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 973-988.
- Komar, P.D., 1972b. Flow differentiation in igneous dikes and sills: Profiles of velocity and phenocryst concentration. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 3443-3448.
- Labaume, P., Moretti, I., 2001. Diagenesis-dependence of cataclastic thrust fault zone sealing in sandstones. Example from the Bolivian Sub-Andean Zone. *J. Struct. Geol.* 23, 1659-1675.
- Laumonier, M., Arbaret, L., Burgisser, A., Champallier, R., 2011. Porosity redistribution enhanced by strain localization in crystal-rich magmas. *Geology* 39, 715-718.
- Liou, J.G., 1973. Synthesis and stability relations of epidote, Ca₂Al₃FeSi₃O₁₂(OH). *J. Petrol.* 14, 381-413.
- Liou, J.G., Kim, H.S., Maruyama, S., 1983. Prehnite – epidote equilibria and their petrologic applications. *J. Petrol.* 24, 321-342.
- Lister, C.R.B., 1974. On the penetration of water into hot rock. *Geophys. J. Roy Astr. S.* 39, 465-509.

- Lumpkin, A., Yang, B., Yao, C., Emery, L., 2003. X-ray imaging of the aps storage ring beam stability effects: From the alaskan earthquake to undulator field changes. *Med. Imaging* 4, 2423-2425.
- Machel, H.G., 2000. Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (Eds.), *Cathodoluminescence in geosciences*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, pp. 271-302.
- MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, 1995. *Atlas des roches magmatiques*. Masson, Paris, pp. 55.
- Mackenzie, G.D., Maguire, P.K.H., Coogan, L.A., Khan, M.A., Eaton, M., Petrides, G., 2006. Geophysical constraints on the crustal architecture of the Troodos ophiolite: Results from the IANGASS project. *Geophysical Journal International* 167, 1385-1403.
- Macleod, C.J., Allerton, S., Gass, I.G., Xenophontos, C., 1990. Structure of a fossil ridge transform intersection in the Troodos ophiolite. *Nature* 348, 717-720.
- Malpas, J., Brace, T., 1987. Geological map of the Amiandos-Palekhori area, Geol. Surv. Dep., Minist. of Agric. and Nat. Resour. of Cyprus and Cent. of Earth Resour. Res., Nicosia, Cyprus, Memorial Univ. of Newfoundland, Canada.
- Malpas, J., 1990. Crustal accretionary processes in the Troodos ophiolite, Cyprus: Evidence from field mapping and deep crustal drilling, In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.), *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues - Proceedings of the Symposium "Troodos 1987"*. Geol. Surv. Dep., Nicosia, Cyprus, pp. 65-74
- Manac'h, G., Lécuyer, C., Juteau, T.A., 1999. Fluid inclusion and stable isotope study of hydrothermal circulation in a transform zone: Western Blanco Depression, northeast Pacific. *Journal of Geophysical Research* 104, 12941- 12969.

- Martin, W., Baross, J., Kelley, D.S., Russel, M.J., 2008. Hydrothermal vents and the origin of life. *Nature Reviews Microbiology* 6, 805-814.
- Matthews, A., Goldsmith, J.R., 1984. The influence of metastability on reaction-kinetics involving zoisite formation from anorthite at elevated pressures and temperatures. *Am. Mineral.* 69, 848-857.
- McCulloch, M.T., Cameron, W.E., 1983. Nd-Sr isotopic study of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus: Evidence for a subduction-related setting. *Geology* 11, 727-731.
- Meunier, A., Petit, S., Ehlmann, B.L., Dudoignon, P., Westall, F., Mas, A., El Albani, A., Ferrage E., 2012. Magmatic precipitation as a possible origin of Noachian clays on Mars. *Nature Geoscience* 5, 739-743.
- Mokni-Leconte, I., 2013. Apport à la minéralogie et aux fluides dans les épidosites de Chypre. Rapport de stage recherche en Master 2^{ème} année. Université d'Orléans. Observatoire des Sciences de l'Univers en région Centre.
- Moores, E.M., Vine, F.J., 1971. The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A* 268, 443-466.
- Morrow, C.A., Moore, D.E., Lockner, D.A., 2001. Permeability reduction in granite under hydrothermal conditions. *J. Geophys. Res.* 106, 30551-30560.
- Muenow, D.W., Garcia, M.O., Aggrey, K.E., Bednarz, U., Schmincke, H.-U., 1990. Volatiles in submarine glasses as a discriminant of tectonic origin: application to the Troodos ophiolite. *Nature* 343, 159-161.
- Murton, B.J., 1986. Anomalous oceanic lithosphere formed in a leaky transform fault: Evidence from the Western Limassol Forest Complex, Cyprus. *Journal of the Geological Society, London* 143, 845-854.

- Nagashima, M., 2006. Hydrothermal syntheses of epidote and piemontites on the join $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}_3+\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ - $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Mn}_3+\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ at relatively low pressures of 200-400 MPa. *J. Mineral. Petrol. Sci.* 101, 1-9.
- Nagashima, M., Geiger, C.A., Akasaka, M., 2009. A crystal-chemical investigation of clinozoisite synthesized along the join $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ - $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{CrSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. *Am. Mineral.* 94, 1351-1360.
- Nehlig, P., Watremez, P., Juteau, T., 1990. Geometry of the ridge axis hydrothermal circulation systems in the oceanic crust: The example of the Samail ophiolite Oman, In: Malpas, J., Moores, E., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.); *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues*. Geological Survey Department of Cyprus, Nicosia, pp. 415-431
- Nehlig, P., 1991. Salinity of oceanic hydrothermal fluids: a fluid inclusion study. *Earth Planet Sci Lett* 102, 310-325.
- Nehlig, P., 1993. Interactions between magma chambers and hydrothermal systems: oceanic and ophiolitic constraints. *Journal of geophysical research* 98, 19621-19633.
- Nehlig, P., 1994. Fracture and permeability analysis in magma-hydrothermal transition zones in the Samail ophiolite (Oman). *J. Geophys. Res.* 99, 589-601.
- Nehlig, P., Juteau, T., Bendel, V., Cotten, J., 1994. The root zones of oceanic hydrothermal systems: Constraints from the Samail ophiolite (Oman). *Journal of Geophysical Research* 99, 4703-4713.
- Newton, R.C., 1966. Some calc-silicate equilibrium relations. *Am. J. Sci.* 264, 204-222.
- Niemeijer, A.R., Spiers, C.J., 2006. Velocity dependence of strength and healing behaviour in simulated phyllosilicate-bearing fault gouge. *Tectonophysics* 427, 231-253.

- Niemeijer, A.R., Marone, C., Elsworth, D., 2008. Healing of simulated fault gouges aided by pressure solution: Results from rock analogue experiments. *J. Geophys. Res.* 113, B04204, doi: 101029/2007JB005376.
- Nitsch, K.H., Winkler, H.G.F., 1965. Bildungsbedingungen von epidot und orthozoisit. *Beitrage zur Mineralogie und Petrographic* 11, 470-486.
- Norton, D., Knapp, R., 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems: The nature of porosity. *Am. J. Sci.* 277, 913-936.
- Norton, D., Knight, J., 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems: Cooling plutons. *Am. J. Sci.* 277, 937-981.
- Nuriel, P., Katzir, Y., Abelson, M., Valley, J.W., Matthews, A., Spicuzza, M.J., Ayalon, A., 2009. Fault-related oceanic serpentinization in the Troodos ophiolite, Cyprus: Implications for a fossil oceanic core complex. *Earth and Planetary Science Letters* 282, 34–46.
- Okumura, S., Nakamura, M., Tsuchiyama, A., Nakano, T., Uesugi K., 2008. Evolution of bubble microstructure in sheared rhyolite: Formation of a channel-like bubble network. *Journal of Geophysical Research* 113, B07208, doi:10.1029/2007JB005362.
- Okumura, S., Nakamura, M., Takeuchi, S., Tsuchiyama, A., Nakano, T., Uesugi, K., 2009. Magma deformation may induce non-explosive volcanism via degassing through bubble networks. *Earth and Planetary Science Letters* 281, 267-274.
- Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D., 2000. Cathodoluminescence in geosciences: An Introduction. In: Pagel, M., Barbin, V., blanc, P., Ohnenstetter, D. (Eds.), *Cathodoluminescence in geosciences*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH, pp. 1-22.

- Panayiotou, A. 1987. Excursion A. Troodos ophiolite complex. In: Xenophontos, C., Malpas, J.G. (Eds.), Field excursion guidebook – Symposium Troodos 87- Ophiolites and oceanic lithosphere. Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, pp.23-36.
- Paterson, M.S., 1970. A high-pressure, high-temperature apparatus for rock deformation. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 7, 517-526.
- Pearce, J.A., Robinson, P.T., 2010. The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting. *Gondwana Research* 18, 60-81.
- Peix, G., Duvauchelle, P., Freud, N., 2000. General principles, In: Baruchel, J., Buffiere, J.Y., Maire, E., Merle, P., Peix, G. (Eds.), *X-Ray tomography in material science*. Hermes Science, Paris, pp. 15-27.
- Pistorius, C.W.F., Kennedy, G.C., Sourirajan S., 1962. Some relations between the phases anorthite, zoisite and lawsonite at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.* 260, 44-56.
- Poli, S., Schmidt, M.W., 2004. Experimental subsolidus studies on epidote minerals. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 56, 171-195.
- Poole, A.J., Robertson, A.H.F., 1991. Quaternary uplift and sea-level change at an active plate boundary, Cyprus. *Journal of the Geological Society* 148, 909-921.
- Prunier Jr., A.R., Hewitt, D.A., 1985. Experimental-observations on coexisting zoisite clinozoisite. *Am. Mineral.* 70, 375-378.
- Quon, S.H., Ehlers, E.G., 1963. Rocks of the northern part of the mid-Atlantic ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.* 74, 1-8.
- Ramsay, J.G., 1980. The crack–seal mechanism of rock deformation. *Nature* 284, 135-139.

- Renard, F., Gratier, J.P., Jamveit, B., 2000. Kinetics of crack-sealing, intergranular pressure solution and compaction around active faults. *J. Struct. Geol.* 22, 1395-1407.
- Richardson, C.J., Cann, J.R., Richards, H.G., Cowan, J.G., 1987. Metal-depleted root zones of the Troodos ore-forming hydrothermal systems, Cyprus. *Earth and Planetary Science Letters* 84, 243-253.
- Riss, J., 1988. Principes de stéréologie des formes en pétrographie quantitative. Thèse de doctorat de l'université d'Orléans, France.
- Robertson, A., Xenophontos, C., 1993. Development of concepts concerning the Troodos ophiolite and adjacent units in Cyprus. *Geological Society Special Publication* 76, 85-119.
- Robertson, A.F.H., 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos* 65, 1-67.
- Robertson, A.H.F., 2004. Development of concepts concerning the genesis and emplacement of Tethyan ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman regions. *Earth-Science Reviews* 66, 331-387.
- Robinson, P.T., Malpas, J., 1990. The Troodos Ophiolite of Cyprus; new perspectives on its origin and emplacement, In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds). *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues; proceedings of the symposium "Troodos 1987"*. Nicosia, Cyprus, Minist. Agric. and Nat. Resour., pp. 13-26.
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics* 30, 209-226.

- Rose, N.M., Bird, D.K., 1994. Hydrothermally altered dolerite dykes in East Greenland: Implications for Ca-metasomatism of basaltic protoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, 420-432.
- Rowswell, S., Jarosz, A., 2011. Deep-sea mining of seafloor massive sulfides in the Pacific Ocean. *Mining Education Australia – Research Projects Review*, 45-50.
- Schenato, F., Formoso, M.L.L., Dudoignon, P., Meunier, A., Proust, D., Mas, A., 2003. Alteration processes of thick basaltic lava flow of the Parana Basin (Brazil): Petrographic and mineralogical studies. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 423-444.
- Schiffman, P., Liou, J.G., 1983. Synthesis of Fe-pumpellyite and its stability relations with epidote. *J. Metamorph. Geol.* 1, 91-101.
- Schiffman, P. Smith, B.M., 1988. Petrology and oxygen isotope geochemistry of a fossil seawater hydrothermal system within the Solea Graben, Northern Troodos Ophiolite, Cyprus. *Journal of Geophysical Research* 93, 4612-4624.
- Scott, S.D., 1997. Submarine hydrothermal systems and deposits, In: Barnes H.L. (Eds.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons (3rd edition), New York, pp. 797-876.
- Searle, M.P., Warren, C.J., Waters, D.J., Parrish, R.R., Dilek, Y., Robinson, P.T., 2003. Subduction zone polarity in the Oman Mountains; implications for ophiolite emplacement. *Geological Society Special Publication* 218, Geological Society of London, London, United Kingdom, pp. 467-480.
- Seewald, J.S., Seyfried Jr., W.E., 1990. The effect of temperature on metal mobility in subseafloor hydrothermal systems: constraints from basalt alteration experiments. *Earth and Planetary Science Letters* 101, 388-403.

- Seyfried Jr., W.E., Mottl, M.J., 1982. Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 985-1002.
- Seyfried Jr., W.E., Janecky, D.R., 1985. Heavy metal and sulphur transport during subcritical and supercritical hydrothermal alteration of basalt: influence of fluid pressure and basalt composition and crystallinity. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2545-2560.
- Seyfried Jr., W.E., Berndt, M.E., Seewald, J.S., 1988. Hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges: constraints from diabase alteration experiments, hot-spring fluids and composition of oceanic crust. *Canadian Mineralogist* 26, 787-804.
- Seyfried Jr., W.E., Ding, K., 1993. The effect of redox on the relative solubilities of copper and iron in Cl-bearing aqueous fluids at elevated temperatures and pressures: an experimental study with application to seafloor hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 1905-1917.
- Shervais, J.W., 2001. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2, 2000GC000080.
- Shibuya, T., Komiya, T., Anma, R., Ota, T., Omori, S., Kon, Y., Yamamoto, S., Maruyama, S., 2007. Progressive metamorphism of the Taitao ophiolite; evidence for axial and off-axis hydrothermal alterations. *Lithos* 98, 233-260.
- Sizaret, S., Chen, Y., Chauvet, A., Marcoux, E., Touray, J.-C., 2003. Magnetic fabrics and fluid flow directions in hydrothermal systems. A case study in the Chaillac Ba-F-Fe deposits (France). *Earth and Planetary Science Letters* 206, 555-570.
- Sizaret, S., Branquet, Y., Gloaguen, E., Chauvet, A., Barbanson, L., Arbaret, L., Chen, Y., 2009. Estimating the local paleo-fluid flow velocity: New textural method and application to metasomatism. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 71-82.
- Smith, M.P., Henderson, P., Jeffries, T., 2002. The formation and alteration of allanite in skarn from the Beinn an Dubhaich granite aureole, Skye. *Eur J Mineral* 14, 471-486.

- Stakes, D.S., Taylor Jr., H.P., 1992. The northern Samail ophiolite: An oxygen isotope, microprobe and field study. *Journal of Geophysical Research* 97, 7043-7080.
- Stakes, D.S., Taylor Jr., H.P., 2003. Oxygen isotope and chemical studies on the origin of large plagiogranite bodies in northern Oman, and their relationship to the overlying massive sulphide deposits. Geological Society, London, Special Publications 218, 315-351.
- Stern, C., Elthon, D., 1979. Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: Their implications for ocean floor metamorphism. *Tectonophysics* 55, 179-213.
- Talbot, J.-Y., Chen, Y., Faure, M., 2005. A magnetic fabric study of the Aigoual–Saint Guiral–Liron granite pluton (French Massif Central) and relationships with its associated dikes. *Journal of Geophysical Research* 110, B12106.
- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall, pp. 215.
- Tauxe, L., Gee, J.S., Staudigel, H., 1998. Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: The bootstrap way. *Journal of Geophysical Research* 103, 17775-17790.
- Tenthorey, E., Scholz, C.H., Aharonov, E., 1998. Precipitation sealing and diagenesis. 1. Experimental results. *J. Geophys. Res.* 103, 23951-23967.
- Tenthorey, E., Cox, S.F., Todd, H.F., 2003. Evolution of strength recovery and permeability during fluid-rock reaction in experimental fault zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206, 161-172.
- Tenthorey, E., Cox, S.F., 2003. Reaction-enhanced permeability during serpentinite dehydration. *Geology* 31, 921-924.

- Tenthorey, E., Gerald, J.D., 2006. Feedbacks between deformation, hydrothermal reaction and permeability evolution in the crust: Experimental insights. *Earth Planet. Sci. Lett.* 247, 117-129.
- Tenthorey, E., Cox, S.F., 2006. Cohesive strengthening of fault zones during the interseismic period: An experimental study. *J. Geophys. Res.* 111, doi: 10.1029/2005JB004122.
- Thomas, R., Barbin, V., Ramboz, C., Thierkel, L., Gille, P., Leveille, R., Ramseyer, K. 2009. Cathodoluminescence instrumentation for analysis of Martian sediments. *Cathodoluminescence and its Application in the Planetary Sciences*, 111-126.
- Thy, P., Xenophontos, C., 1991. Crystallization orders and phase chemistry of glassy lavas from the pillow sequences, Troodos ophiolite, Cyprus. *Journal of Petrology* 32, 403-428.
- Tivey, M.K., 2007. Generation of seafloor hydrothermal vent fluids and associated mineral deposits. *Oceanography* 20, 50-65.
- Turillot, P., Faure, M., Martelet, G., Chen, Y., Augier, R., 2011. Pluton-dyke relationships in a Variscan granitic complex from AMS and gravity modelling. Inception of the extensional tectonics in the South Armorican Domain (France). *Journal of Structural Geology* doi:10.1016/j.jsg.2011.08.004.
- Van de Castele, E., Van Dyck, D., Sijbers, J., Raman, E., 2004. The effect of beam hardening on resolution in x-ray microtomography. *Med. Imaging* 5370, 2089-2096.
- van Everdingen, D.A., 1995. Fracture characteristics of the sheeted dike complex, Troodos ophiolite, Cyprus: Implications for permeability of oceanic crust. *J. Geophys. Res.* 100, 19957-19972.

- Vanko, D.A., 1988. Temperature, pressure and composition of hydrothermal fluids, with their bearing on the magnitude of tectonic uplift at mid-ocean ridges, inferred from fluid inclusions in oceanic layer 3 rocks. *Journal of Geophysical Research* 93, 4595-4611.
- Vanko, D.A., Griffith, J.D., Erickson, C.L., 1992. Calcium-rich brines and other hydrothermal fluids in fluid inclusions from plutonic rocks, Oceanographer Transform, Mid-Atlantic Ridge. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 35-47.
- Vanko, D.A., Mavrogenes, J.A., 1998. Synchrotron source X-ray fluorescence microprobe: Analysis of fluid inclusions. In: McKibben, M.A., Shanks, W.C. (Eds.), *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. *Rev. Econ. Geol.* 7, pp. 251-263.
- Vanko, D.A., Bonnin-Mosbah, M., Philippot, P., Roedder, E., Sutton, S.R., 2001. Fluid inclusions in quartz from oceanic hydrothermal specimens and the Bingham, Utah porphyry-Cu deposit: a study with PIXE and SXRF. *Chemical Geology* 173, 227-238.
- Varga, R.J., Moores, E.M., 1985. Spreading structure of the Troodos ophiolite, Cyprus. *Geology* 13, 846-850.
- Varga, R.J., Moores, E.M., 1990. Intermittent magmatic spreading and tectonic extension in the Troodos ophiolite: Implications for exploration for black smoker-type ore deposits, In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C. (Eds.), *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues*. Proceedings of the symposium "Troodos 1987". Ministry of Agriculture and Natural Resources Geological Survey Department, Republic of Cyprus, Nicosia, Cyprus, pp. 53-64.
- Varga, R.J., Gee, J.S., Bettison-Varga, L., Anderson, R.S., Johnson, C.L., 1999. Early establishment of seafloor hydrothermal systems during structural extension: Paleomagnetic evidence from the Troodos ophiolite, Cyprus. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 221-235.
- Vine, F.J., Smith, G.C., 1990. Structural and physical properties of the Troodos crustal section at ICRDG drillholes CY1, 1a and 4, In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A.,

- Xenophontos, C. (Eds.), *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues*. Proceedings of the symposium "Troodos 1987". Ministry of Agriculture and Natural Resources Geological Survey Department, Republic of Cyprus, Nicosia, Cyprus, pp. 113-124.
- Von Damm, K.L., 1995. Controls on the chemistry and temporal variability of seafloor hydrothermal fluids. In: Humphris, S.E., Zierenberg, R.A., Mullineaux, L.S., Thomson, R.E., (Eds.), *Seafloor hydrothermal systems: Physical, chemical, biological, and geological interactions*. AGU Monograph Series, No. 91, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 222–247
- Wetzel, L.R., Raffensperger, J.P., Shock, E.L., 2001. Predictions of hydrothermal alteration within near-ridge oceanic crust from coordinated geochemical and fluid flow models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 110, 319-342.
- Younglove, B.A., Hanley, H.J.M., 1986. The viscosity and thermal conductivity coefficients of gaseous and liquid argon. *J. Phys. Chem.* 15, 1323-1337.
- Zhang, S., Cox, S.F., Paterson, M.S., 1994a. The influence of room temperature deformation on porosity and permeability in calcite aggregates. *J. Geophys. Res.* 99, 15761-15775.
- Zhang, S., Paterson, M.S., Cox, S.F., 1994b. Porosity and permeability evolution during hot isostatic pressing of calcite aggregates. *J. Geophys Res.* 99, 15741-15760.
- Zhang, S., Cox, S.F., 2000. Enhancement of fluid permeability during shear deformation of a synthetic mud. *J. Struct. Geol.*, 22, 1385-1393.
- Zoback, M.D., Byerlee, J.D., 1975. The effect of microcrack dilatancy on the permeability of Westerly granite. *J. Geophys. Res.* 80, 752-755.

Annexes



Annexe A

Liste des échantillons

Tableau A.1 : Liste des échantillons macroscopiques.

Nom	Description	Direction - pendage	Localisation	X	Y		
Diabase 1	Métadiabase fortement chloritisé		Route de Galata	32,897944	35,02		
SW Phoenix 1	?		Mine de Skouriotissa	32,88525	35,093733		
SW Phoenix 2	Pillow lava + pyrite						
SW Phoenix 3	Quartz + pyrite						
SW Phoenix 4	Jaspe						
SW Phoenix 5	Delafossite						
SW Phoenix 6	Gypse						
Phoukassa 7	Minéral bleu						
Phoukassa 8	Covellite						
Phoukassa 9	Sulfure massif						
Phoukassa 10	?						
Phoukassa 11	?						
Haldes 12	Encrouement, sulfates ? Sur les haldes					32,892167	35,087722
SW Phoenix 13	Jaspe	115N - 50°N				32,88525	35,093733
SW Phoenix 14	Jaspe	035N - 89°N					
SW Phoenix 15	Basalte avec fissure	100N - 72°N					
SW Phoenix 16	Jaspe + pyrite						
SW Phoenix 17	Pyrite sur jaspe + Pyrite sur pillow lava + micro-brèches						
18	Diabase		Sud de l'ancienne mine d'Apliki	32,843028	35,061528		
19	Filon vert dans diabase						
20	Sulfure						
21	Intercalation verte entre dykes		Route de Lemithou				
22	Veines noires en bordure dyke + minéral rose						
23	Métadiabase avec minéraux noirs au cœur						

V23B	Métadiabase épidotisé				
24	Altération sur métadiabase			32,802333	34,96725
25	Métadiabase à veines blanches et globules verts				
26	Métadiabase			32,801611	34,968639
27	Zone à cocarde? Encroutement?				
28	Filon de quartz dans gabbro	020N - 60°E			
29	Pyroxénite	021N - 90° face ouest	Route de Lemithou - à 2 m au N du site L6		
30	Plagiogranite en filon dans gabbro		Route entre Pedhoulas et Kakopetria	32,841611	34,958667
31	Gabbro				
32	Plagiogranite à taches d'épidote		Direction Troodos depuis Kakopetria	32,918556	34,973333
33	Fracture remplie d'épidote et d'un minéral rose en baguette				
34	Plagiogranite frais		Est de Spilia - direction Kannavia	32,959866	34,966433
35	Filon noir				
36	Plagioclasite		"Route verte" entre Spilia et Lagoudera		
37	?		?		
38	?		?		
39	?		?		
40	Métadiabase	013N - 73°E			
41	Métadiabase avec malachite ?		Route entre Palaichori et Apliki (village)	33,096861	34,925444
42	Métadiabase le moins altéré	082N - 65°W			
43	Métadiabase le moins altéré à chalcopyrite		Route entre Palaichori et Askas	33,071694	34,93725
44	Bordure d'un dyke vert		Route entre Polystypos et Chandria	32,996139	34,9445
50	Calcite		?		
Boules de zéolite ?	Boules de zéolite dans pillow lava		Proche de l'ancienne mine d'Apliki, proche		

			frontière turque		
51	Epidosite (bloc)	322N - 84°NE (face inf)	Route entre Spilia et Kannavia	E32°57'57,9"	N34°58'15,6"
52	Géode de quartz avec épidote fissurale	304N - 72°NE (face inf)	Route entre Spilia et Kannavia	E32°57'57,6"	N34°58'20,9"
53	Géode de quartz avec épidote fissurale	305N - 90°	Route entre Spilia et Kannavia	E32°57'57,6"	N34°58'20,9"
54	Métadiabase à texture globulaire à coté d'épidote fissurale		Route entre Spilia et Kannavia	E32°57'57,6"	N34°58'20,9"
55	Epidosite fissurale		Route entre Spilia et Kannavia	E32°57'57,6"	N34°58'20,9"
56	Métabasalte		Route de Platanistasa	?	?
57	Métabasalte		Route de Platanistasa	E33°04'53,1"	N35°02'14,6"
58	Epidosite à nids de quartz		Route de Platanistasa	E33°03'49,7"	N34°59'08,3"
59	Epidosite faisant partie de P1 (bloc)		Route de Platanistasa	E33°03'49,7"	N34°59'08,3"
60	Epidosite en nodules (fait partie de P3) avec sulfures (bloc)		Route de Platanistasa	E33°03'49,7"	N34°59'08,3"
61	Epidosite fissurale entre deux dykes (point G4)	017N - 76°W	Route de Gerakies	E32°48'38,8"	N35°00'08,6"
62	Epidote fissurale perpendiculaire à l'éponte du dyke (G4)	015N - 86°W	Route de Gerakies	E32°48'38,8"	N35°00'08,6"
63	Epidosite à sulfures ? (point G6)			E32°48'00,9"	N35°00'10,7"
64	Dyke noir à shpérolites d'épidote	075N - 85°N	Lemithou	?	?
65	Dyke noir à sphérolites d'épidote	105N - 61°N	Lemithou	?	?
66	Gabbro sain		Derrière village de Lemithou	E32°48'32,0"	N34°57'04,3"
67	Gabbro altéré avec un minéral vert		Derrière village de Lemithou	E32°48'32,0"	N34°57'04,3"
Veine blanche	Veine blanche traversant gabbro accompagnée de vert	160N - 65°E		E32°48'32,0"	N34°57'04,3"

Tableau A.2 : Liste des échantillons type ASM.

Site	Direction - pendage stratification	Nom	Description	Orientatio n (°)	Pendage (°)	Direction - pendage veine éventuelle	Localisation	X	Y
L1	001N - 40°E	L1-1	Métadiabase chloritisé avec veine noire	54	51	015N - 58°E	Route de Lemithou	32,80213 9	34,9675
		L1-2	Métadiabase chloritisé avec veine noire	64	49	066N - 62°N			
		L1-3	Métadiabase chloritisé avec veine noire	64	47	015N - 58°E			
		L1-4	Métadiabase chloritisé avec veine noire	63	30				
L2	170N - 30°E	L2-1	Chlorite massive	127	64		Route de Lemithou	32,80177 8	34,96675
		L2-2	Chlorite massive	136	75				
		L2-3	Métadiabase peu altéré	135	67				
		L2-4	Métadiabase peu altéré	144	60				
L3	010N - 40°E	L3-1	Eponte zone à rubans	67	50		Route de Lemithou	32,80177 8	34,96675
		L3-2	zone à rubans	63	46				
		L3-3	zone à rubans	65	43				
		L3-4	patine brun-rouge	66	46				
		L3-5	patine brun-rouge	71	47				
		L3-6	patine brun-rouge	71	50				

		L3-7	patine brun-rouge	81	41				
		L3-8	patine brun-rouge	100	68				
		L3-9	patine brun-rouge	124	65				
		L3-10	patine brun-rouge	144	60				
		L3-11	patine blanche	127	59				
		L3-12	patine blanche	133	62				
		L3-13	patine blanche	135	65				
		L3-14	patine blanche	130	64				
L4	160N - 40°E	L4-1	patine blanche	45	69		Route de Lemithou - 6 m au sud de L3	32,80177 8	34,96675
		L4-2	patine blanche	41	66				
		L4-3	patine blanche	55	67				
		L4-4	"front"	52	65				
		L4-5	"front"	45	64				
		L4-6	"front"	50	57				
		L4-7	"front"	47	55				
L5	Contact métadiabase (n) / métadiabase (n-x) : 160N - 50°E ; Contact métadiabase (n-x) / chlorite massive : 085N - 55°E	L5-1	Métadiabase (n-x)	30	36		Route de Lemithou	32,80233 3	34,96725
		L5-2	Métadiabase (n-x)	36	43				
		L5-3	Métadiabase (n-x)	32	46				
		L5-4	Métadiabase (n-x)	28	38				
		L5-5	Métadiabase (n) patine rubanée	47	50				
		L5-6	Métadiabase (n) patine rubanée	52	60				
		L5-7	Métadiabase (n) patine rubanée	51	58				
		L5-8	transition patine rubanée - patine blanche	46	50				
		L5-9	patine blanche	45	55				
		L5-10	patine blanche	50	52				
		L5-11	patine blanche	50	56				

		L5-12	patine blanche	47	55			
		L5-13	patine rubanée	50	56			
		L5-14	contact métadiabase (n) / métadiabase (n-x)	51	50			
		L5-15	Métadiabase (n-x)	60	52			
		L5-16	patine rubanée	40	55			
		L5-17	Métadiabase (n-x)	95	22			
		L5-18	Métadiabase (n-x)	87	21			
		L5-19	Métadiabase (n-x)	85	31			
		L5-20	Métadiabase (n-x)	88	32			
		L5-21	Chlorite massive	125	46			
		L5-22	Chlorite massive	74	36			
		L6		L6-1	Métadiabase			
L6-2	Chlorite			75	46			
L6-3	Métadiabase			69	42			
L6-4	Chlorite			68	43			
L6-5	zone à fines fissures noires			68	45			
L6-6	zone à fines fissures noires			70	48			
S1		S1-1	plagiogranite	151	55	Est de Spilia - direction Kannavia	32,95986 6	34,966433
		S1-2	brèches cocardes	136	40			
		S1-3	géode	124	48			
		S1-4	fissure à quartz + FeMg noir	147	56			
		S1-5	perpendiculaire à la précédente	72	89			
		S1-6	altéré + épidote	130	67			
		S1-7	plagiogranite sans épidote en surface	119	43			
		S1-8	plagiogranite + épidote	118	47			

		S1-9	plagiogranite + épidote	146	62				
		S1-10	géode FeMg noir et quartz au cœur	111	61				
		S1-11	géode quartz + épidote	147	76				
		S1-12	fissure à géode épidote - actinote	110	77				
S2		S2-1	gabbro	72	69		Carrefour entre Kakopetria et Spilia	32,92735	34,9627
		S2-2	gabbro	65	59				
		S2-3	gabbro	72	47				
		S2-4	gabbro + fissure noire	72	75				
		S2-5	gabbro + fissure noire	72	65				
		S2-6	gabbro	92	40				
		S2-7	gabbro + fissure noire	65	68				
		S2-8	gabbro + fissure noire	72	74				
		S2-9	gabbro + fissure noire	68	80				
		S2-10	gabbro + fissure noire	70	80				
		S2-11	gabbro + fissure noire	66	84				
		S2-12	gabbro	70	86				
		S2-13	veine + gabbro pegmatoidique	47	20	150N - 40°E			
		S2-14	gabbro / gabbro pegmatoidique	337	49				
		S2-15	veine	338	48				
		S2-16	gabbro pegmatoidique	333	50				
		S2-17	gabbro pegmatoidique	66	74				
		S2-18	gabbro	70	74				
		S2-19	gabbro	63	65				
		S2-20	gabbro + fissure noire	75	76				
		S2-21	gabbro + fissure noire (le bloc a bougé)	75	71				

		S2-22	gabbro + fissure noire (le bloc a bougé)	70	73				
		S2-23	troctolite	9	86				
		S2-24	troctolite	39	51				
		S2-25	troctolite	34	67				
		S2-26	veine pegmatitique	71	70				
		S2-27	fissures noires orthogonales	72	71				
		S2-28	fine fissure noire dans troctolite	77	74				
		S2-29	veine pegmatitique	84	82				
		S2-30	fine fissure noire dans troctolite	84	80				
		S2-31	veine	83	80				
		S2-32	gabbro	75	79				
		S2-33	contact gabbro/troctolite	79	80				
		S2-34	fissure noire dans gabbro	86	75				
		S2-35	troctolite	82	81				
		A1	015N - 85°W ; 001N - 89°E ; 183N - 88°E (2012)	A1-1	Métadiabase	187			
A1-2	Métadiabase			185	67				
A1-3	Métadiabase			342	10				
A1-4	Métadiabase			350	12				
A1-5	Métadiabase			97	90				
A1-6	Métadiabase			100	89				
A1-7	Métadiabase le moins altéré			145	9				
A1-8	Métadiabase le moins altéré			148	13				
A1-9	Métadiabase le moins altéré			168	11				
A1-10	Métadiabase le moins altéré			175	6				
A1-11	Métadiabase			183	81				

		A1-12	Métadiabase	182	71			
		A1-13	Métadiabase	186	79			
		A1-14	Métadiabase	185	91			
		A1-15	Métadiabase	184	79			
		A1-16	Métadiabase	187	78			
		A1-17	Métadiabase	184	81			
		A1-18	Métadiabase	161	29			
		A1-19	Métadiabase	151	26			
		A1-20	Métadiabase	160	33			
		A1-21	Métadiabase	157	42			
		A1-22	Métadiabase	153	35			
		A1-23	Métadiabase	194	76			
		A1-24	Métadiabase	174	42			
		A1-25	Métadiabase	193	53			
		SK 1	320N - 85°NE	SK1-1	épidosite			
SK1-2	Métadiabase			337	55			
SK1-3	Métadiabase			320	43			
SK1-4	Métadiabase + épidosite			327	44			

		SK1-5	épidosite	326	40			
		SK1-6	Métadiabase	325	46			
		SK1-7	Métadiabase	348	60			
		SK1-8	Métadiabase	344	63			
		SK1-9	épidosite	335	52			
		SK1-10	épidosite	336	59			
		SK1-11	fissure d'épidote	354	61	303N - 90° + 062N - 22N		
		SK1-12	Métadiabase	351	66			
		SK1-13	fissure d'épidote	354	65	062N - 22°N		
		SK1-14	Métadiabase	341	59			
		SK1-15	Métadiabase + épidosite	348	67			
		SK1-16	épidosite	326	52			
		SK1-17	épidosite	337	59			
		SK1-18	épidosite	312	60			
		SK1-19	diabase + épidosite	322	42			
		SK1-20	Métadiabase	353	49			
		SK1-21	Métadiabase	331	73			
SK 2	156N - 90°	SK2-1	épidosite	333	84		Route entre Spilia et	E32°58'18,9" N34°58'17,6"

		SK2-2	épidosite	337	85		Kannavia		
		SK2-3	épidosite	340	83				
		SK2-4	épidosite	330	85				
		SK2-5	épidosite	331	84				
		SK2-6	épidosite	330	90				
		SK2-7	épidosite	334	92				
		SK3	135N - 84°SW	SK3-1	Métadiabase	324			
SK3-2	Métadiabase + veine ép			311	32	130N - 90°			
SK3-3	Métadiabase + veine ép			311	36	130N - 90°			
SK3-4	Métadiabase			321	91				
SK3-5	Métadiabase			320	63				
SK3-6	Métadiabase			321	86				
SK3-7	Métadiabase + veine ép			316	71	130N - 90°			
SK3-8	Métadiabase + veine ép			320	64	130N - 90°			
SK3-9	Métadiabase			320	62				
SK3-10	Métadiabase			45	71				
SK3-11	Métadiabase			320	74				
SK3-12	Métadiabase			322	73				

	140N - 90°	SK3-13	épidosite	357	73				
		SK3-14	épidosite	349	76				
		SK3-15	épidosite	253	75				
		SK3-16	épidosite	351	21				
		SK3-17	épidosite	254	80				
P1	183N - 52°E	P1-1	épidosite	0	53		Route de Platanistasa	E33°03'49,7"	N34°59'08,3"
		P1-2	épidosite	2	52				
		P1-3	épidosite	3	53				
		P1-4	épidosite	4	51				
		P1-5	épidosite	356	64				
		P1-6	épidosite	347	64				
		P1-7	épidosite	12	38				
		P1-8	épidosite	7	43				
		P1-9	épidosite	15	45				
		P1-10	épidosite	6	42				
		P1-11	épidosite	22	41				
P2	182N - 52°E	P2-1	bande d'épidosite	50	47		Route de Platanistasa	E33°03'49,7"	N34°59'08,3"
		P2-2	bande d'épidosite	63	34				
		P2-3	Métadiabase	46	52				
		P2-4	Métadiabase	48	59				
		P2-5	épidosite	44	63				
		P2-6	épidosite	21	62				
		P2-7	épidosite	355	60				
		P2-8	épidosite	15	46				

		P2-9	épidosite	10	47				
		P2-10	Métadiabase	8	59				
		P2-11	Métadiabase	1	63				
		P2-12	Métadiabase	16	67				
		P2-13	Métadiabase	4	76				
		P2-14	Métadiabase	10	65				
		P2-15	Métadiabase	17	57				
		P2-16	Métadiabase	9	53				
P3	156N - 67°NE	P3-1	bordure chloritisée ?	42	86		Route de Platanistasa	E33°03'49 ,7"	N34°59'0 8,3"
		P3-2	cœur épidotisé	1	82				
		P3-3	cœur épidotisé	354	84				
		P3-4	bordure chloritisée ?	350	83				
G1-1	150N - 45°NE	G1-1	épidosite	12	78		Route de Gerakies	E32°48'56 ,5"	N34°59'5 6,8"
		G1-2	épidosite	11	73				
		G1-3	épidosite	7	73				
		G1-4	épidosite	3	66				
		G1-5	épidosite + veine de plagiog ?	359	78	?			
		G1-6	épidosite	0	77				
		G1-7	épidosite + veine de plagiog ?	356	76	?			
		G1-8	épidosite + veine de plagiog ?	357	80	?			
		G1-9	épidosite	1	77				
		G1-10	épidosite + veine de plagiog ?	1	74	?			
		G1-11	épidosite	355	74				
		G1-12	épidosite	1	77				
		G1-13	épidosite	12	59				

		G1-14	épidosite	347	35			
		G1-15	épidosite	302	65			
		G1-16	Métadiabase	29	60			
		G1-17	épidosite à petites taches brunes	25	62			
		G1-18	épidosite à petites taches brunes	27	64			
		G1-19	épidosite à petites taches brunes	29	58			
		G1-20	épidosite à petites taches brunes	34	31			
		G1-21	épidosite à petites taches brunes	357	88			
		G1-22	épidosite à petites taches brunes	4	85			
		G1-23	épidosite à petites taches brunes	4	81			
		G2	135N - 34°NE	G2-1	dyke non épidotisé			
G2-2	dyke non épidotisé			134	71			
G2-3	dyke non épidotisé			132	72			
G2-4	dyke non épidotisé			127	70			
G2-5	dyke non épidotisé			123	68			
G2-6	dyke non épidotisé			126	67			
G2-7	dyke non épidotisé			124	67			
G2-8	dyke non épidotisé			121	68			
G2-9	dyke non épidotisé			122	52			
G2-10	dyke non épidotisé			120	69			
G2-11	dyke non épidotisé			123	63			

		G2-12	bande de dyke épidotisé	122	64				
		G2-13	épidosite	134	80				
		G2-14	épidosite	139	72				
		G2-15	épidosite	135	64				
		G2-16	épidosite	137	58				
		G2-17	épidosite	126	63				
		G2-18	épidosite	124	64				
		G2-19	épidosite	123	66				
		G2-20	épidosite	119	64				
		G2-21	épidosite	121	66				
		G2-22	bande de dyke épidotisé	130	83				
		G5	175N - 40°E	G5-1	bande épidotisée	39			
G5-2	bande épidotisée			31	59				
G5-3	bande épidotisée			36	57				
G5-4	bande épidotisée			37	63				
G5-5	bande non épidotisée			37	52				
G5-6	bande épidotisée			34	58				
G5-7	bande non épidotisée			35	60				
G5-8	bande non épidotisée			37	57				
G5-9	cœur épidotisé			38	60				
G5-10	cœur épidotisé			43	56				

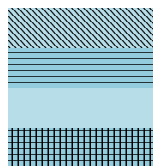
135N - 55°NE	G5-11	cœur épidotisé	41	60	
	G5-12	cœur non épidotisé	41	56	
	G5-13	cœur épidotisé	46	60	
	G5-14	cœur épidotisé	45	63	
	G5-15	cœur épidotisé	39	61	
	G5-16	cœur épidotisé	36	63	
	G5-17	cœur épidotisé	36	59	
	G5-18	cœur épidotisé	42	58	
	G5-19	limite entre bande non épidotisée et cœur épidotisé	43	62	
	G5-20	bande non épidotisée	63	60	
	G5-21	bande épidotisée	51	61	
	G5-22	bande non épidotisée	55	56	
	G5-23	bande épidotisée	54	55	
	G5-24	bande non épidotisée	46	53	
	G5-25	bande épidotisée	52	40	
	G5-26	veine blanche dans dyke non épidotisé	84	50	?
	G5-27	dyke non épidotisé	82	51	
	G5-28	dyke avec altération ép	83	58	

		G5-29	dyke avec altération ép	84	51				
		G5-30	filon d'épidosite	80	59				
		G5-31	dyke avec altération ép	83	51				
G8	143N - 50°NE	G8-1	Métadiabase	24	51		Route de Gerakies	E32°47'26,3"	N35°00'01,1"
		G8-2	Métadiabase	14	66				
		G8-3	épidosite	63	26				
		G8-4	Métadiabase	23	65				
		G8-5	épidosite	12	38				
		G8-6	épidosite	1	82				
		G8-7	épidosite	351	51				
		G8-8	épidosite	349	82				
		G8-9	épidosite	348	83				
		G8-10	épidosite	6	41				
		G8-11	épidosite	25	61				
		G8-12	épidosite	23	66				
		G8-13	épidosite	23	73				
		G8-14	gros nodule d'épidosite	17	81				
		G8-15	gros nodule d'épidosite	12	81				
		G8-16	gros nodule d'épidosite	29	81				
		G8-17	gros nodule d'épidosite	36	56				
		G8-18	Métadiabase	38	56				

147N - 52°NE	G8-19	Métadiabase	44	56			
	G8-20	Métadiabase	20	51			
	G8-21	Métadiabase	77	37			
	G8-22	épidosite	39	49			
	G8-23	Métadiabase	34	50			
	G8-24	épidosite	43	42			
	G8-25	bordure sombre	24	51			
	G8-26	bordure sombre	20	54			
	G8-27	bordure sombre	29	36			
	G8-28	épidosite	18	52			
	G8-29	épidosite	19	53			
	G8-30	bande sombre	31	56			
	G8-31	épidosite	37	48			
	G8-32	épidosite	41	47			
G8-33	épidosite	31	43				
G8-34	épidosite	94	64				
G8-35	épidosite	94	51				
G8-36	épidosite	96	57				
G8-	épidosite	97	55				

		37						
		G8-38	épidosite	98	54			
		G8-39	bordure sombre	1	49			
		G8-40	bordure sombre	39	49			
		G8-41	bordure sombre	6	73			
		G8-42	bordure sombre	344	64			

Légende :



Carotte cassée
 Attention problème génératrice
 Carotte détruite
 Volume très réduit

Annexe B

Apport de la cathodoluminescence

Annexe B

Apport de la cathodoluminescence

1. Introduction	294
2. Principe de la cathodoluminescence.....	294
3. Appareillage et conditions d'analyse.....	295
4. Observations des épidosites.....	295

Cette étude intègre en partie le travail d'Inès Mokni-Leconte (2013) qui a réalisé un stage à l'ISTO en Master 2^{ème} année Recherche (encadrement : Claire Ramboz, Stanislas Sizaret et moi-même).

1. Introduction

La cathodoluminescence (CL) est l'étude de la lumière émise par une surface de roche irradiée par des électrons. Une image de CL de la surface d'une roche est obtenue en analysant la lumière émise par le capteur d'une caméra tri-CCD. En Sciences de la Terre, l'imagerie de CL est généralement utilisée pour observer (Pagel et al., 2000) :

- les zonations de croissance des minéraux,
- les défauts cristallins,
- révéler la nature calcitique ou aragonitique de fossiles calcaires, ainsi que les structures fines des coquilles.

2. Principe de la cathodoluminescence

La lumière émise par une surface minérale irradiée peut-être analysée en longueur d'onde dans l'UV-Visible à l'aide d'un spectromètre. L'échantillon étudié, placé dans une chambre sous vide, est bombardé par un flux d'électrons fortement accélérés. Cette irradiation induit l'excitation indirecte des centres luminogènes. En général, la luminescence des minéraux (non conducteurs ou isolants) est due à la présence de centres luminogènes ou activateurs. Elle a deux origines principales (Pagel et al., 2000) : d'une part interne à la structure du cristal, qui peut être perturbé par des lacunes ou des dislocations et d'autre part, due à la présence d'impuretés chimiques dans le réseau cristallin. Des variations même très fines de composition chimique des minéraux, échappant à l'observation au microscope ou à la quantification à la sonde électronique (éléments de l'ordre du ppm), peuvent engendrer des contrastes de couleur importants. Le phénomène de luminescence se décompose en deux phases :

- 1) L'excitation des atomes en traces dans le réseau,
- 2) Leur désexcitation au cours de laquelle l'émission lumineuse se produit.

3. Appareillage et conditions d'analyse

L'instrument de CL à cathode froide utilisé est la Cathodyne fabriquée par la société OPEA (France). L'appareillage produit un faisceau d'électrons stable (les fluctuations en intensité du courant sont <1%; (Thomas et al., 2009). Les échantillons étudiés sont placés dans une chambre sous vide primaire et avec une pression d'argon d'environ 35mbar. Ils sont irradiés par un faisceau électrons dont les caractéristiques sont ~ 13-15 kV et 90-110 mA. L'angle entre l'axe du canon et l'horizontale est de 25 °. La chambre est placée sur une stative optique simplifiée conçu pour minimiser l'absorption de lumière sur la voie de faisceau. L'acquisition d'images est faite par la caméra refroidie Retiga 2000R (taille du capteur : 1 pouce, résolution 1600 x 1200 pixel², taille de pixel carré 7.4µm). Cette caméra permet d'acquérir des images avec des temps de pose allant jusqu'à 19 minutes. Une fibre optique a été couplée à l'instrument de CL permettant ainsi la prise de spectres. La lumière collectée le long de l'axe optique est analysée dans la gamme spectrale 200 à 980 nm en utilisant un spectromètre de refroidi MCS CCD Zeiss (résolution spectrale 0,8 nm / pixel) (Thomas et al., 2009). Lors de la prise de spectres, on minimise au maximum l'entrée de lumières parasites sur le détecteur. En revanche, on ne peut s'affranchir de la lumière émise dans la chambre par le plasma d'argon irradié par le faisceau électronique.

4. Observations des épidosites

Cette partie a pour but de différencier les différentes épidotes par cathodoluminescence.

L'imagerie de cathodoluminescence a permis d'identifier trois types d'épidote : i) un premier type non luminescent chez les sphérulites d'épidote, les épidosites à sulfures ainsi que chez l'épidote de joints de refroidissement (**Fig. B.1B, C et E**), ii) un deuxième type présentant une luminescence terne (« dull ») correspondant à la clinozoïsite chez l'épidosite pénétrative et l'épidote fissurale à quartz géodique (**Fig. B.1A et D**), et iii) un troisième type caractérisé par une luminescence miel correspondant à la pistachite chez l'épidote fissurale à quartz géodique (**Fig. B.1D**). Ainsi, dans l'épidote fissurale à quartz géodique, les deux types d'épidote identifiés à la microsonde ont été confirmés par l'imagerie de cathodoluminescence

car ils présentent des luminescences bien distinctes : une de couleur miel (pistachite) et une terne (clinozoïsite). L'allanite, observée dans le joint de refroidissement épidotisé, est non luminescente du fait de sa richesse en fer divalent, inhibiteur de luminescence (**Fig. B.1E**). De plus, dans ce même échantillon, la cathodoluminescence a permis de révéler la distribution ubiquiste de l'apatite en microcristaux de taille inférieure à 10 μm , reconnaissables par une luminescence jaune caractéristique de l'activateur Mn^{2+} (**Fig. B.1E**). Enfin, la luminescence rose/violet du quartz a été retrouvée dans les quatre types d'épidosite.

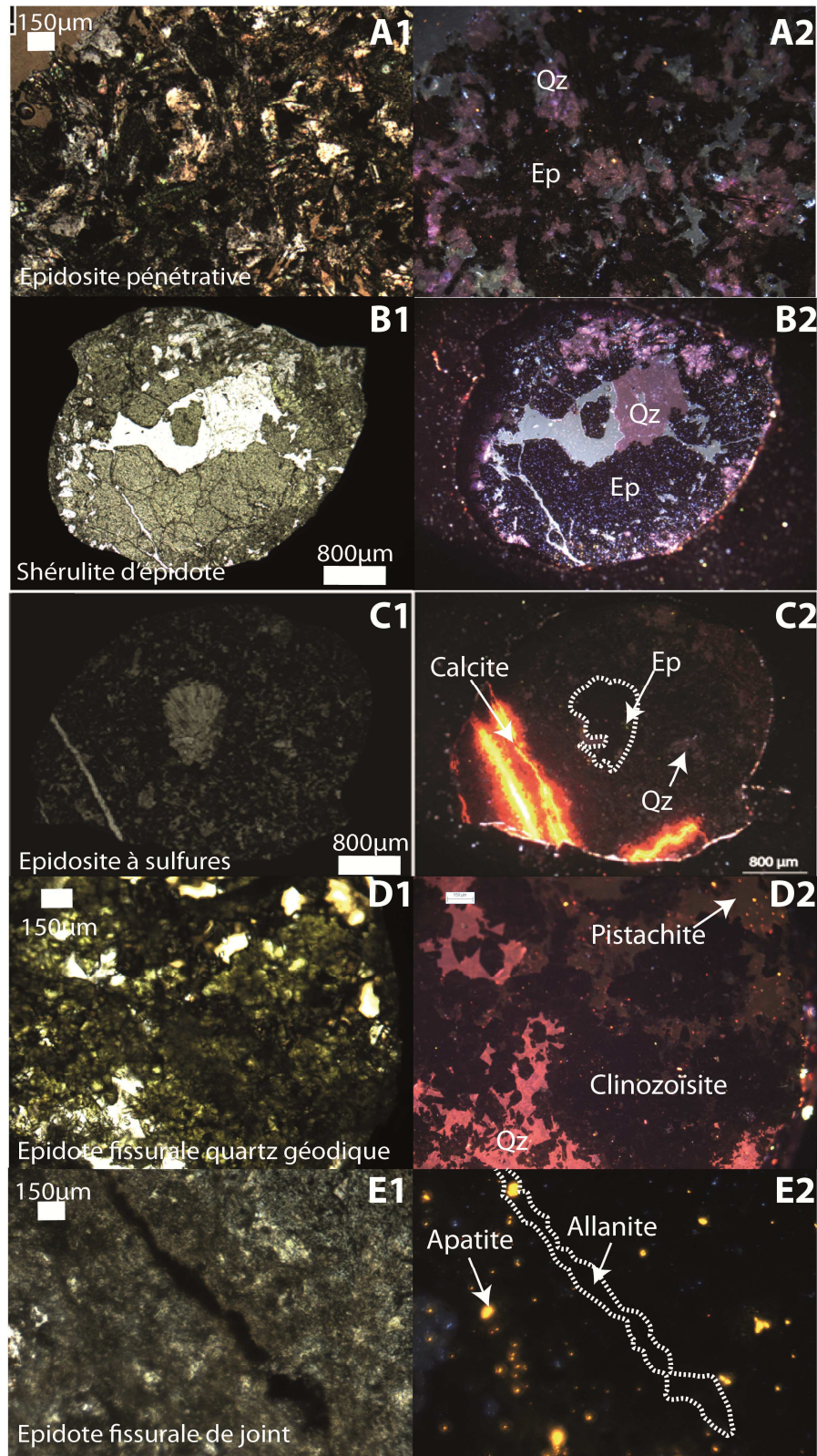


Figure B.1 : Photographies des lames en LPNA (à gauche, lettre avec 1) et en cathodoluminescence (à droite, lettre avec 2) des quatre types d'épidosite avec les deux sous types d'épidote fissurale (Mokni-Leconte, 2013). Abréviations : Ep = épidote ; Qz = quartz.

Les épidotes fissurales présentent des textures et des minéraux particuliers (**Fig. B.2**), comme l'apatite (dans l'épidote de joints de refroidissement) et comme la calcite (dans l'épidote fissurale à quartz géodique). La calcite, en fissure ou interstitielle dans le quartz géodique, présente une luminescence jaune pâle (**Figure B.2A**) alors que la calcite en fractures tardives dans l'épidosite à sulfures présente une luminescence rouge-orangé vif, couleur caractéristique du Mn en traces (**Fig. B.1C2**). On peut trouver dans les épidotes fissurales des grains de quartz zonés de rose vif à violet (**Fig. B.2B**).

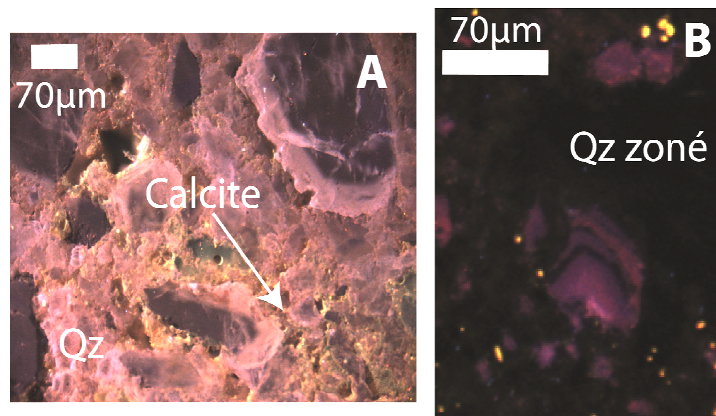


Figure B.2 : Images de cathodoluminescence présentant de la calcite interstitielle dans le quartz cataclasé issu de la fracture à épidote et quartz géodique (éch. 53) (A) et des microcristaux de quartz zonés au niveau de la veine à allanite-sphène remplissant le joint de refroidissement épidotisé (éch. 62) (B) (Mokni-Leconte, 2013). Abréviations : Qz = quartz.

Les luminescences « dull » peuvent être interprétées selon Machel (2000) soit par la présence abondante de Fe^{2+} soit par la quasi absence de Mn^{2+} . Selon nos analyses chimiques, cette luminescence est due à la faible concentration de manganèse dans les clinozoïsites. De plus, selon Götze et al. (2000), la couleur de luminescence du quartz dans les bleu/violet peut refléter une origine de métamorphisme élevé.

Annexe C

Analyses des échantillons naturels à la microsonde électronique

Annexe C : Analyses des échantillons naturels à la microsonde électronique

Litho.	Fracture épidotisée	Fracture épidotisée	Fracture épidotisée	Fracture épidotisée	Fracture épidotisée	Fracture épidotisée	Fracture épidotisée	Fracture épidotisée	Fracture épidotisée	Fracture épidotisée	Fracture épidotisée
Minéral	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote
Echant.	53	53	53	53	53	53	53	53	53	53	53
SiO₂	37,88	38,4	34,42	36,66	36,86	36,66	36,76	37,86	37,46	37,52	37,4
TiO₂	0,12	0,15	0,16	-0,01	0,02	-0,05	-0,03	0,12	-0,03	0,15	0,15
Al₂O₃	23,83	23,84	20,29	18,85	18,76	18,51	19,16	24,79	23,71	22,93	22,47
Cr₂O₃	-0,01	0,03									
FeO	11,73	11,68	13,68	17,04	17,94	16,68	16,94	10,76	11,46	12,08	12,77
MgO	0,03	0,01	0,19	0,04	0,03	0,01	0,04	-0,03	0,02	0,02	0,02
CaO	23,54	23,68	22,55	22,89	23,14	22,63	22,81	23,28	23,71	23,35	23,84
Na₂O	0,03	0,03	0	0	-0,01	-0,03	-0,01	-0,06	0	0	-0,03
K₂O	0	0,04	-0,03	0,03	0,04	-0,02	0,02	0,04	0,03	0	0,02
SrO	-0,08	0,17	-0,13	-0,06	0,06	-0,15	-0,26	-0,27	0,07	0	0,37
MnO	0,12	-0,03	0,22	0,3	0,12	0,34	0,28	0,09	0,08	0,03	0,06
NiO	-0,07	0,09									
CuO	0,01	-0,06	-0,02	0	0,03	-0,15	0	0,02	-0,13	0,02	0
ZnO	0,02	-0,04	0,01	-0,07	-0,05	-0,1	-0,04	0,09	-0,08	0	-0,09
CoO			0,01	0,02	0,06	0,01	0	-0,03	0,03	-0,03	0,01
MoO₃	0,06	-0,06	0,01	-0,05	0,03	-0,08	0,03	-0,03	0,05	-0,04	-0,02
F	-0,02	-0,01	0	0	0,01	0	0,03	0,01	0,01	-0,03	0,01
Cl	0,02	0									
Total	97,22	97,9	91,22	95,83	96,97	94,4	95,62	96,75	96,47	96,01	96,99

Annexe C : Analyses des échantillons naturels à la microsonde électronique

Litho.	Fracture épidotisée	Fracture épidotisée	Fracture épidotisée	Dyke à sphérolites	Dyke à sphérolites	Dyke à sphérolites	Dyke à sphérolites	Dyke à sphérolites	Dyke à sphérolites	Dyke à sphérolites	Dyke à sphérolites
Minéral	Epidote	Epidote	Sphène	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Chlorite	Chlorite
Echant.	53	53	53	65	65	65	65	65	65	65	65
SiO₂	37,8	37,43	27,86	37,23	37,19	37,25	30,03	36,47	37,83	26,88	39,34
TiO₂	0,13	0,14	34,84	0,02	0,04	0,09	39,61	0,06	0,25	0,01	0
Al₂O₃	22,17	23,19	1,12	22,7	22,6	22,05	0,65	19,09	25,94	19,98	27,24
FeO	13,06	11,94	2,66	12,44	13,17	13,51	0,53	16,9	9,67	26,56	6,02
MgO	0	0	-0,01	0,06	-0,03	0,04	0	0,05	0,04	13,34	15,5
CaO	23,92	23,19	28,21	23,31	23,37	22,96	28,66	22,74	22,68	0,43	1,04
Na₂O	-0,02	-0,03	0,04	0,01	-0,03	-0,01	0	0,03	-0,03	-0,01	0,01
K₂O	-0,02	0	0,01	0,02	-0,02	0	0,03	0	-0,01	0,01	-0,01
SrO	-0,03	0,13	-0,09	0,02	0,13	0,15	0,06	0,13	0,18	-0,16	0,07
MnO	0,11	0,07	0,12	-0,04	-0,08	-0,05	-0,16	0,06	0,34	0,06	-0,1
NiO	0,09	0,03	0,05	-0,06	-0,08	-0,18	0,05	-0,19	0,1	-0,11	0,05
CuO	0,05	-0,11	-0,04	-0,04	-0,01	-0,05	-0,02	0,06	-0,01	-0,04	-0,03
ZnO	-0,1	-0,17	0,1	0,08	-0,02	-0,12	-0,02	-0,2	-0,03	0,06	0,16
CoO	0,04	0,02	0,03	-0,07	0	0,03	0,04	0,01	0,02	0,06	-0,01
MoO₃	0,08	0,04	-0,05	0	0,03	0,01	-0,01	-0,03	0,01	-0,03	0,08
F	-0,02	-0,02	0	0,04	0,04	0,01	0,05	0	0	-0,01	0,02
Cl											
Total	97,26	95,85	94,85	95,71	96,31	95,71	99,5	95,19	96,96	87,06	89,37

Annexe C : Analyses des échantillons naturels à la microsonde électronique

Litho.	Dyke à sphérolites	Dyke à sphérolites	Dyke à sphérolites	Dyke à sphérolites	Dyke à sphérolites	Dyke à sphérolites	Dyke à sphérolites	Dyke à sphérolites	Dyke à sphérolites	Dyke à sphérolites	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép
Minéral	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Sphène	Sphène	Sphène	Sphène	Epidote	Epidote
Echant.	65	65	65	65	65	65	65	65	65	65	V23B	V23B
SiO₂	25,78	30,92	26,3	38,79	9,78	9,76	29,84	30,39	30,17		35	34,75
TiO₂	0,03	0,15	0,04	-0,01	-0,01	0	39,54	38,01	39,01		0,12	0,09
Al₂O₃	20,19	12,98	20,23	26,17	9,06	9,95	1,13	1,22	0,95		21,88	20,75
Cr₂O₃											-0,02	0
FeO	30,42	30,42	28,09	6,25	58,2	54,85	0,47	1,21	0,82		15,38	11,02
MgO	13,44	5,53	13,06	14,86	1,11	1,2	0,02	0	-0,02		7,7	3,04
CaO	0,22	1,88	0,29	1,1	1,32	0,89	28,33	28,16	28,58		13,41	17,42
Na₂O	0,04	0,2	-0,01	0,03	0,01	0,05	-0,03	-0,02	-0,01		0,06	0,08
K₂O	-0,02	1,55	0,2	0,03	0,14	0,33	-0,01	0	-0,01		0,05	0,14
SrO	0	0,08	-0,02	0,13	-0,12	-0,04	-0,17	0,11	0,02		0	0,25
MnO	0,11	0,03	0,1	-0,03	0,94	-0,07	-0,12	-0,05	-0,06		0,35	0,11
NiO	-0,01	-0,1	-0,09	-0,15	0,04	0	-0,13	-0,02	0,01		-0,04	-0,09
CuO	-0,08	-0,02	0,01	-0,02	-0,01	-0,02	-0,13	0	-0,07		0,05	0,01
ZnO	-0,08	0,01	-0,15	0,01	0,01	-0,27	-0,12	0,04	-0,19		-0,03	0,04
CoO	0,05	0,05	-0,03	0	0,15	0	-0,01	0,02	0			
MoO₃	0,05	-0,05	-0,02	0,01	-0,02	0,07	0,01	-0,06	-0,13		0,01	-0,09
F	0,02	0,01	0,03	-0,01	0,02	0,02	0,11	0,12	0,08		-0,02	-0,01
Cl											0,04	0,08
Total	90,16	83,64	88,03	87,16	80,62	76,71	98,73	99,13	99,15		94,07	87,62

Annexe C : Analyses des échantillons naturels à la microsonde électronique

Litho.	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép
Minéral	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote
Echant.	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B
SiO₂	38,531	35,818	37,254	38,427	38,026	38,938	45,572	36,341	37,655	37,651	37,456
TiO₂	0,2	0,228	0,414	0,05	0,05	0,319	0,07	0,327	0,107	0,129	0,322
Al₂O₃	23,618	24,292	21,865	27,094	25,871	16,099	11,184	13,272	25,66	24,242	23,212
FeO	10,108	10,971	11,715	6,897	8,709	12,322	15,311	12,562	9,037	10,142	11,51
MgO	0,675	2,061	0,584	0,015	0,009	3,693	6,809	3,683	0,001	0,043	0,055
CaO	21,8	19,676	22,719	23,982	23,899	17,318	15,32	15,264	23,775	23,201	23,499
Na₂O	0,005	0,004	0,053	0	0	0,186	0,295	0,143	0,001	0,028	0
K₂O	0,033	0	0	0	0,022	0	0,031	0,025	0,061	0	0
SrO	0	0,172	0	0	0,052	0	0	0	0	0,022	0,093
MnO	0,453	0,604	0,216	0,091	0,068	0,261	0,379	0,244	0,12	0,053	0,091
NiO	0,009	0	0	0,101	0	0	0,047	0,052	0,038	0	0,068
ZnO	0	0,097	0	0	0	0	0	0	0,011	0	0
F	0,019	0	0,004	0,036	0	0,042	0,044	0	0,008	0	0,008
Total	95,452	93,924	94,824	96,698	96,752	89,177	95,063	81,941	96,54	95,512	96,314

Annexe C : Analyses des échantillons naturels à la microsonde électronique

Litho.	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép
Minéral	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote
Echant.	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B
SiO₂	37,827	37,759	37,51	38,156	38,119	37,866	37,866	38,314	37,542	37,649	36,748
TiO₂	0	0,022	0,291	0,173	0,089	0,042	0	0,203	0,137	0,095	0,047
Al₂O₃	26,358	26,66	25,486	21,567	26,724	25,717	24,462	26,153	24,448	24,915	23,865
FeO	8,174	8,41	9,447	11,862	8,737	8,839	10,191	7,689	10,038	10,071	5,689
MgO	0,025	0,025	0,06	1,554	0,031	0,052	0,027	0,008	0,025	0,046	2,365
CaO	23,863	23,572	23,501	20,092	23,63	23,185	22,932	23,645	22,874	23,548	23,088
Na₂O	0	0,017	0	0,094	0,023	0,007	0,038	0,012	0	0,051	0,021
K₂O	0	0,026	0,021	0	0,029	0,038	0,028	0,008	0,011	0	0
SrO	0,06	0,063	0	0,257	0,049	0	0,038	0,189	0	0	0,026
MnO	0,102	0,063	0,226	0,386	0,161	0,526	0,174	0,04	0,606	0,179	0,157
NiO	0	0	0	0,025	0,098	0	0	0,086	0,006	0	0,104
ZnO	0,099	0	0,08	0,038	0	0,064	0	0	0	0,119	0
MoO₃	0,002	0,022	0	0	0	0,001	0,017	0	0	0,024	0,021
F	0	0	0,016	0,004	0	0	0	0	0,028	0,024	0
Total	96,508	96,637	96,637	94,209	97,69	96,338	95,773	96,349	95,715	96,721	92,13

Annexe C : Analyses des échantillons naturels à la microsonde électronique

Litho.	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép
Minéral	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite
Echant.	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B
SiO₂	38,06	38,102	35,624	38,06	38,425	38,034	28,535	30,407	26,928	29,86	33,11
TiO₂	0,02	0,012	0,282	0,074	0	0	0,007	0	0,072	0,08	0,01
Al₂O₃	24,938	24,463	22,986	25,36	25,583	24,82	17,741	12,845	19,184	20,95	15,29
Cr₂O₃										0	0
FeO	9,448	10,289	9,962	9,82	8,883	9,438	20,953	15,27	21,683	23,96	18,38
MgO	0,004	0,017	0,085	0,029	0,04	0,038	16,099	14,38	16,649	17,62	15,12
CaO	23,675	23,498	22,69	23,544	24,01	23,942	0,483	1,041	0,302	0,32	1,12
Na₂O	0	0,005	0	0	0	0	0,043	0,116	0,025	0,02	0,06
K₂O	0	0,039	0,004	0,001	0,024	0	0,084	0,369	0,011	-0,04	0,13
P₂O₅										0,04	0,01
SrO	0,176	0,045	0,004	0,131	0,12	0,142	0,12	0	0,052	-0,1	-0,04
MnO	0,075	0,055	0,221	0	0,178	0,038	0,16	0,334	0,201	0,57	0,21
NiO	0	0	0	0	0	0,093	0,049	0	0	0,1	-0,07
CuO										-0,1	0
ZnO	0	0	0,045	0	0	0	0	0	0,064	0	-0,15
MoO₃	0	0	0,033	0,011	0	0,026	0,005	0,033	0	0,09	0,05
F	0	0	0	0	0,032	0	0,031	0	0,006	0,01	0,01
Cl										0,03	0,04
Total	96,396	96,524	91,936	97,031	97,297	96,571	84,308	74,795	85,177	93,41	83,28

Annexe C : Analyses des échantillons naturels à la microsonde électronique

Litho.	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép
Minéral	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite
Echant.	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B
SiO₂	26,134	26,669	26,997	26,686	26,729	28,802	25,963	27,24	31,094	26,633	26,422
TiO₂	0,033	0	0	0	0	0	0,07	0,006	0	0	0
Al₂O₃	19,618	19,006	18,537	17,093	18,598	17,998	19,731	19,053	14,431	18,537	18,21
FeO	25,657	23,66	23,763	21,693	23,115	22,083	26,569	25,015	14,91	24,385	25,601
MgO	14,219	16,655	15,029	15,189	15,335	16,455	13,97	16,053	13,576	14,58	14,121
CaO	0,178	0,077	0,32	0,392	0,102	0,648	0,024	0,121	1,126	0,118	0,308
Na₂O	0,012	0	0	0,003	0,016	0,003	0	0	0,046	0	0,064
K₂O	0	0	0,015	0,037	0	0,019	0,034	0,048	0,367	0	0,014
SrO	0,004	0	0,053	0,028	0	0,044	0,072	0,068	0,105	0,028	0,06
MnO	0,444	0,412	0,272	0,467	0,348	0,229	0,529	0,417	0,205	0,566	0,595
NiO	0	0	0	0	0	0	0,137	0,068	0	0,019	0
ZnO	0	0	0	0	0,065	0,011	0	0	0,015	0	0,126
MoO₃	0,005	0,024	0	0	0	0	0	0	0	0	0,023
F	0	0,034	0	0	0,012	0,021	0	0,009	0,012	0,036	0,009
Total	86,304	86,535	84,988	81,59	84,32	86,314	87,098	88,098	75,886	84,903	85,554

Annexe C : Analyses des échantillons naturels à la microsonde électronique

Litho.	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Métadiabase à ép	Epidosite à nids
Minéral	Sphène	Sphène	Sphène	Sphène	Sphène	Sphène	Sphène	Actinote	Actinote	Actinote	Chlorite
Echant.	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	V23B	58
SiO₂	30,74	30,34	30,393	30,181	30,693	30,498	30,473	48,891	37,782	52,363	24,391
TiO₂	34,84	37,556	38,361	35,244	36,138	33,131	37,061	0,593	0,23	0,221	0,023
Al₂O₃	3,69	2,042	1,397	2,447	3,27	3,577	2,23	3,589	9,563	1,643	18,585
Cr₂O₃	0										
FeO	1,23	1,347	0,763	1,19	1,973	2,072	0,819	19,726	15,696	19,327	33,948
MgO	0,01	0,041	0	0,02	0,029	0,082	0,012	10,578	11,53	12,324	8,791
CaO	28,01	27,889	28,147	27,995	27,928	28,351	28,244	10,278	5,57	10,206	0,384
Na₂O	-0,01	0,01	0	0,011	0,004	0	0,039	0,536	0,229	0,301	0,022
K₂O	0,03	0,008	0	0	0	0	0,011	0,137	0,197	0,052	0,032
P₂O₅	0,03										
SrO	0	0,059	0	0,055	0	0	0	0,062	0	0	0,02
MnO	-0,13	0	0	0	0,07	0	0	0,357	0,279	0,349	0,512
NiO	-0,08	0,013	0,099	0	0	0	0,057	0,082	0	0	0
CuO	0,01										
ZnO	-0,1	0,007	0	0	0	0	0,025	0	0	0,043	0,022
MoO₃	-0,04	0	0	0	0	0,049	0,041	0	0,004	0	0,005
F	0,1	0,209	0,087	0,127	0,152	0,051	0,08	0,034	0	0,045	0,006
Cl	0,02										
Total	98,34	99,519	99,247	97,269	100,256	97,811	99,093	94,863	81,08	96,872	86,742

Annexe C : Analyses des échantillons naturels à la microsonde électronique

Litho.	Fissure épidotisée	Fissure épidotisée	Fissure épidotisée	Fissure épidotisée	Fissure épidotisée	Fissure épidotisée	Fissure épidotisée	Fissure épidotisée	Fissure épidotisée	Fissure épidotisée	Fissure épidotisée	Epidosite pénétrative
Minéral	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Chlorite	Chlorite	Sphène	Sphène	Sphène	Sphène	Sphène	Epidote
Echant.	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62	G8-14
SiO₂	37,912	38,25	31,566	38,368	28,12	26,761	30,549	28,287	30,515	30,402	37,911	
TiO₂	0,088	0,177	22,27	0,118	0,067	0,052	32,975	35,651	36,127	35,853	0,018	
Al₂O₃	24,937	25,839	9,894	25,955	19,436	14,555	4,124	3,76	2,766	3,271	23,688	
FeO	9,393	8,692	7,091	8,285	26,968	21,108	1,613	2,711	1,311	0,914	11,116	
MgO	0,076	0,038	0,813	0,019	11,624	10,42	0,1	0,042	0	0,008	0,045	
CaO	23,652	23,59	24,394	24,027	0,713	0,939	28,053	27,153	28,992	29,147	23,347	
Na₂O	0	0,012	0,026	0	0,124	0,004	0	0,015	0	0,007	0,004	
K₂O	0,029	0	0,049	0	0,013	0	0,006	0,009	0,012	0	0	
SrO	0	0	0	0,083	0	0	0	0	0,038	0,024	0,239	
MnO	0,058	0,195	0,125	0,165	0,187	0,456	0,008	0,248	0,077	0,02	0,06	
NiO	0	0,023	0	0,126	0,028	0	0	0	0	0	0,038	
ZnO	0	0,039	0	0	0	0	0	0	0,049	0	0	
MoO₃	0	0	0	0,063	0	0	0,065	0	0,019	0	0,019	
F	0,063	0	0,059	0	0,012	0	0,1	0	0,02	0,214	0	
Total	96,208	96,854	96,288	97,209	87,293	74,295	97,595	97,877	99,928	99,862	96,485	

Annexe C : Analyses des échantillons naturels à la microsonde électronique

Litho.	Epidosite pénétrative	Epidosite pénétrative	Métadiabase	Métadiabase	Métadiabase chl	Métadiabase chl	Métadiabase chl	Epidosite pénétrative	Epidosite pénétrative
Minéral	Epidote	Epidote	Actinote	Plagioclase	Actinote	Chlorite	Plagioclase	Epidote	Chlorite
Echant.	G8-14	G8-14	A1-2	A1-2	Db1	Db1	Db1	51	51
SiO₂	34,39	37,811	50,6039	53,298	47,58	31,413	62,313	38,777	26,827
TiO₂	0,088	0,181	0,3604	0,047	0,681	0,003	0,032	0,09	0
Al₂O₃	21,66	24,17	4,0819	28,697	2,303	12,262	21,179	26,921	20,442
Cr₂O₃			0,0269	0	0	0	0	0	0,01
FeO	17,401	11,106	19,6014	0,569	13,378	27,744	0,431	8,185	26,666
MgO	2,854	0,017	12,4726	0,028	14,672	13,082	0,025	0	13,996
CaO	16,89	23,121	10,5847	11,945	17,838	1,853	3,343	23,589	0,222
Na₂O	0,059	0,008	0,3401	4,929	0,225	0,059	8,678	0	0
K₂O	0	0,026	0,0943	0,004	0	0,023	0,047	0	0,033
P₂O₅			0,1174	0,124	0,14	0,073	0,082	0,479	0,023
SrO	0,145	0,179							
MnO	0,228	0,041	0,2891	0	0,334	0,452	0	0	0,138
NiO	0	0							
CuO			0,0196	0,183	0,059	0,028	0,12	0	0
ZnO	0	0	0,0471	0,063	0	0,052	0,041	0,049	0
MoO₃	0,024	0,008			0,186	0,041	0,245		
F	0	0,043			0,156	0,13	0,111		
Cl			0,0418	0,009	0,015	0,017	0,007	0,003	0
Total	93,74	96,712	98,6812	99,896	97,567	87,232	96,654	98,093	88,357

Annexe D

Analyses des propriétés magnétiques des échantillons naturels

Légende :

	Carotte cassée
	Présence d'épidote

Carotte	Distance (cm)	P _J	T	K _m (μSI)	K ₁ Direction (°)	K ₁ Pendage (°)	K ₃ Direction (°)	K ₃ Pendage (°)
A1-25	7	1,033	0,53	22330,90	124	57	217	2
A1-24	15	1,052	-0,15	41734,30	268	71	177	0
A1-23	27	1,094	0,5	38988,50	277	16	10	10
A1-22	52	1,093	0,5	54913,90	279	5	189	3
A1-21	71	1,091	0,62	54730,80	277	5	187	6
A1-20	90	1,101	0,57	75232,40	255	66	357	5
A1-19	101	1,106	0,91	69740,90	346	65	210	18
A1-18	115	1,099	0,88	76696,80	94	69	2	1
A1-1	125	1,096	0,32	75049,40	88	79	187	2
A1-17	135	1,112	0,46	80907,00	90	72	0	0
A1-2	150	1,096	0,9	61137,60	101	40	10	1
A1-3	160	1,107	0,8	73401,90	276	24	7	2
A1-16	171	1,12	0,8	70290,10	92	19	0	6
A1-4	190	1,127	0,79	62418,90	273	0	3	2
A1-6	199	1,119	0,79	74866,30	277	71	7	0
A1-5	200	1,133	0,71	71937,40	276	21	186	0
A1-15	201	1,115	0,92	67727,40	279	42	12	3
A1-14	224	1,102	0,58	71388,40	118	78	4	5
A1-13	243	1,12	0,64	74866,30	285	84	17	0
A1-12	254	1,119	0,91	72303,60	277	17	7	1
A1-11	260	1,128	0,82	65164,70	108	28	18	0
A1-7		1,118	0,68	71205,30	99	10	8	6
A1-8		1,128	0,69	61686,70	97	8	7	4
A1-9		1,135	0,75	52168,10	100	2	10	7
A1-10		1,104	0,63	62418,90	105	8	15	2

Carotte	Distance (cm)	P _J	T	K _m (μSI)	K ₁ Direction (°)	K ₁ Pendage (°)	K ₃ Direction (°)	K ₃ Pendage (°)
L3-1	3	1,006	0,25	8433,50	349	39	223	36
L3-2	6,5	1,005	0,25	8924,90	108	21	209	27
L3-3	11	1,006	-0,42	9498,10	300	13	203	30
L3-4	15,5	1,009	0,63	16377,10	325	17	221	40
L3-5	21	1,012	0,55	24484,50	111	21	210	20
L3-6	29,5	1,014	0,53	18424,40	297	46	203	3
L3-7	39	1,014	0,23	25630,90	82	18	192	47
L3-8	57,5	1,019	-0,34	28415,30	115	9	220	58
L3-9	70	1,012	0,18	24156,90	113	18	10	32
L3-10	88,5	1,013	-0,6	23829,30	115	10	221	56
L3-11	106	1,015	-0,24	24402,60	115	5	235	80
L3-12	122	1,014	-0,51	24238,80	104	11	195	7
L3-13	145	1,014	0,27	27678,30	101	4	10	13
L3-14	157	1,016	0,57	21700,10	274	13	9	22
L4-7	219,5	1,016	-0,29	30298,80	104	30	14	0
L4-6	233,5	1,015	-0,24	26040,40	127	27	245	43
L4-5	243,5	1,013	0,12	24893,90	97	28	227	50
L4-4	253,5	1,021	-0,45	18588,20	114	15	224	52
L4-3	263	1,014	-0,03	14493,60	92	40	221	36
L4-2	273,5	1,003	-0,55	4093,20	95	9	197	51
L4-1	278	1,005	-0,13	4420,80	49	34	205	54

Annexe D : Analyses des propriétés magnétiques des échantillons naturels

Carotte	Distance (cm)	P _J	T	K _m (μSI)	K ₁ Direction (°)	K ₁ Pendage (°)	K ₃ Direction (°)	K ₃ Pendage (°)
SK1-1	4	1,013	0,5	5763,00	114	62	22	1
SK1-2	14	1,014	0,43	19899,20	288	58	139	28
SK1-3	17	1,011	0,17	17870,70	320	54	57	5
SK1-4	30	1,014	0,34	8425,40	266	72	77	18
SK1-5	35	1,026	0,83	21357,20	313	48	61	16
SK1-6	40	1,016	0,25	2086,30	168	77	62	4
SK1-7	46	1,017	-0,54	2847,00	338	54	74	5
SK1-8	52	1,013	-0,41	1959,50	195	72	60	13
SK1-10	59	1,01	-0,32	21484,00	279	43	14	6
SK1-9	60	1,007	-0,56	7854,90	312	54	211	8
SK1-11	66	1,016	0,07	1452,40	339	51	116	31
SK1-12	67	1,008	-0,49	1198,80	268	76	103	13
SK1-14	72	1,012	0,18	1389,00	251	64	91	25
SK1-13	73	1,015	-0,13	1832,80	280	56	100	34
SK1-15	76	1,011	-0,49	2022,90	342	75	125	12
SK1-16	82	1,021	0,76	4114,80	356	74	248	5
SK1-17	84	1,011	0,59	3924,70	202	84	86	2
SK1-19	85	1,009	0,24	1642,60	297	61	126	29
SK1-18	90	1,016	0,28	4368,40	234	27	66	63
SK1-20	102	1,009	-0,01	2022,90	351	46	113	27
SK1-21	108	1,006	-0,13	2530,10	140	58	243	8

Carotte	Distance (cm)	P _J	T	K _m (μSI)	K ₁ Direction (°)	K ₁ Pendage (°)	K ₃ Direction (°)	K ₃ Pendage (°)
SK3r-1	2	1,021	0,33	58291,90	60	73	154	1
SK3r-4	36	1,02	0,2	54659,20	234	75	96	11
SK3r-5	37	1,018	-0,41	75499,60	238	71	114	11
SK3r-6	42	1,024	-0,69	66322,20	279	80	131	8
SK3r-3	48	1,015	0,91	29230,00	44	15	309	20
SK3r-2	48,5	1,018	0,45	14507,90	61	54	312	13
SK3r-7	49	1,018	-0,28	40128,20	181	84	333	5
SK3r-8	51	1,019	0,56	53320,80	128	81	338	8
SK3r-9	57	1,034	-0,05	63836,60	59	43	327	2
SK3r-10	67	1,027	-0,1	57144,70	62	63	161	5
SK3r-11	76	1,021	-0,49	70337,30	42	73	174	12
SK3r-12	86	1,035	0,42	50644,00	40	56	136	4

Carotte	Distance (cm)	P _J	T	K _m (μSI)	K ₁ Direction (°)	K ₁ Pendage (°)	K ₃ Direction (°)	K ₃ Pendage (°)
SK31-13	8	1,008	-0,22	477,40	121	21	213	5
SK31-14	11	1,013	0,12	1241,00	123	28	216	5
SK31-16	12,5	1,01	-0,22	1420,90	125	41	234	21
SK31-15	14	1,012	0,08	1031,70	24	32	124	14
SK31-17	19	1,008	-0,32	1652,20	25	18	185	71

Carotte	Distance (cm)	P _J	T	K _m (μSI)	K ₁ Direction (°)	K ₁ Pendage (°)	K ₃ Direction (°)	K ₃ Pendage (°)
P1-11	2	1,004	-0,33	1469,90	292	17	25	10
P1-10	4	1,006	-0,41	1110,80	102	11	340	70
P1-6	10	1,008	-0,69	1233,60	83	6	174	12
P1-9	11	1,007	0,23	989,60	87	34	289	54
P1-8	12	1,005	-0,57	1050,20	70	30	338	3
P1-7	15	1,008	-0,09	1054,90	115	71	287	19
P1-5	17	1,005	0,32	1031,60	73	1	342	13
P1-4	28	1,007	0,08	992,70	51	78	244	11
P1-3	33	1,004	-0,2	977,20	292	77	51	7
P1-2	38	1,009	0,43	972,50	129	59	12	15
P1-1	41	1,006	-0,02	1152,80	111	60	8	7

Carotte	Distance (cm)	P _J	T	K _m (μSI)	K ₁ Direction (°)	K ₁ Pendage (°)	K ₃ Direction (°)	K ₃ Pendage (°)
P2-1	206	1,004	0,58	596,10	246	45	337	0
P2-2	205	1,004	-0,09	596,10	253	29	349	9
P2-3	196	1,027	0,13	45776,00	103	66	2	5
P2-4	187	1,019	0,38	62913,10	105	71	357	6
P2-5	175	1,032	0,15	51618,20	5	5	272	29
P2-6	166	1,05	0,19	43049,60	178	3	270	20
P2-7	152	1,031	0,41	29612,50	216	71	78	15
P2-8	139	1,003	-0,13	1183,60	197	54	320	21
P2-9	137	1,007	-0,3	985,60	212	43	88	31
P2-10	128	1,009	-0,36	1180,30	228	51	118	15
P2-11	110	1,006	-0,13	1180,30	115	79	206	0
P2-12	92	1,004	0,12	985,60	156	19	251	14
P2-13	72	1,023	0,55	40907,40	97	59	256	29
P2-14	48	1,021	-0,05	25717,60	73	71	296	14
P2-15	20	1,025	0,15	8191,00	359	89	236	1
P2-16	9	1,002	-0,24	596,10	80	4	174	40

Carotte	Distance (cm)	P _J	T	K _m (μSI)	K ₁ Direction (°)	K ₁ Pendage (°)	K ₃ Direction (°)	K ₃ Pendage (°)
G1r-1	4	1,014	-0,28	11553,30	132	16	238	45
G1r-2	7	1,03	0,31	10439,00	133	19	245	46
G1r-3	16	1,005	0,1	1355,40	83	57	186	8
G1r-6	27	1,025	0,57	815,10	118	7	216	47
G1r-4	33	1,02	0,56	848,80	117	4	213	53
G1r-8	43	1,018	0,39	781,30	117	4	212	48
G1r-7	43,5	1,019	0,44	882,60	117	3	210	45
G1r-5	44	1,016	0,44	815,10	305	12	197	55
G1-9	58	1,019	0,63	950,10	113	5	208	48
G1-10	69	1,012	0,5	983,90	113	6	209	40
G1r-11	79	1,009	0,16	1017,70	102	50	224	24
G1r-12	91	1,01	0,46	983,90	110	24	7	26
G1r-13	120	1,021	0,41	781,30	113	37	268	50
G1r-14	128	1,02	0,39	747,50	140	28	266	48
G1r-15	131	1,013	0,21	1254,00	95	44	292	45

Carotte	Distance (cm)	P _J	T	K _m (μSI)	K ₁ Direction (°)	K ₁ Pendage (°)	K ₃ Direction (°)	K ₃ Pendage (°)
G11-16	14	1,006	0,04	4438,40	154	50	6	36
G11-17	20	1,01	0,44	1618,10	117	36	5	27
G11-18	39	1,014	-0,36	2665,10	139	31	26	32
G11-19	53	1,014	-0,31	2579,60	172	42	352	48
G11-21	54	1,016	0,14	2301,80	160	36	336	54
G11-20	59	1,015	0,27	8455,10	203	27	22	63
G11-22	61	1,011	-0,3	4823,00	138	39	17	33
G11-23	68	1,017	-0,29	6126,30	172	27	65	30

Carotte	Distance (cm)	P _J	T	K _m (μSI)	K ₁ Direction (°)	K ₁ Pendage (°)	K ₃ Direction (°)	K ₃ Pendage (°)
G2nep-1	3,5	1,038	0,32	7725,80	236	3	333	64
G2nep-2	8	1,04	0,2	15488,40	225	14	340	59
G2nep-3	12	1,042	0,37	22372,10	217	0	308	70
G2nep-4	19	1,036	0,36	30866,90	59	11	260	79
G2nep-5	23	1,032	0,55	30500,80	93	15	240	73
G2nep-6	29	1,023	0,55	19149,90	154	3	250	65
G2nep-7	36	1,015	0,37	7506,10	4	8	244	74
G2nep-8	40	1,018	0,59	21713,00	131	0	222	55
G2nep-9	44	1,016	0,1	20907,50	75	25	297	58
G2nep-10	49	1,027	0,6	17392,40	212	25	353	60
G2nep-11	55	1,033	0,54	17730,80	230	6	332	63

Carotte	Distance (cm)	P _J	T	K _m (μSI)	K ₁ Direction (°)	K ₁ Pendage (°)	K ₃ Direction (°)	K ₃ Pendage (°)
G2ep-12	4,5	1,018	0,62	956,10	127	28	292	61
G2ep-13	11,5	1,004	0,34	1004,50	130	39	226	8
G2ep-14	16,5	1,011	0,39	1139,90	294	46	44	19
G2ep-15	22	1,017	0,29	1130,30	289	53	49	21
G2ep-16	30	1,004	0,5	849,60	231	73	50	17
G2ep-17	36,5	1,003	0,5	898,00	146	50	55	1
G2ep-18	42,5	1,004	0,03	839,90	233	72	52	18
G2ep-19	47,5	1,005	0,7	820,60	193	78	55	9
G2ep-20	52	1,006	0,64	927,00	182	60	47	22
G2ep-21	57	1,009	-0,57	965,70	322	8	230	17
G2ep-22	62,5	1,017	-0,62	3917,50	316	11	220	29

Carotte	Distance (cm)	P _J	T	K _m (μSI)	K ₁ Direction (°)	K ₁ Pendage (°)	K ₃ Direction (°)	K ₃ Pendage (°)
G51-1	3	1,003	-0,56	1090,90	112	37	220	23
G51-2	11,5	1,014	-0,31	13568,80	265	47	23	24
G51-3	18	1,007	-0,24	15277,10	141	79	11	7
G51-4	23	1,006	-0,82	16688,30	86	36	298	49
G51-5	28,5	1,01	-0,52	16168,40	111	27	226	39
G51-6	35	1,01	-0,24	16465,50	110	33	259	53
G51-7	42	1,022	0,05	24412,70	134	34	281	51
G51-8	49	1,017	0,03	17431,00	130	31	262	48
G51-9	57	1,006	-0,21	6141,50	120	36	282	53
G51-10	63	1,004	-0,4	1982,20	140	33	20	37
G51-11	68	1,005	0	6661,40	117	38	288	52
G51-12	74	1,005	-0,56	4358,90	96	34	3	4
G51-13	84	1,002	0,32	645,30	144	23	249	31
G51-14	90	1,003	-0,57	719,60	154	32	60	5
G51-15	103	1,003	-0,09	719,60	169	14	62	50
G51-16	111	1,001	-0,13	719,60	44	29	248	59
G51-17	119	1,002	-0,78	645,30	88	66	352	3
G51-18	126	1,002	0	645,30	90	33	182	2
G51-19	138	1,003	-0,42	2799,20	118	56	344	25
G51-20	147	1,01	0,16	9261,00	148	9	254	58
G51-21	150	1,006	-0,68	2873,50	146	30	290	54
G51-22	164	1,018	0,16	15871,30	151	14	257	47
G51-23	174,5	1,009	0,12	10672,20	135	35	258	39
G51-25	193	1,007	0,4	2056,50	95	29	261	61

Carotte	Distance (cm)	P _J	T	K _m (μSI)	K ₁ Direction (°)	K ₁ Pendage (°)	K ₃ Direction (°)	K ₃ Pendage (°)
G8r-1	10	1,023	0	34340,70	133	43	266	36
G8r-2	19	1,047	0,43	44117,00	126	36	257	43
G8r-3	24	1,013	0,76	938,30	36	35	286	27
G8r-4	34	1,013	0,83	4468,70	354	1	264	48
G8r-5	48	1,007	0,42	666,80	18	1	287	42
G8r-6	72	1,005	0,72	802,60	56	19	273	67
G8r-7	89	1,004	0,34	1074,10	283	53	108	37
G8r-8	100	1,003	0,13	1888,80	201	22	312	42
G8r-9	108	1,002	-0,16	3789,80	334	39	233	14
G8r-10	125	1,006	-0,7	3789,80	105	84	226	3
G8r-11	127	1,005	0,12	1481,50	66	79	224	10
G8r-12	135	1,016	0,4	3382,40	57	47	259	41
G8r-13	148	1,013	0,48	6369,60	103	53	250	32
G8r-14	168	1,006	0,22	1617,20	94	61	238	24
G8r-15	174	1,007	-0,15	1209,90	96	76	241	12
G8r-16	183	1,011	-0,18	1345,70	301	32	56	34
G8r-17	190	1,008	0,12	1345,70	123	27	230	29
G8r-18	196	1,007	0,43	666,80	117	39	224	20
G8r-19	208	1,022	0,93	5826,50	83	49	233	37
G8r-20	221	1,032	0,95	18590,00	20	53	232	32
G8r-21	225	1,034	0,64	14380,70	1	33	246	33
G8r-22	238	1,012	0,07	2567,70	148	1	239	27
G8r-23	245	1,003	0,6	802,60	339	6	243	44
G8r-24	253	1,013	0	3110,80	133	22	230	17

Carotte	Distance (cm)	P _J	T	K _m (μSI)	K ₁ Direction (°)	K ₁ Pendage (°)	K ₃ Direction (°)	K ₃ Pendage (°)
G8lnep-25	8	1,022	0,46	49971,70	135	18	242	43
G8lnep-26	15	1,008	-0,24	27378,50	130	18	243	51
G8lnep-27	21	1,015	0,89	20308,50	84	54	261	36
G8lep-28	30	1,008	0,93	1096,60	18	16	270	47
G8lep-29	36	1,007	0,4	5092,70	166	26	336	64
G8lep-30	47	1,014	0,66	789,20	21	13	274	52
G8lep-31	58	1,011	0,3	1096,60	15	21	262	45
G8lep-32	68	1,011	0,52	1250,30	46	39	262	45
G8lep-33	77	1,015	-0,57	1250,30	58	50	272	35
G8lep-34	93	1,016	0,43	942,90	49	49	218	40
G8lep-35	104	1,014	0,43	1096,60	13	61	233	23
G8lep-36	110	1,022	0,49	1404,00	22	67	226	21
G8lep-37	119	1,023	0,61	1250,30	18	55	228	31
G8lep-38	125	1,007	0,58	789,20	348	41	224	33
G8lnep-39	149	1,042	0,59	49818,00	32	53	232	35
G8lnep-40	165	1,043	0,8	49664,30	100	54	313	32
G8lnep-41	175	1,023	-0,51	47051,50	57	57	276	27
G8lnep-42	185	1,015	0,31	49664,30	11	5	278	32

Annexe E

Analyses des inclusions fluides intracrystallines

Annexe E

Analyses des inclusions fluides intracrystallines

1. Introduction	325
2. Classification des inclusions fluides.....	325
3. La microthermométrie	326
3.1. Principe.....	326
3.2. Appareillage et conditions d'analyse.....	327
3.2.1. Calibration	328
3.2.2. Mode opératoire	330
4. Echantillons et inclusions fluides analysés.....	330
5. Résultats	331
5.1. Résultats : trois types d'inclusions fluides	331
5.2. Inclusions fluides des faciès magmatiques.....	332
5.3. Inclusions fluides des épidosites	333
5.4. Résultats globaux	334
6. Apport des inclusions fluides	336
6.1. Inclusions fluides de type Liquide : une distribution des températures d'homogénéisation suivant deux pôles	336
6.1.1. Inclusions fluides et faciès caractéristiques du pôle chaud.....	337
6.1.2. Inclusions fluides et faciès caractéristiques du pôle froid.....	337
6.1.3. Distribution des températures d'homogénéisation intermédiaires	337
6.2. Inclusions de hautes températures et de fortes salinités	338
6.3. Inclusions de type Vapeur et Liquide de hautes températures et faibles salinités.....	338
6.4. Limites de l'étude des inclusions fluides.....	339

Cette étude fait partie intégrante du travail d'Inès Mokni-Leconte (2013) qui a réalisé un stage à l'ISTO en Master 2^{ème} année Recherche (encadrement : Claire Ramboz, Stanislas Sizaret et moi-même).

1. Introduction

Une inclusion fluide (IF) est une cavité de taille souvent ultra-microscopique au sein d'un minéral, dans laquelle sont piégées une ou plusieurs phases liquides et/ou gazeuses, accompagnées parfois d'un ou plusieurs solides. L'interprétation des mesures microthermométriques en terme de chimie des fluides piégés et de leur comportement isochore repose sur le postulat que ces systèmes évoluent de façon isovolumique et isochimique lors du chauffage ou du refroidissement, tant au laboratoire qu'au cours de leur histoire géologique. Cette hypothèse est vérifiée pour le quartz, minéral peu soluble ou quasi incompressible, mais il faut être précautionneux pour les minéraux clivables (comme les sulfates), qui peuvent être fragiles.

2. Classification des inclusions fluides

Les inclusions peuvent être classées d'abord selon leur relation par rapport au cristal hôte. Les inclusions primaires sont formées de façon contemporaine à la croissance du cristal, On les trouve disposées selon les axes du réseau cristallin ou bien distribuées de façon aléatoire dans toute la profondeur du minéral hôte. Les inclusions secondaires soulignent des fractures intra-ou trans-granulaires du cristal hôte. Elles renseignent sur les fluides piégés ayant circulés lors de phases tectoniques tardives dans l'histoire du cristal. Les IF sont également classées selon la nature de leur remplissage, leurs propriétés microthermométriques ainsi que par la nature des solides piégés : inclusions aqueuses s'homogénéisant en phase liquide ou vapeur (par disparition de la phase vapeur, ou de la phase liquide, respectivement lors du chauffage); inclusions aquo-carboniques, inclusions saturées en NaCl s'homogénéisant par disparition du cube de sel ou de la bulle de vapeur au chauffage.

3. La microthermométrie

Cette méthode permet d'obtenir des informations directes sur la chimie des fluides responsables des précipitations minérales ainsi que des contraintes sur les conditions pression et température de leur piégeage. Cette méthode a été appliquée sur le quartz et sur quelques épidotes.

3.1. Principe

La microthermométrie consiste à mesurer les températures de changements de phase qui se produisent dans les inclusions lorsqu'on les refroidit ou qu'on les chauffe. Dans ce travail, on a étudié des IF aqueuses, à liquide ou vapeur dominant (Type L et type V, respectivement), et des IF saturées en NaCl (Type S1). Dans les inclusions aqueuses sous-saturées en NaCl, on mesure successivement lors du refroidissement, la température eutectique (T_e , qui représente l'apparition de la première goutte de liquide dans l'inclusion gelée (**Fig. E.1**)), la température de fin de fusion de glace (T_{fg} : température de la fonte du dernier cristal de glace (**Fig. E.1**)). Lors du chauffage, on mesure les températures d'homogénéisation (T_h : température à laquelle l'IF devient monophasée, (**Fig. E.1**)) en phase liquide ou vapeur, selon la nature de la phase qui disparaît (vapeur ou liquide, respectivement) et aussi les températures d'homogénéisation par fusion de la halite (T_{ha} : température à laquelle la halite disparaît).

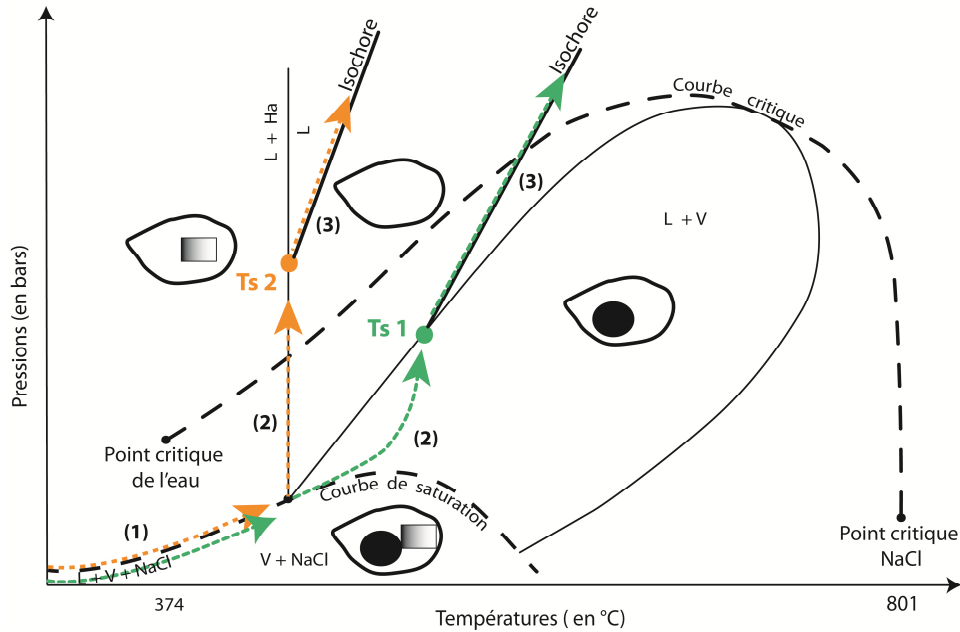


Figure E.1 : Projection en Pressions-Températures du système $H_2O-NaCl$ (modifiée d'après Bodnar et al., 1985). Les deux chemins sont représentés pour une composition X % pds éq. $NaCl$ fixée.

Pendant son chauffage, la pression dans l'inclusion fluide est tamponnée le long de la courbe liquide-vapeur de l'eau (trajet (1) sur la **figure E.1**). Deux trajets sont représentés sur cette figure en fonction du type de phase (vapeur (Ts2, en orange) ou halite (Ts1 en vert)) disparaissant en premier. La mesure de température d'homogénéisation (T_h) de l'inclusion permet de connaître la densité du fluide occlus. Lorsque le trajet quitte la courbe de saturation (trajet (2)) il y a disparition du cube de sel pour les IF de type Ts1 et il y a disparition de la vapeur pour les IF de type Ts2. Lorsque ces IF atteignent leurs T_h respectives, elles s'homogénéisent avec la disparition de la phase vapeur pour les IF Ts1 et disparition de l'halite pour les IF Ts2. Au-delà de T_h , les deux trajets PT du fluide vont se déplacer le long d'une isochore (trajet (3) sur la **figure E.1**). Les inclusions fluides suivant un trajet Ts2 on pu être observées par Kelley et al. (1992) alors que les IF empruntant le trajet Ts1 ont pu être analysées lors de notre étude (nommées respectivement inclusions fluides de type Ts2 et Ts1).

3.2. Appareillage et conditions d'analyse

Cette étude a été réalisée sur une platine Linkam THMS 600 montée sur un microscope Olympus BH-2 équipé d'objectifs x10, et x20. Les mesures ont été faites en utilisant l'objectif

Olympus X50 ULWD. L'échantillon, placé sur le bloc d'argent de la platine Linkam, peut être chauffé grâce à une résistance placée dans le bloc, ou il peut être refroidi en faisant circuler de l'azote à l'intérieur du bloc. La température est mesurée à l'aide d'une thermistance de type Pt100 incluse dans le bloc. Un boîtier électronique équipé d'un contrôleur Eurotherm 902 relié à un ordinateur permet de lire et contrôler les cycles de température. Un zoom optique Sony (2,25 x) et une caméra noir et blanc Marlin AVT 146B équipée d'un capteur CMOS 2/3 pouce sont fixés sur le microscope. Les images sont échantillonnées 2 à 3 fois par seconde puis stockées sur PC après compression à la norme MPEG-4. Cet appareillage est localisé sur le site du CNRS-ISTO d'Orléans.

Du fait de la morphologie et de la petite taille de certaines inclusions la méthode développée par Goldstein et Reynolds (1994), dite du « cycling » a été appliquée afin de déterminer de manière précise les changements de phase. La méthode consiste à approcher la température de disparition de la phase (liquide ou vapeur ; Tfg, Tha ou Th) et à refroidir doucement l'inclusion. Si la phase est encore présente dans la cavité, elle va croître et devenir visible lors du refroidissement ménagé. La température de transition de phase sera celle en dessous de laquelle la phase ne réapparaît plus.

3.2.1. Calibration

La droite de calibration de la platine Linkam THMS 600 a été construite grâce à quatre standards listés dans le **Tableau E.1** suivant El Mekki-Azouzi et al. (2013, soumis). Pour chaque standard, les mesures ont été répétées cinq fois afin d'optimiser la précision sur l'équation de la droite (**Fig. E.2**).

Phase de référence	Température Référence (°C)	Température Mesurée (°C)	Erreur ΔT
Mélange solide du CO ₂ (F1)	-56,6	-56,8	-0,2
Point de solidification de l'eau (F1)	0	0,38	+0,38
Pb ₃ (PO ₄) ₂ (monoclinique-orthorhombique)	180	184,3	+4,3
Homogénéisation de l'eau critique (eau pure F1)	374,15	380,45	+6,3

Tableau E.1 : Résultats de calibration de la platine de microthermométrie Linkam THMS 600.

La droite de calibration (**Fig. E.2**) est ajustée suivant trois mesures cohérentes de standards. Cette droite permet de relier la température corrigée T_c en fonction de la température lue T_{read} .

$$T_c = (T_{read} - 0,5266)/1,051 \quad \text{d'après El Mekki-Azouzi et al. (2013, soumis)}$$

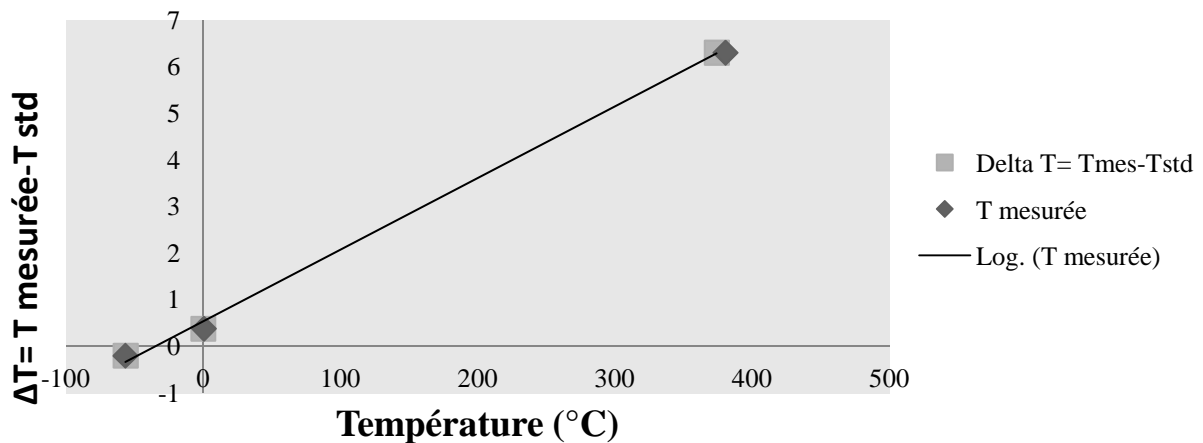


Figure E.2 : Droite de calibration de la platine de microthermométrie Linkam THMS 600 avec trois standards couvrant une gamme de température de (-56,6 à 380,45 °C)

3.2.2. Mode opératoire

De petites pastilles d'échantillons sont découpées au micro foret sur lame épaisse en 4 à 5 étapes :

1. Repérage des zones contenant des inclusions fluides favorables à une étude microthermométrique,
2. Découpe au microforet de ces zones,
3. Décollage des disques de roche de la lame : ils sont plongés dans l'acétone pendant environ 1H et éventuellement dans une cuve à ultra-sons pour accélérer le processus,
4. Nettoyage de la colle des pastilles d'échantillon dans un bécher rempli d'un mélange d'ammoniaque et d'eau oxygénée, lui-même déposé dans la cuve à ultra-sons.
5. Lorsque l'échantillon est trop épais, il est aminci avec du papier diamanté.

4. Echantillons et inclusions fluides analysés

Concernant notre étude de microthermométrie, seulement sept échantillons ont été favorables pour une telle étude. En effet, les échantillons retenus présentaient des inclusions fluides (IF) de taille supérieure à 10 μm , avec des formes adéquates. Ce type d'étude permet de caractériser la nature et la température des fluides hydrothermaux à l'origine des différentes cristallisations. Bien que les fluides des systèmes hydrothermaux océaniques soient des solutions du système Na-Ca-Mg-Cl, ils sont cependant à NaCl dominant (Richardson et al., 1987). C'est pourquoi les IF représentatives de ces fluides sont classiquement interprétées par référence au système binaire H_2O -NaCl. Dans ce travail, pour obtenir la salinité (en % poids équivalent NaCl) à partir des températures de fusion de la glace (T_{fg}), l'équation de Bodnar (1993) relative au système H_2O -NaCl a été utilisée. Les mesures de dissolution du cube de sel (T_{s1}) ont été interprétées par référence à l'équation de Bodnar et al. (1994).

Au total, 135 mesures microthermométriques ont été acquises sur sept faciès : plagiogranite épidotisé, métadiabase, métadiabase en cours d'épidotisation et les cinq types d'épidosite (excepté le sous type d'épidote de fracture à quartz géodique). Notre étude a concerné principalement les IF situées dans les minéraux d'altération comme le quartz et l'épidote. Les IF étaient primaires au sein des épidotes et plutôt secondaires dans les grains de quartz. En effet, celles contenues dans l'épidote étaient alignées et parallèles à l'axe b du

minéral hôte. Alors que les IF dans le quartz se situaient plutôt au niveau des joints de grains. D'après la nature des fluides en inclusions, les fluides minéralisateurs étaient en générales biphasées ou triphasées. Au cours de cette étude, les IF contenues dans le quartz ont été privilégiées car elles étaient beaucoup plus nombreuses et de grande taille ($> 10 \mu\text{m}$). De plus, le quartz possède un avantage non négligeable qui est la transparence permettant ainsi une bonne observation pour les changements de phase. Seulement huit IF ont pu être analysées dans des grains d'épidote (au sein de l'échantillon d'épidosite pénétrative), car ce minéral coloré apparaît sombre en lame épaisse.

5. Résultats

5.1. Résultats : trois types d'inclusions fluides

Comme c'est le cas pour Kelley et al. (1992), les IF présentes au sein de nos échantillons étaient de trois types (**Fig. E.3**) : i) type liquide saturé en NaCl (S), ii) type liquide (L), remplies à plus de 50 % du volume d'un liquide aqueux, et iii) un dernier type vapeur (V), dont le volume de vapeur remplit plus de 50 % de l'IF.

Le premier type (S) contenant des solides d'halite présente une homogénéisation par disparition de la bulle de gaz entre 282 et 433°C et une gamme de salinité comprise entre 29,3 à 37,5 % pds éq. NaCl. Ces inclusions hyper-salées ont été observées dans seulement deux lames, celle du plagiogranite épidotisé et celle des épidotes de joint de refroidissement.

Le deuxième type (L) présente une large gamme de salinité entre 0,4 et 19,5 % pds éq. NaCl ($-0,2^\circ\text{C} > T_{\text{fg}} > -16^\circ\text{C}$). Ces IF s'homogénéisent en phase liquide entre 236,5 et 390°C. Les IF de type (L) ont été observées en grande majorité à travers l'ensemble des échantillons. Certaines IF de type (L) présentaient des solides d'épidote.

Les IF de type (V) sont les moins représentées. En effet, ce type d'IF a été observé seulement dans les échantillons du métadiabase, de l'épidote de joint de refroidissement et des sphérulites d'épidote.

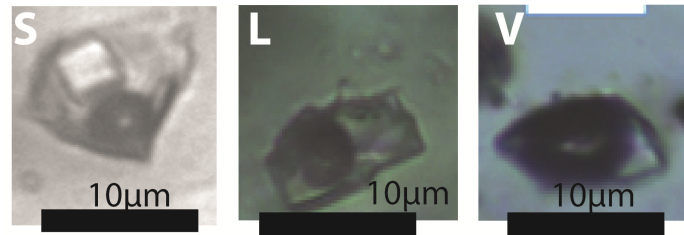


Figure E.3 : Trois types d'inclusions fluides dans des grains de quartz : type liquide saturé en NaCl (S), type liquide (L) et type vapeur (V) (Mokni-Leconte, 2013).

5.2. Inclusions fluides des faciès magmatiques

Le **plagiogranite épidotisé** présente un histogramme de la salinité bimodal mais continu de 1 à 35 % pds éq. NaCl (**Fig. E. 4** ; en bleu). Le premier mode est centré sur des IF de type eau de mer alors que le second mode est centré sur des IF de type (S) à ~ 30 % pds éq. NaCl. L'histogramme des Th est dissymétrique à droite avec un mode marqué vers 325°C et une IF de type (L) isolée s'homogénéisant à 450°C.

L'histogramme de la salinité du **métadiabase** est bimodal dissymétrique à droite (**Fig. E.4** ; en jaune). Le premier mode est centré sur des concentrations légèrement moins salines que celle de l'eau de mer et le second est centré sur des concentrations environ 2,6 fois supérieures à celle l'eau de mer. L'histogramme des Th est bimodal et continu avec un premier mode vers 300°C et le second mode beaucoup plus chaud centré à 475°C.

Pour le **métadiabase en cours d'épidotisation**, les salinités sont continues de 1,5 à 5,5 % pds éq. NaCl et se distribuent suivant deux modes (**Fig. E.4** ; en mauve). Le premier mode est centré sur la salinité de l'eau de mer et le second autour de deux fois la salinité de l'eau de mer. Les Th enregistrées par ces IF se distribuent de manière continue de 220 à 320°C avec une distribution dissymétrique à gauche.

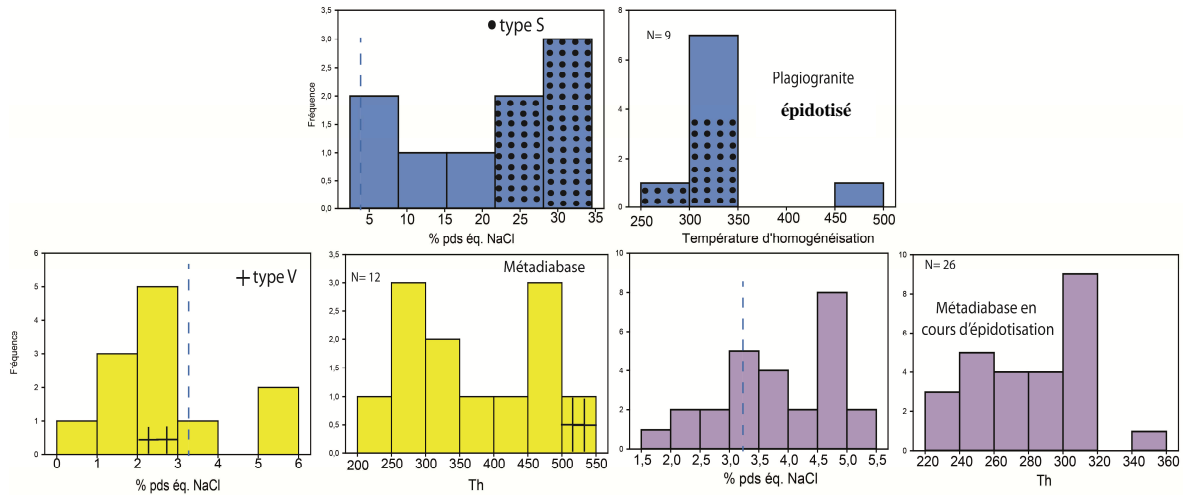


Figure E.4 : Histogrammes présentant les températures d'homogénéisation (à droite pour chacun des faciès) et les salinités exprimées en % poids équivalent NaCl (à gauche pour chacun des faciès) en fonction de la fréquence des inclusions fluides pour le plagiogranite épidotisé (en bleu), le métadiabase (en jaune) et le métadiabase en cours d'épidotisation (en mauve) (Types d'inclusion fluide : sans figuré = type type (L), ronds noirs = type (S) et croix noires = type (V)) (Mokni-Leconte, 2013).

5.3. Inclusions fluides des épidosites

Tout d'abord, l'**épidosite pénétrative** montre un histogramme de la salinité relativement unimodale et dissymétrique à gauche (**Fig. E.5** ; en jaune). Le mode est centré sur une salinité un peu plus élevée que celle de l'eau de mer (4 % pds éq. NaCl). L'histogramme des Th est quant à lui étalé : un mode centré sur des températures relativement basses (260°C) dissymétrique à gauche. De plus, quatre IF présentent des Th plus élevées (300 et 350°C).

Pour l'**épidote de joints de refroidissement**, l'histogramme de la salinité a un mode marqué et centré sur l'eau de mer, il est dissymétrique à gauche et continu de 1 à 15 % pds éq. NaCl (**Fig. E.5** ; en violet). Une IF de type (S) présente une salinité de 32,3 % pds éq. NaCl. L'histogramme des Th est continu de 315 à 427°C dans les hautes températures et dissymétrique à droite avec un mode à 325°C. Trois IF ont des Th inférieures à 246°C et présentent des salinités de 2,3 à 4,5 % pds éq. NaCl.

Concernant l'histogramme de la salinité des **sphérulites d'épidote**, il est continu dans les faibles salinités de 1 à 7% pds éq. NaCl, avec un mode peu marqué vers 5 % pds éq. NaCl (**Fig. E.5** ; en vert). Une IF présente une salinité plus élevée (14,6 % pds éq. NaCl).

L'histogramme des Th a un mode principal à 325°C, il est continu dans les basses températures de 200° à 400°C. Deux IF ont donné des Th élevées de 360 et 390°C avec respectivement des compositions équivalentes en sel de 2,7 et 5 % poids.

Enfin, l'**épidosite à sulfures** se démarque par un histogramme de la salinité allant de 1,5 à 4 % pds éq. NaCl avec un pic centré sur une valeur inférieure à celle de l'eau de mer (2,7 % pds éq. NaCl) (**Fig. E.5** ; en marron). Cet histogramme est considéré comme continu malgré le faible nombre de données acquises. L'histogramme des Th présente deux groupes de valeurs continues, l'un étalé de 270 à 320°C et l'autre s'homogénéisant dans la gamme 340-360°C.

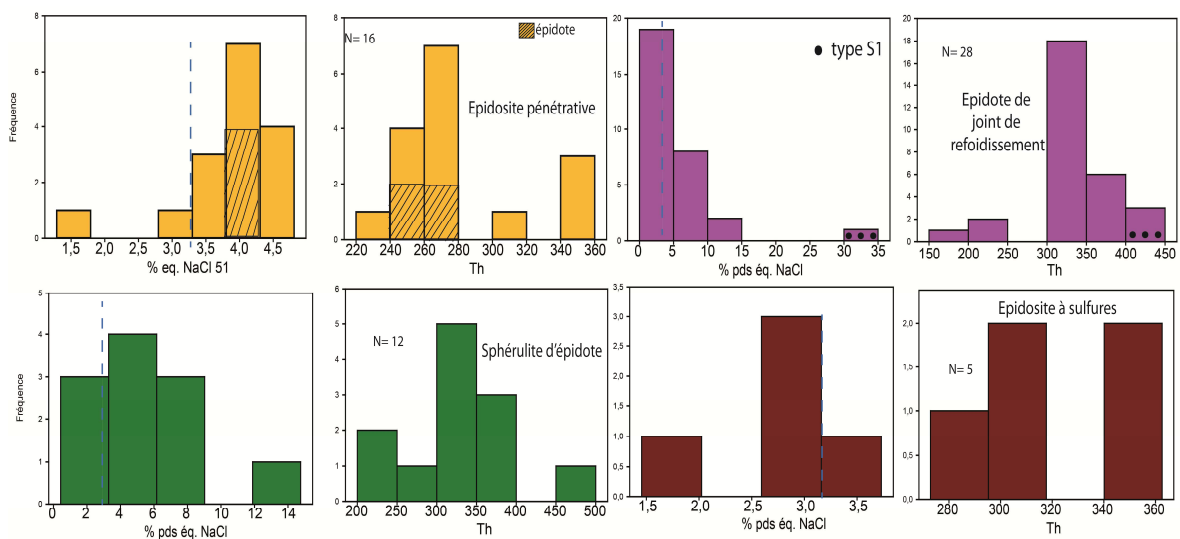


Figure E.5 : Histogrammes présentant les températures d'homogénéisation (à droite pour chacun des faciès) et les salinités exprimées en % poids équivalent NaCl (à gauche pour chacun des faciès) en fonction de la fréquence des inclusions fluides pour l'épidosite pénétrative (en jaune), l'épidote de joint de refroidissement (en violet), les sphérulites d'épidote (en vert) et l'épidosite à sulfures (en marron) (Types d'inclusion fluide : sans figuré = type type (L), ronds noirs = type (S) et hachures = inclusions dans des grains d'épidote) (Mokni-Leconte, 2013).

5.4. Résultats globaux

L'ensemble des données microthermométriques acquises sur les différents échantillons est compilé sur la **figure E.6**, présentant la température d'homogénéisation (Th) en fonction de la salinité. Sur ce graphique, trois domaines semblent se distinguer.

i) Un premier domaine (**carré vert**) est délimité par des températures comprises entre 250 et 400°C et des salinités de 1,1 à 8 % pds éq. NaCl. Ce domaine s'aligne globalement sur la salinité de l'eau de mer (ligne bleue en pointillés). De plus, il englobe la totalité des IF du métadiabase épidotisé, de l'épidosite pénétrative ainsi que celles de l'épidosite à sulfures. Il comprend aussi en partie des IF des échantillons du plagiogranite épidotisé, du métadiabase ainsi que des sphérulites d'épidote.

ii) Le deuxième domaine (**cercle orange**) contient des IF présentant de fortes salinités allant jusqu'à dix fois celle de l'eau de mer (12 à 35 % pds éq. NaCl) qui s'homogénéisent à des températures allant de 300 à 450°C. Ce domaine est majoritairement représenté par le plagiogranite épidotisé. Il contient aussi deux IF de l'épidote de joint de refroidissement et une IF des sphérulites d'épidote.

iii) Le dernier domaine (**carré rouge**) se situe au-delà de la courbe critique pour des températures comprises entre 430 et 500°C avec des salinités proche de celle de l'eau de mer (de 0,5-7 % pds éq. NaCl). Ce domaine est largement représenté par les IF du métadiabase. Une IF de l'épidote de joint de refroidissement est également présente dans ce domaine.

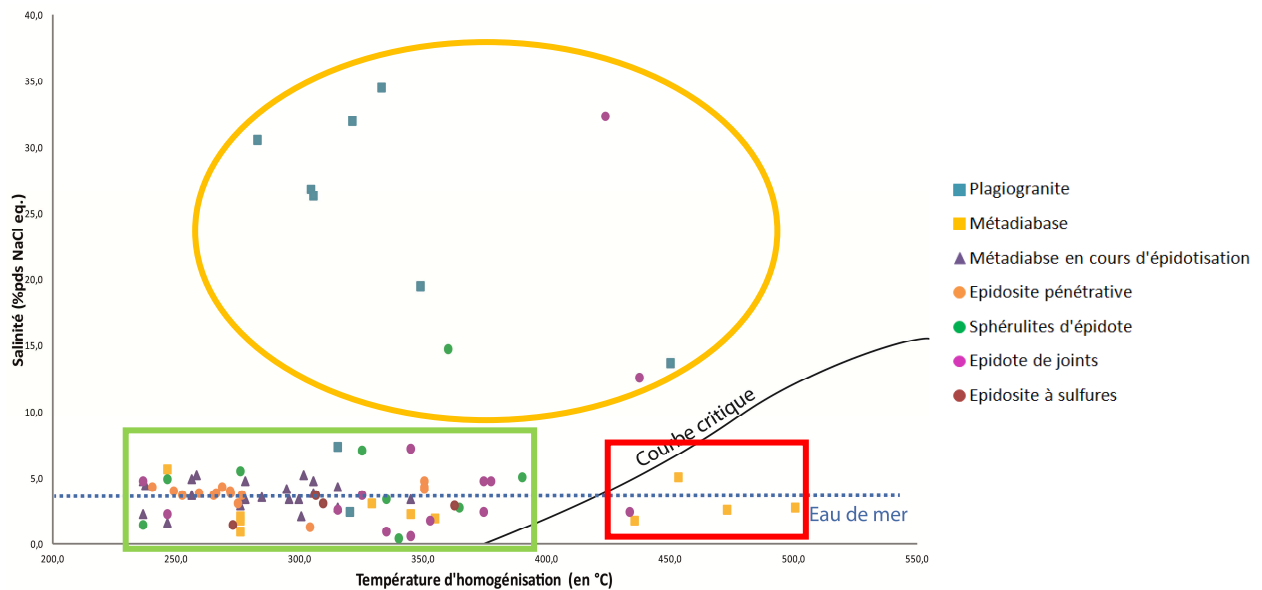


Figure E.6 : Graphique illustrant la température d'homogénéisation en fonction de la salinité pour l'ensemble des échantillons étudiés (Mokni-Leconte, 2013).

6. Apport des inclusions fluides

Concernant l'étude microthermométrique, nos données ont été comparées avec des données microthermométriques acquises à la base de croûte océanique fossile (Kelley et al., 1992) et actuelle (Manac'h et al., 1999) (**Fig. E.7**). Les données de Manac'h et al. (1999) concernent une section allant des laves en coussin jusqu'à la base du complexe filonien accessible dans la fosse de Blanco en contexte transformant, à l'extrémité sud de la ride Juan de Fuca (Nord-Est EPR). Les données de ces deux études ont été choisies comme référence car elles couvrent de façon spécifique une gamme de salinité très large caractérisant le domaine océanique profond.

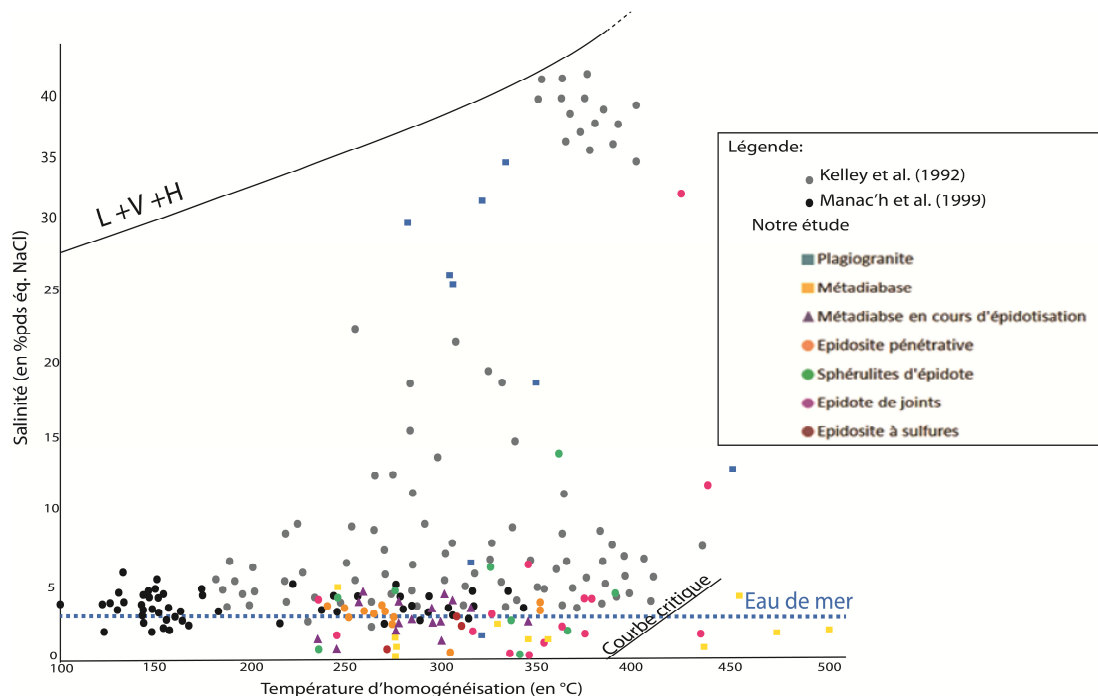


Figure E.7 : Graphique présentant la température d'homogénéisation en fonction de la salinité (la droite bleue en pointillés matérialise la salinité de l'eau de mer). Les points noirs et les points gris sont issus respectivement des études de Manac'h et al. (1999) et de Kelley et al. (1992) (Mokni-Leconte, 2013).

6.1. Inclusions fluides de type Liquide : une distribution des températures d'homogénéisation suivant deux pôles

On peut remarquer que nos données d'IF dans les différents types d'épidosite ont globalement une salinité inférieure à celle de l'eau de mer, à l'inverse des données de Kelley

et al. (1992) et Manac'h et al. (1999), qui sont dans l'ensemble décalées au-dessus de la droite représentant la salinité de l'eau de mer (**Fig. E.7**). Par ailleurs, nos données couvrent une très large gamme de températures, dont des Th très élevées (au-dessus de 400 et jusqu'à 508°C pour le métadiabase). Les IF de type L dans nos échantillons sont globalement distribuées entre deux pôles de température.

6.1.1. Inclusions fluides et faciès caractéristiques du pôle chaud

Ce premier pôle, représenté majoritairement par le **métadiabase**, est caractérisé par des IF aux Th élevées et des salinités inférieures à celle l'eau de mer. De plus, les fluides piégés les plus chauds ($340^{\circ}\text{C} < \text{Th} < 508^{\circ}\text{C}$) correspondent aussi en partie aux **sphérulites d'épidote**, à l'**épidote de joint de refroidissement** et à l'**épidosite pénétrative**.

6.1.2. Inclusions fluides et faciès caractéristiques du pôle froid

Ce deuxième pôle, représenté majoritairement par l'**épidosite pénétrative**, présente des IF aux Th majoritairement inférieures à 280°C (320°C pour les températures corrigées pour une pression de piégeage de 500 bars) pour des salinités élevées autour de deux fois celle de l'eau de mer. Ce pôle froid est également représenté par le **métadiabase épidotisé**, les **sphérulites d'épidote** et l'**épidote de joints de refroidissement**.

6.1.3. Distribution des températures d'homogénéisation intermédiaires

Les autres échantillons ont des caractéristiques microthermométriques intermédiaires. On peut remarquer que la distribution des Th est spécifique dans chacun des différents faciès analysés (**Fig. E.4 et E.5**). Pour le **métadiabase** qui enregistre l'épisode le plus chaud, la distribution des Th indique que la roche a subi deux évènements thermiques distincts, l'un vers 475°C (fluide précoce ?) et l'autre vers 315°C (fluide tardif ?) (températures corrigées pour une pression de 500 bars) (**Fig. E.4**). De même pour les sphérulites d'épidote, cette interprétation peut être également évoquée. En revanche dans l'**épidote de joint de refroidissement**, la distribution dissymétrique à droite des Th indique plutôt un évènement thermique transitoire vers 450°C, affectant une roche encore chaude (~390°C en température corrigée) (**Fig. E.5**). Concernant l'**épidotisation pénétrative**, une distribution des Th

dissymétrique à gauche caractérise une altération en-dessous de 300°C par des fluides plus concentrés que l'eau de mer, affectant un encaissant refroidi vers 250°C (**Fig. E.5**). Enfin, concernant les IF de l'**épidosite à sulfures**, des Th dispersées entre 315 et 420°C (en températures corrigées pour une pression de 500 bars) pour une salinité proche de l'eau de mer (**Fig. E.5**) pourraient correspondre à la partie profonde du circuit hydrothermal qui alimente les événements du plancher océanique.

6.2. Inclusions de hautes températures et de fortes salinités

Ces IF sont majoritairement représentées par le **plagiogranite épidotisé**, leurs salinités pouvant atteindre 35 % pds éq. NaCl. Certaines IF dans les sphérulites d'épidote et dans l'épidote de joint de refroidissement présentent elles aussi de fortes salinités (12 à 31 % pds éq. NaCl) et des Th variant, de 340 à 440°C. Globalement, la diminution de leurs Th s'accompagne d'une augmentation de leurs teneurs en sel. On peut donc proposer que ces IF de type S représentent des saumures issues d'une phase de séparation de l'eau de mer ou d'une phase aqueuse magmatique exsolvée. (Kelley et al., 1992). Finalement, des rapports Cl/Br intenses (3 fois supérieurs au rapport Cl/Br de l'eau de mer) ont été mesurés *in situ* dans des IF de type S contenus dans des grains de quartz de plagiogranite d'Oman (Juteau et al., 2000). Cette étude confirme ainsi que les saumures proviendraient de différents mélanges d'une eau de mer avec d'autres fluides (magmatiques ?).

6.3. Inclusions de type Vapeur et Liquide de hautes températures et faibles salinités

Concernant les IF de type eau de mer s'homogénéisant au-dessus de 400°C, trois d'entre elles provenant de l'échantillon de **métadiabase** se sont homogénéisées en phase liquide à des Th comprises entre 435 et 473°C et une s'est homogénéisée en phase vapeur. De même, une IF de l'**épidote de joint de refroidissement** avec une salinité de 2,3 % pds éq. NaCl s'est homogénéisée en phase liquide à 433°C. Ces IF ont été projetées sur le plan P-T-x du domaine à deux phases du système H₂O-NaCl de Bischoff et Pitzer (1989) (**Fig. E.8**). On remarque que l'IF s'homogénéisant en phase vapeur (**Fig. E.8**, croix rouge) se projette bien dans ce champ. Cependant les autres IF à Th inférieures se situent dans la partie vapeur du graphique alors que les observations montraient une homogénéisation en phase liquide (**Fig. E.8**, croix noires). Cette incohérence avec le diagramme de Bischoff et Pitzer (1989) peut

s'expliquer par le fait que ces IF sont très proches du domaine critique, dont les limites sont mal définies et où les fluides ont des propriétés thermodynamiques instables. Également, on peut évoquer le fait que le fluide piégé dans ces IF pourrait être très différent du système H₂O-NaCl, comme le montre la minéralogie complexe de l'épidote de joint de refroidissement, riche en terres rares et en apatite.

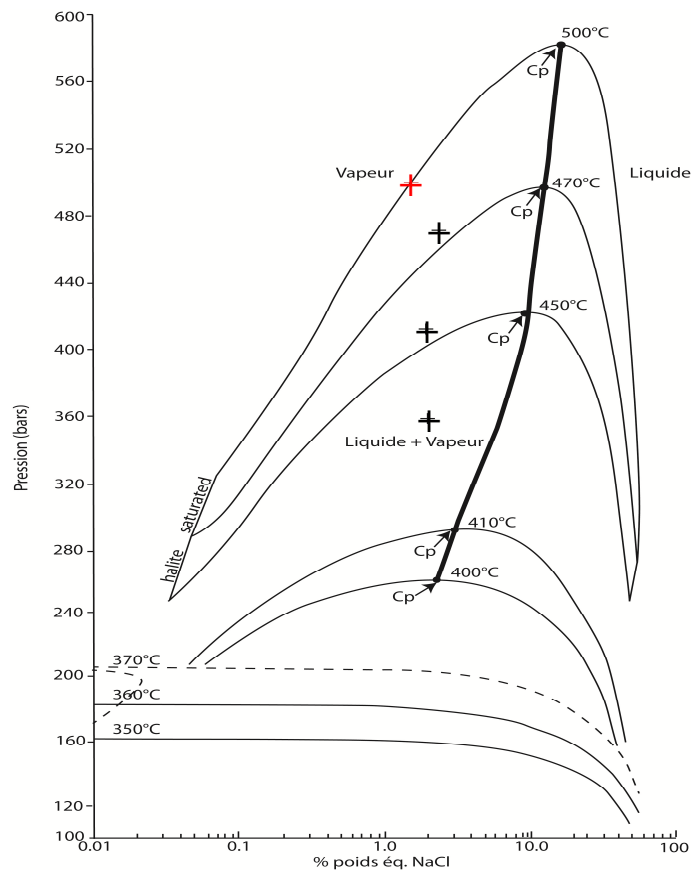


Figure E.8 : Compilation de données expérimentales montrant la distribution des isothermes de 350 à 500°C du système H₂O-NaCl en fonction de la pression (modifiée d'après Bischoff et Pitzer, 1989).

6.4. Limites de l'étude des inclusions fluides

La grande majorité des IF a été analysée dans des grains de quartz. De plus, le caractère primaire ou secondaire des IF a été difficile à déterminer. Par conséquent, la plupart des faciès étudiés présentent des IF distribuées sur une large gamme de Th (par exemple, entre 240 et 360°C pour l'épidosite pénétrative). Donc, les fluides issus des conditions de nucléation de l'assemblage épidote-quartz peuvent être facilement confondus avec les fluides

secondaires (postérieurs à l'épidotisation). On peut supposer que les IF faisant partie du pôle chaud sont liées à l'épidotisation tandis que celles appartenant au pôle froid correspondent plutôt à des fluides postérieurs à l'épidotisation.

L'autre limite dans ce genre d'étude correspond à un paramètre fixe : la pression. En effet, dans les études sur les IF, la pression est généralement fixée à la pression hydrostatique (400-500 bars). Cependant, d'après nos observations de terrain ainsi que notre étude ASM, l'épidotisation au cœur des dykes serait tardi magmatique. Dans ce cas, la pression magmatique devrait être prise en compte (cf Chapitres 3 et 5).



Gabriel COELHO

INTERACTIONS ENTRE L'ÉCOULEMENT DES FLUIDES, LES REACTIONS FLUIDES-ROCHES ET LA DEFORMATION

Application à la formation des épidosites océaniques de Troodos

A la base du complexe filonien, les fluides réagissent avec le diabase à 400°C et 400 bars pour former des épidosites (roches riches en épidote et quartz). Ces épidosites seraient liées aux dépôts des VMS. Les relations entre la mise en place des dykes, leur altération en épidosite et la déformation régionale restent mal comprises. Des expérimentations sur du métadiabase échantillonné dans le complexe de Troodos (Chypre) ont été réalisées pour, 1) contraindre les conditions P-T-fO₂-composition du fluide de la réaction d'épidotisation et 2) quantifier les relations entre la perméabilité et la lithologie au cours de la déformation.

A Troodos, deux grands types d'épidosite ont été observés: 1) une épidosite pénétrative au cœur des dykes et parallèle aux bordures figées et 2) des assemblages d'épidote et quartz sous présentant des fronts d'altération dans les joints de refroidissement ou sous forme de veines.

De l'épidote a été synthétisée dans un autoclave statique avec un chauffage externe à 500°C et 2500 bars. Deux paramètres sont essentiels à l'épidotisation du métadiabase : la fugacité en oxygène et la composition du fluide (enrichi en Ca et Fe). Cependant, il y a un problème évident de nucléation à 400°C et 400 bars.

Des mesures de perméabilité ont été réalisées dans un autoclave dynamique type Paterson par infiltration d'Ar et d'eau durant la déformation coaxiale. La perméabilité du métadiabase avant déformation est d'environ 10⁻²⁰ m². Après fracturation de l'échantillon, la perméabilité a augmenté jusqu'à 10⁻¹⁹ m². En outre, la perméabilité de l'épidosite est d'environ 10⁻¹⁹ m². Ce qui suggère que l'épidotisation génère de la porosité.

Le problème principal est l'initiation de l'écoulement du fluide hydrothermale en raison de l'imperméabilité du diabase. Deux hypothèses sont proposées : 1) le fluide circule via les fractures et les fissures et 2) les fluides circulent dans une roche à l'état subsolidus (importance du dégazage).

Mots clés : complexe filonien, épidosite, circulation des fluides, déformation, subsolidus

INTERACTIONS BETWEEN FLUIDS FLOW, FLUIDS-ROCKS REACTIONS AND DEFORMATION

Application to the formation of oceanic epidotes of Troodos

In the deepest zone of oceanic crust, the fluids react with the sheeted diabase dikes at 400°C and 400 bars to form epidotes by enrichment in epidote and quartz. These epidotes are suggested to be linked to VMS deposits. The relations and the timing of the emplacement of diabase dikes, their alteration in epidosite and the regional deformation remain unclear. Experiments on metadiabase sampled in the Troodos complex (Cyprus) were performed, 1) to stress the P-T-fO₂-fluid composition conditions of the reaction of epidotization and, 2) to quantify interrelations between the permeability and the lithology during deformation.

In Troodos, two major types of epidosite were observed: 1) a pervasive epidosite in the core of dikes and a banding which is parallel to chilled margins and, 2) assemblages of epidote and quartz as alteration fronts in cooling joints or in the form of veins cross-cutting non-epidotized dikes.

Epidote was synthesized in a static autoclave with external heating at 500°C and 2500 bars. Two parameters are essential to synthesize epidote from metadiabase: the oxygen fugacity and the composition of the fluid (enriched in Ca and Fe). However, there is an obvious problem of nucleation at 400°C and 400 bar s.

Measurements of permeability during coaxial deformation have been performed in a Paterson apparatus by infiltration of Ar and water. The permeability of the metadiabase prior deformation is about 10⁻²⁰ m². After fracturation of the sample, the permeability increased rapidly up to 10⁻¹⁹ m². Moreover, the permeability of epidosite is about 10⁻¹⁹ m². So this suggests that epidotization generates porosity.

The main problem is the initiation of fluid flow because of the impermeability of diabase. Two hypotheses are proposed: 1) fluids flow via fractures and cracks and, 2) fluids flow into a rock in a subsolidus state (importance of degassing).

Keywords: sheeted dikes, epidosite, fluids flow, deformation, subsolidus



Institut des Sciences de la Terre d'Orléans
CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France.

