HAL
open science

Fluid circulations during collapse of an accretionary prism : Example of the Naxos Island Metamorphic Core Complex (Cyclades, Greece)

Luc Siebenaller

To cite this version:

Luc Siebenaller. Fluid circulations during collapse of an accretionary prism : Example of the Naxos Island Metamorphic Core Complex (Cyclades, Greece). Earth Sciences. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 2008. English. NNT : 2008NAN10139 . tel-01748411

HAL Id: tel-01748411

https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01748411

Submitted on 29 Mar 2018

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 DE LORRAINE

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

FACULTE DES SCIENCES & TECHNIQUES
U.F.R. STMP
École Doctorale RP2E
Département de Formation Doctorale : Ressources, Produits, Procédés, Environnement

Thèse

présentée pour l'obtention du titre de

Docteur de l'Université Henri Poincaré, Nancy-1

en Géosciences

par **Luc SIEBENALLER**

Circulations fluides au cours de l'effondrement d'un prisme d'accrétion crustal : L'exemple du « Metamorphic Core Complex » de l'Île de Naxos (Cyclades, Grèce)

Soutenue le 26 septembre 2008

Membres du jury :

Rapporteurs :

M. Bruce YARDLEY	Professeur, Université de Leeds, Grande-Bretagne
M. Christian TEYSSIER	Professeur, Université du Minnesota, USA

Examinateurs :

M. Mark JESSELL	Directeur de Recherche, IRD, LMTG Toulouse
M. Christian FRANCE-LANORD	Directeur de Recherche, CNRS, CRPG Nancy
M. Michel de SAINT-BLANQUAT	Chargé de Recherche, CNRS, LMTG Toulouse
M. Christian HIBSCH	Maître de Conférences, Nancy-Université, G2R
M. Olivier VANDERHAEGHE	Professeur, Nancy-Université, G2R (Directeur de thèse)
Mme Marie-Christine BOIRON	Chargée de Recherche, CNRS, G2R Nancy (Directeur de thèse)

Laboratoire G2R (Géologie et Gestion des Ressources minérales et énergétiques),
Nancy-Université, CNRS, BP 239, 54506, Vandoeuvre-lès-Nancy

Vous les blancs, vous faites tout pour gagner du temps et finalement vous n'en avez pas… *(vieux sage que j'avais rencontré en Afrique)*

AVANT-PROPOS

Les travaux ayant abouti à la rédaction de cette thèse ont commencé en septembre 2004, avec la première mission de terrain dans le cadre du stage de DEA. Pendant les stages de laboratoire de licence et de maîtrise j'ai travaillé avec Christian Hibsch, qui m'a ensuite présenté à Olivier Vanderhaeghe et toute l'équipe du projet « Grèce ». C'est pour cette raison que je remercie tout d'abord Christian pour son soutien inlassable tout au long de mon cursus universitaire depuis mon arrivée en septembre 2002 à Nancy et surtout d'avoir eu confiance en moi et de m'avoir permit d'intégrer dans ce beau projet de thèse. Ensuite je remercie Olivier Vanderhaeghe et Marie-Christine Boiron, mes directeurs de thèse, d'avoir lancé le projet de thèse après le DEA, et d'avoir eu autant de confiance en moi tout au long du projet. Je leur suis énormément reconnaissant de m'avoir donné autant de liberté dans le choix de ma démarche et de m'avoir soutenu autant scientifiquement que moralement tout au long de ces quatre années. C'était un grand honneur, d'effectuer ma thèse sous leur supervision autant humainement que scientifiquement.

Ces travaux ont été réalisés dans le cadre des programmes DyETI et 3F supportés par les financements INSU/CNRS. Je remercie l'IGME d'avoir financé une partie des frais de terrain, de préparation et d'envoi des échantillons depuis Naxos, ainsi que pour le soutien logistique et administratif pour garantir un excellent cadre de travail sur le terrain.

Je remercie le Fond National de Recherche Luxembourgeois d'avoir accepté de prendre en charge l'impression de la thèse ainsi que de m'avoir accordé à trois reprises les subventions de participer à des Congrès internationaux.

De manière générale, je remercie les membres du jury, M. Bruce Yardley, M. Christian Teyssier, M. Mark Jessell, M. Christian France-Lanord et M. Michel de Saint Blanquat qui m'ont fait l'honneur de lire et de juger ce travail.

Cette étude a nécessité l'emploi de techniques variées qui ont pu être mis en œuvre grâce à de nombreuses et fructueuses collaborations. Je tiens à remercier tout d'abord Mark Jessell de l'IRD/LMTG de Toulouse qui m'a permis de mettre la main sur l'outil de l'analyse microstructurale. Mark m'a non seulement accueilli à plusieurs reprises dans son laboratoire, mais m'a également permis de participer à un workshop au Cap de Creus intitulé « Substructure dynamics short course on numerical modelling » dans le cadre d'un projet EuroMinSci. D'autre part, je remercie Mark, connaissant mon amour pour l'Afrique, pour avoir accepté ma participation à un congrès dans le cadre des projets IXOA à Ouagadougou.

Je remercie Christian France-Lanord de m'avoir accueilli au CRPG pour pouvoir réaliser les analyses en isotopes stables des fluides piégés dans les veines de quartz, ainsi que de m'avoir soutenu dans

les premiers essais pour réaliser des analyses in situ sur inclusions fluides. Dans ce cadre, je remercie également Caroline Guilmette d'avoir effectué toutes les analyses au spectromètre de masse et d'avoir été aussi présente durant toutes les manipulations.

Je remercie également David Banks de m'avoir accueilli au laboratoire LA-ICP-MS à l'Université de Leeds et de m'avoir aidé pour les interprétations des signatures chimiques des fluides.

Sur le terrain…

Tout d'abord je voulais remercier Adonis Fotiades de l'IGME, d'avoir été présent à multiples reprises sur le terrain et de nous avoir soutenu financièrement, logistiquement ainsi que scientifiquement sur le terrain. C'est un grand cartographe qui connaît bien la géologie de la Grèce. J'ai appris beaucoup de choses avec lui, non seulement sur les ophiolites et les techniques de cartographie mais aussi sur la culture grecque lors des longues soirées au port de Naxos qui me sont restées un fort souvenir des 4 mois de terrain que j'ai passés sur l'île. Du côté grec je voulais également remercier Eleni et son aimable famille (notamment sa fille Anna) qui m'ont hébergé dans leur petit hôtel chaleureux pendant tout ce temps. Les petits déjeuners en compagnie d'Eleni et Papi Georges m'avaient beaucoup touché. Je remercie Kostis, un thésard grec de m'avoir montré Athènes et de m'avoir donné accès à toute une panoplie de revues et de cartes topographiques grecques. C'est le moment de rappeler les fameuses soirées avec Seth, Armelle et Ewan où l'on a gouté le shrimp saganaki, probablement le meilleur plat qui existe sur l'île de Naxos. Les soirées avec Olivier, Christian, Anne-Sylvie, Sophie, Adonis et Michel n'étaient pas moins amusantes et je me souviens particulièrement d'une soirée lorsque les géologues autrichiens ont débarqués à Naxos…. J'étais également très touché qu'Ewan et Armelle m'aient accompagné sur le terrain et qu'ils m'aient donné l'opportunité de leur montrer ce petit paradis (géologique). Pour dire que j'ai vraiment passé des super moments sur Naxos et que je suis un peu nostalgique que le projet se termine avec la fin de la thèse... Je n'étais pas à Naxos que pour passer des bons moments avec des gens que j'ai su apprécier en dehors de la vie quotidienne du labo, mais aussi pour travailler. J'avoue que les discussions sur le terrain avec Christian et Olivier en particulier étaient très stimulantes et enrichissantes. Ces discussions, toujours très animées, m'ont permis d'acquérir à la fois des bonnes bases en tectonique cassante ainsi que sur les aspects de la déformation ductile et la cartographie. C'était la clef pour pouvoir raisonner sur les circulations de fluides à l'échelle crustale et je leur remercie infiniment pour m'avoir transmis leur passion, savoir et acharnement. D'autre part ces discussions ont permis de réaliser des grandes œuvres d'art cinématographiques qui ont pu être diffusés au grand public lors de l'HDR d'Olivier. Vive l'âge de glace version Kikix-OVDH-DEouA et leurs réalisateurs! Je remercie Anne-Sylvie de m'avoir introduit en ce qui concerne les circulations de fluides et leur expression sur le terrain, Michel de m'avoir aidé à investiguer sur l'étude structurale du pluton de granodiorite syntectonique,

Adonis pour m'avoir aidé à cartographier, Seth pour m'avoir donné une vue d'ensemble des structures au sein du dôme de migmatites et Ewan de m'avoir appris un tas de choses sur les altérations et minéralisations. Je remercie Olivier particulièrement pour m'avoir donné l'opportunité de participer activement à l'organisation du fieldtrip au Congrès de la Penrose. C'était une belle expérience de pouvoir guider tous ces scientifiques une après-midi sur le terrain et de les familiariser avec les circulations de fluides.

Retour au labo…

Bon là ça va être une liste interminable de remerciements car il y en a beaucoup que j'ai su apprécier pendant ces 4 années et qui m'ont donné un coup de main.

Tout d'abord je rends hommage à Jean-Luc Lemineur qui nous a quitté beaucoup trop tôt. J'ai beaucoup apprécié sa façon d'être (calme, joyeux, ne se plaignant jamais, rigoureux, à l'écoute,…) et la qualité de son travail et je le remercie d'avoir réalisé une grande partie de mes lames minces et épaisses. D'autre part je remercie Cédric Demeurie, qui lui a réalisé l'autre partie de mes lames et qui a toujours été arrangeant quand il y avait des urgences à passer. D'autre part j'apprécie aussi ses qualités humaines, tous les coups de mains qu'il a pu me donner et bien sûr les cafés du petit matin. Je sens que ça va me manquer…

Je remercie Thérèse Lhomme pour sa patience et sa rigueur au niveau des analyses en spectroscopie Raman, sans lesquelles nombre de mes résultats ne mériteraient pas autant de confiance.

Je remercie Marie-Odile infiniment pour m'avoir aidé dans toutes les démarches administratives et financières, car je sais que ce n'était pas toujours très facile à gérer… D'autre part je la remercie pour son accueil toujours aussi chaleureux et de trouver toujours une solution… merci pour ta patience Marie-Odile !

Et puis il y a Patrick Lagrange, qui m'a été d'une grande aide lorsqu'il fallait imprimer mes premières versions du manuscrit. Il a même accepté de revenir de son congé, pour dire quel grand cœur il a. Merci énormément Patrick ! Je n'oublierai jamais et j'essaierai de transmettre aux autres ce que tu as fait pour moi.

Tout au long de ces quatre années j'ai apprécié la présence de Roland Mairet au sein du laboratoire. Il était toujours disponible pour me dépanner lors des innombrables pannes informatiques et sincèrement je pense que le laboratoire va se rendre compte pas longtemps après son départ en retraite à quel point son travail était important pour le bon fonctionnement. Je vois déjà les têtes fumer devant les ordinateurs qui ne marchent pas, les pannes d'imprimantes, les virus, les problèmes de netserver, les logiciels qui rendent leur âme, etc et personne qui peut y remédier immédiatement. Merci Roland !

De retour au laboratoire, les discussions passionnantes scientifiques avec Christian et Olivier continuaient et m'ont aidé à progresser petit à petit, surtout à partir du moment où Marie-Christine m'a aidé à prendre les choses en main concernant l'analyse des inclusions fluides et l'écriture du premier papier. J'ai beaucoup apprécié ce travail d'équipe et aussi les interventions ponctuelles d'Anne-Sylvie, de Laurent Richard et de Jean Dubessy concernant le domaine si vaste des circulations de fluides (géochimie, interactions fluides-roches,…).

Du côté scientifique, au niveau de mes collègues doctorants, je remercie particulièrement Julien Mercadier et Antonin Richard pour les nombreuses discussions intéressantes autour de la géochimie. Puis je tiens à remercier le futur grand pétrographe Jéremy Neto pour avoir déterminé la cobaltite, chose qui a fondamentalement changé ma façon de voir les pyrites. Je dois également toute ma reconnaissance pour les travaux de stage exemplaires de Raphael Pacta (M2) et de Wilfried Toe (M1 et M2). C'était un honneur d'avoir pu les encadrer.

Les protagonistes doctorants qui ont rendu ces quatre années bien agréables au sein du G2R, sont pour commencer mon ancienne collègue de bureau Pauline Michel, avec qui j'ai passé les meilleurs délires au sein de nos murs. Je dis juste « claquettes »…. Ensuite il y a Julien Bourdet, encore connu sous le pseudo « d'El Gringo le voleur de café ». C'est avec lui que je suis parti pour la première fois en Afrique et j'espère qu'il se porte toujours aussi bien en Australie avec sa chérie Magalie. Je le remercie en outre pour la maintenance de la cathodoluminescence. Julien Mercadier, avec qui j'ai partagé non seulement des discussions scientifiques mais nombreuses bouteilles de vins et de bons moments en dehors du labo. La même chose compte pour « Coucounieto », sauf que ce n'était pas du vin mais du gin-tonic, aye aye… et puis c'était un des braves compagnions de la nuit tout comme Laurent. Les amitiés luxembourgo-kenyiennes se sont aussi renforcées au cours des années… avec Monsieur Kiiiippppprrrrooooooop, les amitiés luxembourgo-burkinabées avec Monsieur Toéééééé et les amitiés luxembourgo-tchadiennes avec Monsieur Moussaaaaa!... et puis les amitiés luxembourgo-ariègeoises avec Monsieur Denele (un peu moins exotiques, mais tout aussi fortes). C'est depuis 2002, que je partage mon cursus avec les messieurs De Belcourt et Semouleman et il y a un tas d'anecdotes positives et/ou rigolotes que je n'oublierai pas autour de leurs personnages et à ne pas oublier les nombreuses parties de belote à la cafeteria du RU, qui étaient toujours très animées. Antonin, Topi et Miss Cinelu font également partie des gens qui m'ont soutenu, surtout dans les actions de dernière minute, je les en remercie beaucoup…. A force que j'écris, je me rends compte que j'ai appris à apprécier un tas de gens dans ce laboratoire, chacun à sa façon (Marcel, Audrey, Miss Monde, Enigman, Bulleman, le Rozybar, Unsneysnipe, Cécile, Régine, Ding Dong, Laurence x2, Christine, Askhar, Rakhim, Louis, Alexei, Vladimir, Bernard, Michel x2, Mr Schumacher, Mark… et tous ceux que j'ai pu oublier…)

Ensuite je voudrais remercier mes amis au Luxembourg (Nicolas, Stephan, Eric, Camille, Bob, Claude, Anne D., Anne W., Martin, Jeff, Frank,…) et en France (Pierre, Thierry, Rebecca, Ludo, Eva, Marc,…) d'avoir été là dans les moments les plus durs et d'avoir autant de compréhension pour mes moments d'absence vers la fin de la thèse.

Mais en fin de compte je ne sais pas comment remercier mes parents auxquels je dédie ces pages, car sans leur support je ne serai jamais arrivé là. C'est grâce à leur ouverture d'esprit et au fait qu'ils m'ont toujours donné la liberté de prendre mes propres choix dans la vie tout en me faisant confiance. Je remercie également mes trois frères (André, Michel et Daniel) ainsi que ma sœur (Christiane), ma marraine (Sylvie) et mon parrain (Emile) de m'avoir soutenu et pensé à moi tout au long de mes études. Et finalement je remercie du fond de mon cœur ma tante Elisabeth, qui tous les jours a apporté une prière pour moi auprès de la vierge et qui me soutient dans tous mes projets. Je remercie également profondément Claude et Béatrice qui ont su m'encourager tout au long et me donner un coup de main pour l'organisation de la fin de thèse.

Je me suis gardé le remerciement le plus important pour moi pour la fin, que je dédie à ma chérie Alice, qui a du me supporter de près tous les jours depuis ces dernières deux années et surtout vers la fin de la rédaction. Je te remercie pour ta patience, tes encouragements, ta compréhension et tous les beaux moments qui m'ont permis de m'évader de temps en temps de la thèse.

Je n'oublierai jamais les témoignages de Christian et d'André au pot de thèse…

Résumé

Cette thèse a pour objectif de caractériser les circulations de fluides en contexte d'effondrement d'un prisme d'accrétion crustal à partir de l'exemple du « Metamorphic Core Complex » (MCC) de l'Ile de Naxos (Cyclades, Grèce). Le MCC de Naxos comprend un système de détachement/décollement caractérisé par mylonites, ultramylonites, cataclasites et failles normales dont les relations géométriques témoignent du litage rhéologique de la croûte continentale et de son évolution au cours de son effondrement.

La chimie des inclusions fluides déterminée par l'analyse microthermométrique, la spectroscopie RAMAN, l'ablation laser couplée à l'analyse spectroscopique (LA-ICP-MS), le « crush-leach », et les signatures isotopiques C et H des inclusions fluides permettent d'identifier trois grands types de fluides (1) des fluides salés riche en métaux, ii) des fluides aquo-carboniques en équilibre avec les encaissants métamorphiques, et iii) des fluides aqueux, probablement d'origine météorique.

La distribution des inclusions fluides par rapport aux microstructures met en évidence le lien étroit entre le développement des microstructures et la redistribution des fluides à l'échelle des minéraux. L'orientation des plans d'inclusions fluides et celle des veines et des zones d'altération à l'échelle macroscopique est similaire et traduit la géométrie des réservoirs dans lesquels les fluides circulent ainsi que leur évolution au cours de la formation du MCC. Ces données indiquent que la croûte est subdivisée en deux réservoirs séparés par la transition fragile-ductile. Les fluides météoriques circulent en association avec la déformation fragile de la croûte supérieure alors que les fluides salés et les fluides en équilibre avec les roches métamorphiques circulent en relation avec la déformation ductile. La géométrie de ces réservoirs évolue lors de la formation du MCC de Naxos, conjointement avec l'exhumation et le refroidissement des roches métamorphiques. Le passage des roches du réservoir ductile au réservoir fragile est associée à un changement depuis un gradient géothermique élevé (60-100°C/km) vers un gradient géothermique plus faible (35-60°C/km). Ceci implique que la circulation de fluides est en relation étroite avec le litage rhéologique de la croûte et de son évolution au cours de l'extension crustale. La transition fragile-ductile correspond ainsi à la fois à une limite rhéologique corrélée à une limite thermique et une limite de perméabilité.

Mots clés : source (chimie), circulation (géométrie) et réservoir (conditions de piégeage) des fluides, inclusion fluide, microstructure, exhumation, transition fragile-ductile, extension crustale, « Metamorphic Core Complex », système de détachement/décollement, île de Naxos, Cyclades

Abstract

The aim of this thesis is to characterize fluid circulations in the context of the collapse of a crustal accretionary belt as exemplified by the Naxos Metamorphic Core Complex (MCC) (Cyclades, Greece). The Naxos MCC comprises a detachment/decollement system characterized by mylonites, ultramylonites, cataclasites and normal faults with structural relationships reflecting the rheological layering at the crustal scale and its evolution during collapse.

Fluid inclusion chemistry is determined by microthermometry, Raman spectroscopy; laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS), crush-leach and stable isotopes (C and H) analyses. These data characterize three different types of fluids: (1) high salinity fluids with a high metal content and high Th, (2) aqueous-carbonic fluids in equilibrium with the wall rocks and (3) aqueous probably surface-derived fluids.

The distribution of fluid inclusions with respect to microstructures indicates a close link between the deformation and the redistribution of fluids at the mineral scale. The orientation of fluid inclusion planes is similar to those of veins and alteration zones at the macroscopic scale attesting for the geometry of the reservoirs in which the fluids are circulating and their evolution during MCC formation. These data indicate that the crust is subdivided into two crustal reservoirs separated by the brittle/ductile transition. Surface-derived aqueous fluids circulate in association with the brittle deformation within the upper crust whereas aqueous-carbonic and high salinity fluids circulate in relation with ductile deformation. The characteristics of the trapped fluids indicate that as rocks have passed through the ductile/brittle transition they undergo a drastic change in geothermal gradient from 60 to 100°C/km within a lithostatic pressure regime to 35-60°C/km within a hydrostatic pressure regime. This implies that the fluid circulations are closely related to the rheological layering within the crust and its evolution during crustal extension. The ductile/brittle transition corresponds to a rheological boundary correlated to a thermal boundary and impermeable cap.

Keywords: source (chemistry), circulation (geometry) and reservoir (trapping conditions) of fluids; fluid inclusion; microstructure; exhumation; ductile/brittle transition; crustal extension; Metamorphic Core Complex; detachment/decollement system; Naxos Island; Cyclades.

TABLE DES MATIERES

Avant propos **3**

Résumé **9**
Abstract **10**

Table des matières **11**
Table des Figures **13**

PARTIE I : INTRODUCTION **17**

PARTIE II : MÉTHODOLOGIE **35**
II.2.1 Cartographie des unités géologiques et des grandes structures 37
II.2.2 Microtectonique 37
II.2.3 Pétrographie et étude microstructurale 40
II.2.4 Étude des plans d'inclusions fluides (PIF) 43
II.2.5 Microthermométrie 44
II.2.6 Spectroscopie Raman 46
II.2.7 Reconstitution P-V-T-X 47
II.2.8. Analyse des isotopes stables δC13 et δD des inclusions fluides au spectromètre de masse des inclusions fluides par la technique de « crushing » 47
II.2.9 Analyses LA-ICP-MS sur inclusions fluides individuelles 52

PARTIE III : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DANS LE DOMAINE ÉGÉEN **55**
III.1 Convergence/accrétion et extension/amincissement 55
III.2 Les Cyclades 58
III.3 Géologie de Naxos 58
III.3.1 Les différentes unités géologiques 58
III.3.2 Detachment-decollement systems in Naxos, Greece: A record of rheologic layering of the crust and its evolution during MCC development 62

PARTIE IV: MICROSTRUCTURES ET DISTRIBUTION DES INCLUSIONS FLUIDES **117**
IV.1 Introduction 117
IV.2 Étude de la distribution des fluides par rapport aux microstructures des minéraux hôtes 118
IV.2.1. Localisation des échantillons 118
IV.2.2 Migmatites 119
IV.2.3. Schistes à disthène et grenat et leucogranites à Tourmaline-Grenat-(Béryl) 143
IV.2.4. Veine de quartz transposée, provenant des schistes à biotite 156
IV.2.5. Veine de quartz transposée dans l'ultramylonite du facies schiste vert 160
V.2.6. Veine de quartz-calcite transposée dans schiste à chlorite à l'Est 163
IV.2.7. Veine de quartz transposée dans schiste à chlorite (Sud) 165
IV.2.8. Echantillons provenant du pluton de granodiorite 170
IV.3 Discussion 176

PARTIE V: FLUID INCLUSION RECORD IN ROCKS EXHUMED THROUGH THE DUCTILE/BRITTLE TRANSITION 181
V.1 Abstract 181
V.2 Introduction 182
V.3 Geology of Naxos Island 183
V.4 Structural analysis of quartz veins 185
V.5 Microstructural analysis, petrography, relative chronologies and composition of fluid inclusions 187
V.5.1 Methods 187
V.5.2 Results 188
V.6 Discussion 192
V.6.1 Microtectonics and vein fabrics 192
V.6.2 Chronology of fluid trapping 193
V.6.3 Chemistry and source of fluids 194
V.6.4 P – T evolution 196
V.6.5 Model of fluid migration 199
V.7 Conclusion 212
Acknowledgments 213

PARTIE VI: CHEMISTRY OF FLUIDS CIRCULATING WITHIN THE NAXOS METAMORPHIC CORE COMPLEX (CYCLADES, GREECE): IDENTIFICATION OF FLUID SOURCES AND RESERVOIRS DURING EXHUMATION 203
VI.1 Introduction 203
VI.2 Geological Setting 211
VI.3 Analytical methods 213
VI.4. Sample localization and description 215
VI.5 Fluid inclusion chemistry 216
VI.5.1 Fluid inclusions study 216
- Kyanite-apatite-garnet-tourmaline bearing schists 217
- Transposed quartz vein from Greenschist facies ultramylonite 221
- Various samples from the granodiorite 225

VI.5.2. Chemistry of the aqueous phase 229
- Fluids from the migmatite 230
- Fluids from the granodiorite 235

VI.5.4 Crush-leach 242
VI.5.3 Stable isotopes from bulk fluid analyzes 243
VI.6 Discussion 245
VI.6.1 P-T pathways and fluid inclusion chemistry 245
- Ky-schists and cross-cutting Tm-Gr-(By)-Leucogranites 245
- Greenschist facies ultramylonite 248
- Granodiorite 249
- Comparison of P-T pathways and bulk fluid chemistry from the different structural units. 250
- Fluid reservoirs evolving during exhumation processes 257

VI.7 Conclusion 260

PARTIE VII. CONCLUSION GENERALES 263

REFERENCES **267**

ANNEXE PART III 285
ANNEXE PART V 293
ANNEXE PART VI 307

TABLE DES FIGURES

PARTIE I

Figure I - 1 : épaississement crustal suite à la subduction continentale et la formation d'un prisme d'accrétion. 20
Figure I - 2: Modèle d'évolution du système détachement-« metamorphic core complex » selon Wernicke (1981) 21
Figure I - 3: Suite du schéma de la Figure I - 1. Étape de l'effondrement gravitaire et formation d'un « metamorphic core complex » 21
Figure I - 4: Deux modèles d'extension crustale extrêmes et géométrie des réservoirs fluides. 22
Figure I - 5: Modèle général intégrant les différents types de fluides pouvant circuler au sein de la croûte orogénique. 25
Figure I - 6: Détail sur la Figure 5, mettant en évidence les circulations de fluides susceptibles à être enregistrés dans les roches formant le « metamorphic core complex ». 28
Figure I - 7: Représentation schématique de fluides hydrothermaux qui circulent lors d'une intrusion magmatique en profondeur. 29
Figure I - 8: écoulement topographique le long d'une faille vers une zone de cisaillement. 31
Figure I - 9: Diagramme synoptique du processus de pompage sismique (d'après Sibson et al., 1975). 33

PARTIE II :

Figure II - 1: Méthode numérique de détermination de l'état de contrainte à partir d'une famille de plans de failles striées (Carey et Brunier, 1974 38
Figure II - 2: Exemple : Directions de contraintes (σ1, σ2, σ3) calculées pour les failles actives du séisme de Thessalonique (1978). 39
Figure II - 3 : Cristallographie sommaire du quartz. Système rhomboédrique (réseau hexagonal) 42
Figure II - 4: Représentation de la platine universelle et ces 4 axes. 42
Figure II – 5 : **A**. Modèle de formation des plans d'inclusions fluides (d'après Roedder, 1984). **B**. Mode d'ouverture des plans d'inclusions fluides qui sont assimilés à des fractures de mode I (Atkinson, 1987). **C** et **D**. Vue en lame épaisse de plans d'inclusions fluides. 44
Figure II - 6: Schéma montrant les trois étapes cruciales nécessaires pour la réalisation de cartographies des plans d'inclusions fluides. 45
Figure II - 7: Distribution du $\delta^{13}C$ dans différents environnements géologiques (d'après les données compilées dans Field et Fifarek, 1985). 50
Figure II - 8: Distribution du $\delta^{18}O$ dans différents environnements géologiques (d'après les données compilées dans Field et Fifarek, 1985). 51
Figure II - 9: Distribution de D et $\delta^{18}O$ de différentes eaux. 52

PARTIE III :

Figure III- 1: Convergence des plaques Afrique-Inde/Eurasie et évolution de la chaîne alpine s.l. 56
Figure III- 2: Carte de localisation des « metamorphic core complex » de haute température et de haute pression, ainsi que les arcs volcaniques et les âges respectifs de chaque unité. 57
Figure III- 3: Carte géologique de Naxos (modifiée d'après Jansen 1973). 60
Figure III- 4: Coupe structurale et lithologique N-S. (cf légende figure III- 3) 60
Figure III- 5: Coupe structurale et lithologique E-W. (cf légende figure III-3) 61
Figure III- 6: Geologic and geodynamic context of the Aegaen region. 64
Figure III- 7: Geological map of Naxos Island (modified after Jansen, 1976) 68
Figure III- 8: Localisation map of the panoramic views A to G. 69

Figure III- 9: Cross section D' (Figure III- 8). Numbers from 10 to 88b correspond to the different samples used for petrologic and microstructural analyses. 70
Figure III- 10 a) representative photomicrograph of the magmatic texture within the migmatites. 71
Figure III- 11: Optical microphotographs of different samples coming from the E-W transect D' (Figure III- 9). High temperature (>500°C) solid state deformation. Amphibolite-facies Protomylonite. 72
Figure III- 12 : Panoramic view (above) from location D (Figure III- 8) and photointerpretation drawing (below). 73
Figure III- 13 : Leucogneiss mylonite field photographs. 74
Figure III- 14 : Optical micrographs of different samples coming from the E-W transect D' (Figure III- 9). Localized strong high temperature (>500°C) solid state deformation. Amphibolite-facies mylonite. 75
Figure III- 15 : Field scale photographs illustrating the amphibolite-facies mylonite located on the cross section D' (Figure III- 9 zone ii). 76
Figure III- 16: Optical micrographs of different samples coming from the E-W transect D' (zone ii on Figure III-4). Strong high temperature (>450°C, biotite stable) solid state deformation. Amphibolite-facies mylonite. 76
Figure III- 17 : Photographs illustrating the greenschist ultramylonite. 79
Figure III- 18 : Optical microphotographs of Low to mid greenschist-facies ultramylonite. 80
Figure III- 19: Photograph a illustrates the contact between the low-grade greenschist-facies unit ("tectonic mélange") and the higher grade amphibolite-facies unit. 82
Figure III- 20: Optical microphotographs of Low to mid greenschist-facies cataclasite/breccia attesting for cataclastic and brittle deformation. 83
Figure III- 21: Optical microphotographs of Low to mid greenschist-facies cataclastic to brittle deformation. 87
Figure III- 22: Optical micrographs of Low temperature cataclastic to brittle deformation. 89
Figure III- 23: Photographs of the "tectonic mélange 90
Figure III- 24: Photograph of the fault at the base of the amphibolite-facies landslide above the cataclasite. 91
Figure III- 25 : Photographs of E-W trending cataclasites crosscutting N-S trending cataclasites a) and ultramylonites. 92
Figure III- 26 : Panoramic view (above) from spot C (Figure III- 8) and photointerpretation drawing (below). 93
Figure III- 27 : Panoramic view towards the south (above) from spot B (Figure III- 8) and photointerpretation drawing (below). 94
Figure III- 28 : Panoramic view (above) from spot A (Figure III- 8) and photointerpretation drawing (below). 95
Figure III- 29 : Map of the granodiorite pluton illustrating the distribution of cataclasites and alteration zones owing to fluid circulations are indicated. 96
Figure III- 30: Optical microphotographs under normal light of sample 07-8b coming from viewpoint A (Figure III- 29).. 97
Figure III- 31: Optical microphotographs under normal light (a/c), polarized analyzed light (b) and cathodoluminecense light (d/e/f) of sample 04-71 coming from viewpoint B. 98
Figure III- 32: Blockdiagram of the contact cataclasite on the western part of the granodiorite and associated alterations attesting for fluid circulations. 99
Figure III- 33: Successions of hydrothermal fluid circulations affecting the granodiorite below the detachment zone within E-W oriented fractures. 101
Figure III- 34: Field photographs of the various expressions of brittle deformation. 103
Figure III- 35: Geological and structural interpretation of the southern part of the migmatite dome. 106
Figure III- 36: a) detail of discordant vein showing last mica crystallization on top of euhedral quartz; b) euhedral quartz (1) , tourmaline (2) and white mica (3) crystallization sequence; c) discordant vein with quartz crystal growing parallel to the wall (see also Figure III- 37). 107
Figure III- 37: Schematic representation of V3 vein formation a) crystal growth and sealing of a tension-gash b) schematic representation of V3 syntectonic quartz crystal growth; c) hypothetic model of quartz crystals growing parallel to the wall of V3 veins in presence of immixible CO2. 108
Figure III- 38: Results of the detailed microtectonic study performed on a transect through the southern part of the migmatite dome (Figure III- 35, sites 1 to 5). 110
Figure III- 39: Results of the microtectonic study at the western part of the granodiorite near Stelidha. 112

PARTIE IV:

Figure IV- 1: a) Carte géologique de Naxos modifiée d'après Jansen (1977) et la localisation des échantillons. 120
Figure IV- 2: a) Lame épaisse non interprétée horizontale de l'échantillon 04-115. 123
Figure IV- 3: Comparaison entre les traces cyclographiques des PIF (type 4 et 5) par rapport aux plans de failles. 127
Figure IV- 4: A) Lame épaisse horizontale de l'échantillon 06-17 (250µm). 128
Figure IV- 5: a) Distribution des IF (cf cadre Figure IV- 4A) par rapport aux microstructures des grains de quartz. 129
Figure IV- 6 : Comparaison entre les traces cyclographiques (hémisphère inférieure) des plans d'IF (type 4 et 5) par rapport aux plans de failles. 133
Figure IV- 7: Photos de lames mines en LPA et stéréos indiquant la géométrie des PIF recoupant les veines partiellement transposées V2. 138
Figure IV- 8 : Photo au microscope optique sous LPA de 'échantillon 06-07. 139
Figure IV- 9: Photos au microscope optique en LN et en LPA de lames minces (LM) et lames épaisses (LEP) de veines V3. 140
Figure IV- 10: Photos de terrain. a) Leucogranite à Tourmaline et Grenat discordant par rapport à la foliation du schiste à disthène. 144
Figure IV- 11: Photos au microscope optique sous LN et LPA montrant la pétrographie et les textures des schistes à disthène. 145
Figure IV- 12: leucogranite à tourmaline-grenat-(beryl) au microscope optique. 150
Figure IV- 13: Photo au microscope optique en LEP sur une zone plus riche en quartz. Les JG sont très riches inclusions fluides. La quantité d'IF décroit des plages de quartz Q1 à Q3. Les flèches soulignent les joints de grains riches IF. Les traits bleus marquent les PIF de type 5 transgranulaires. 153
Figure IV- 14 : Photo au microscope optique de veine de quartz transposée 06-193. 157
Figure IV- 15: Photo au microscope optique de veine de quartz transposée 04-52a (ultramylonite). 161
Figure IV- 16 : a +b) photos au microscope optique en LPA des quartz subautomorphes montrant des zones de croissance riches en inclusions aqueuses décrépitées. 163
Figure IV- 17: Photos au microscope optique de LM en LPA de l'échantillon 06-73. 164
Figure IV- 18 : Photos au microscope optique en LN et LPA de l'échantillon 06-192. 166
Figure IV- 19 a) photomicrograph of the granodiorite petrography and texture 171
Figure IV- 20: a) Photomicrograph of a part of a thick section showing fluid inclusion distribution. 172
Figure IV- 21: a) photomicrograph of thick section showing roughly the relationships between the wallrock cataclasite, the quartz vein and the calcite veinlets. 173
Figure IV- 22: a) photomicrograph from thick section showing general view of the textures. 174
Figure IV- 23 : a) macroscopic photograph of the quartz vein showing two generations of quartz, milky quartz and translucent quartz. b) photomicrograph of thick section 175
Figure IV- 24: a) Photomicrograph of thick section showing clusters of fluid inclusions. 176

PARTIE V:

Figure V - 1: a) Geodynamics context of the Aegean region and localisation of the Attic Cycladic Metamorphic Complexes. b) Geology of Naxos Island and sample localisation. Stereodiagrams show orientations and dip angles of the different vein generations. n = number of measures. c) N-S cross-section (same legend as for figure b) 184
Figure V - 2: Block-diagram showing the different generations of quartz veins and the relative chronologies with reference to photos A, B and C. 186
Figure V - 3: a) Schematic representation of the fluid inclusion distribution within V1 veins.. 189
Figure V - 4: Microphotographs showing the different types of fluid inclusions and the respective orientations and dip angles (stereodiagrams) of the FIP they were trapped in. 191
Figure V - 5: Homogenization temperature (Th) versus salinity plot. 194
Figure V - 6: Bulk composition (in mol%) shown in a ternary diagram H2O – NaCl – gas (CO2 + N2 + CH4 + H2S). 195
Figure V - 7: P-T conditions during exhumation. 197
Figure V - 8: Conceptual model for the fluid circulations during the different stages of exhumation considering rocks that migrate through the ductile/brittle transition. 200

PARTIE VI:

Figure VI- 1: Schematic simplified crustal scale cross-section showing the potential fluid reservoirs: 204
Figure VI- 2: Conceptual model of fluid circulations from their potential source towards the reservoir within the orogenic crust from crustal thickening (a) to crustal thinning (b). 206
Figure VI- 3 a) Geodynamics context of the Aegean region and localisation of the Attic Cycladic Metamorphic Complexes. b) Geology of Naxos Island and sample localisation. c) N-S cross-section (same legend as for figure b) d) E-W cross-section 212
Figure VI- 4 : Homogenization temperature (Th) versus salinity plot. 220
Figure VI- 5: P-T conditions during exhumation. 222
Figure VI- 6 : Homogenization temperature (Th) versus salinity plot. 224
Figure VI- 7 : P-T conditions during exhumation 225
Figure VI- 8 : Homogenization temperature (Th) versus salinity plot. 228
Figure VI- 9 : P-T conditions during exhumation. 229
Figure VI- 10: Concentration ratios of major elements (Na/Ca/K/Mg) for samples from the southern part of the migmatite. 232
Figure VI- 11: Concentrations of major elements (Na/Ca/K/Mg) for samples from the granodiorite pluton. 236
Figure VI- 12 : Boxdiagrams of Na, K, Ca, Mg, Ba and Sr element concentration. 240
Figure VI- 13: Cl vs. Cl/Br diagram of the composition of bulk fluids determined from crush-leach analyses. 243
Figure VI- 14 : δD vs. δ13C of water and CO2 in fluid inclusions in quartz segregations. 244
Figure VI- 15 : Salinity vs. Th plot for all 4 studied sites. 251
Figure VI- 16 : P-T conditions during exhumation for different structural units: 254
Figure VI- 17 : Spatial distribution in function of the lithologies and the type of fluids. 256
Figure VI- 18: Conceptual model for the fluid circulations during the different stages of exhumation considering rocks that migrate through the ductile/brittle transition. 258
Figure VI- 19 : Conceptual model for fluid circulations : two reservoirs and a brittle/ductile transition which acts as a rheologic, thermal and hydrologic (permeability) limit. The black dot represents a rock sample at a given moment during exhumation. 261

PARTIE I : INTRODUCTION

Cette étude vise à mettre en évidence les circulations de fluides à l'échelle crustale dans le contexte d'extension crustale et d'exhumation d'un « Metamorphic Core Complex » (MCC), notamment celui affleurant sur l'île de Naxos. A travers cette étude nous allons mettre en évidence les sources et les différents réservoirs de fluides et leur évolution au cours de l'exhumation des niveaux profonds du domaine de la fusion partielle dont sont caractéristiques les migmatites à l'affleurement aujourd'hui. Le terme « évolution » implique nécessairement aussi le terme « déformation » et c'est pour cette raison que cette étude vise à relier les circulations de fluides aux différents stades de déformation depuis les niveaux profonds ductiles jusqu'aux niveaux où la déformation cassante est dominante tout en passant par la transition fragile-ductile. Pour relier ces deux termes il faut prendre en compte plusieurs paramètres qui sont liés, notamment la température, la pression, le taux de déformation, la rhéologie des roches, la perméabilité, la porosité et la quantité de fluides présentes dans ces roches lors de la déformation. Ceci est important pour comprendre les mécanismes selon lesquels, les fluides peuvent migrer au sein de la croûte continentale et quel est leur rôle lors de la déformation.

Ce travail est axé sur plusieurs objectifs :

- **Compléter les travaux antérieurs afin de distinguer les différentes unités lithotectoniques et définir la nature des contacts et des structures qui les affectent (détachements, décollements, mylonites, cataclasites et failles).** Cette partie de l'étude est nécessaire pour pouvoir raisonner sur les transferts de fluides au sein et à travers les différents réservoirs de la croûte depuis la déformation ductile jusqu'à la déformation fragile.
- **Caractériser les conditions de piégeage (P-T), la composition chimique et la source des différents types de fluides.** Cette partie de l'étude permet de mettre en évidence les différentes sources des fluides (fluide surfacique, métamorphique, magmatique ou mantellique) ainsi que les réservoirs dans lesquels ces fluides sont piégés. C'est une partie cruciale pour pouvoir discuter l'évolution d'un réservoir de fluides lors de l'exhumation.
- **Lier la distribution des inclusions fluides à une étude microstructurale des minéraux hôtes afin de positionner ces fluides dans leur contexte de déformation et d'en déduire des mécanismes de circulation.** Cette partie de l'étude vise à définir des textures caractéristiques du piégeage des fluides en domaine ductile, au niveau de la

- **Reconstituer les circulations de fluides depuis leur source.** Dans cette partie de l'étude nous allons essayer d'intégrer la notion d'évolution d'un fluide depuis sa genèse jusqu'au piégeage définitif dans la roche hôte. Cette évolution dans l'espace par rapport à la déformation d'un type de fluide donné peut rendre compte de la distribution spatiale enregistrée à l'état actuel. Cette reconstitution en fonction du temps et de l'espace des circulations de fluides apporte des éléments de réponse supplémentaires par rapport à la localisation de la déformation au cours du temps pour aboutir à la géométrie actuelle.
- **Reconstruire l'évolution d'une roche qui a subi d'abord une phase de métamorphisme de haute pression, puis une phase de haute température, et finalement un métamorphisme rétrograde en passant par la transition fragile-ductile pour finir en subsurface dans le domaine fragile.** Cette partie de l'étude vise à suivre un type de fluide depuis son piégeage primaire jusqu'à son piégeage secondaire et final après remobilisation lors de l'exhumation depuis la déformation ductile jusqu'à la déformation cassante en passant par la transition ductile/fragile.
- **Développer une méthodologie** qui intègre des techniques variées et complémentaires depuis l'échelle du terrain, jusqu'à l'échelle micrométrique d'une inclusion fluide individuelle. La démarche méthodologique sera explicitée dans la partie II.2.

De la croûte épaisse à la croute amincie en contexte d'extension crustale et de formation de MCC.

Depuis l'avènement de la tectonique des plaques, la genèse et l'évolution de la croûte continentale sont mises en relation avec le fonctionnement des marges actives (Dewey et Bird, 1970). Dans le cadre de cette étude, nous nous focaliserons sur les mouvements des plaques qui sont en convergence et où il y a eu d'abord subduction d'une croûte océanique et fermeture d'un océan avant que les croûtes continentales rentrent en collision et forment un prisme d'accrétion par superposition d'écailles tectoniques au front des plaques (Figure I - 1). Cette accrétion provoque l'épaississement de la croûte et peut aboutir dans la formation d'un plateau continental (exemple du Tibet).

Suite à l'épaississement crustal par empilement des nappes crustales, la chaîne de montagne ainsi crée acquiert une topographie élevée, commence à devenir gravitairement instable et tend à s'effondrer sous son propre poids. À ces forces de volume s'ajoutent des forces de traction

horizontale dans la lithosphère (forces aux limites). Les deux effets antagonistes conduisent à l'extension générale de la croûte. Cet étirement participe à la surrection et au bombement lithosphérique générant une remontée des isothermes en base de croûte engendrant combinée à la radioactivité plus élevée dans la croûte moyenne, la fusion partielle et la formation des MCC de haute température.

Pour expliquer la formation des MCC deux modèles sont proposés ; tous deux font intervenir une extension ductile importante. Selon certains auteurs (Armstrong, 1982; Coney et Harms, 1984; Davis et Coney, 1979) l'ensemble des structures (ductiles et cassantes) observées représentent un ***continuum de déformation en extension***. Pour d'autres auteurs (Malavieille, 1987) l'***extension ne représente que le stade tardif de l'évolution*** de la partie interne d'une chaîne dont la croûte a d'abord été fortement épaissie par raccourcissement.

Le modèle le plus couramment cité (Lister et Davis, 1989; Wernicke, 1981) est celui de l'extension asymétrique de la croûte par cisaillement simple de celle-ci sur une zone de failles listriques (zone de détachement), ductiles en profondeur et cassantes en surface. Dans un premier temps il se forme des failles listriques délimitant de grands blocs qui basculent et créent en surface des demi-grabens (Figure I - 2). Puis de nouvelles failles à pendage faible apparaissent dans la croûte supérieure et recoupent les grands blocs et les failles précoces. Ceci provoque dans la partie frontale du dispositif, la formation de failles de détachement superficielles qui suivent les principales discontinuités lithologiques constituant des niveaux de décollement. Les zones de cisaillement ductiles (mylonites) sous-jacentes deviennent alors inactives (Figure I - 2).

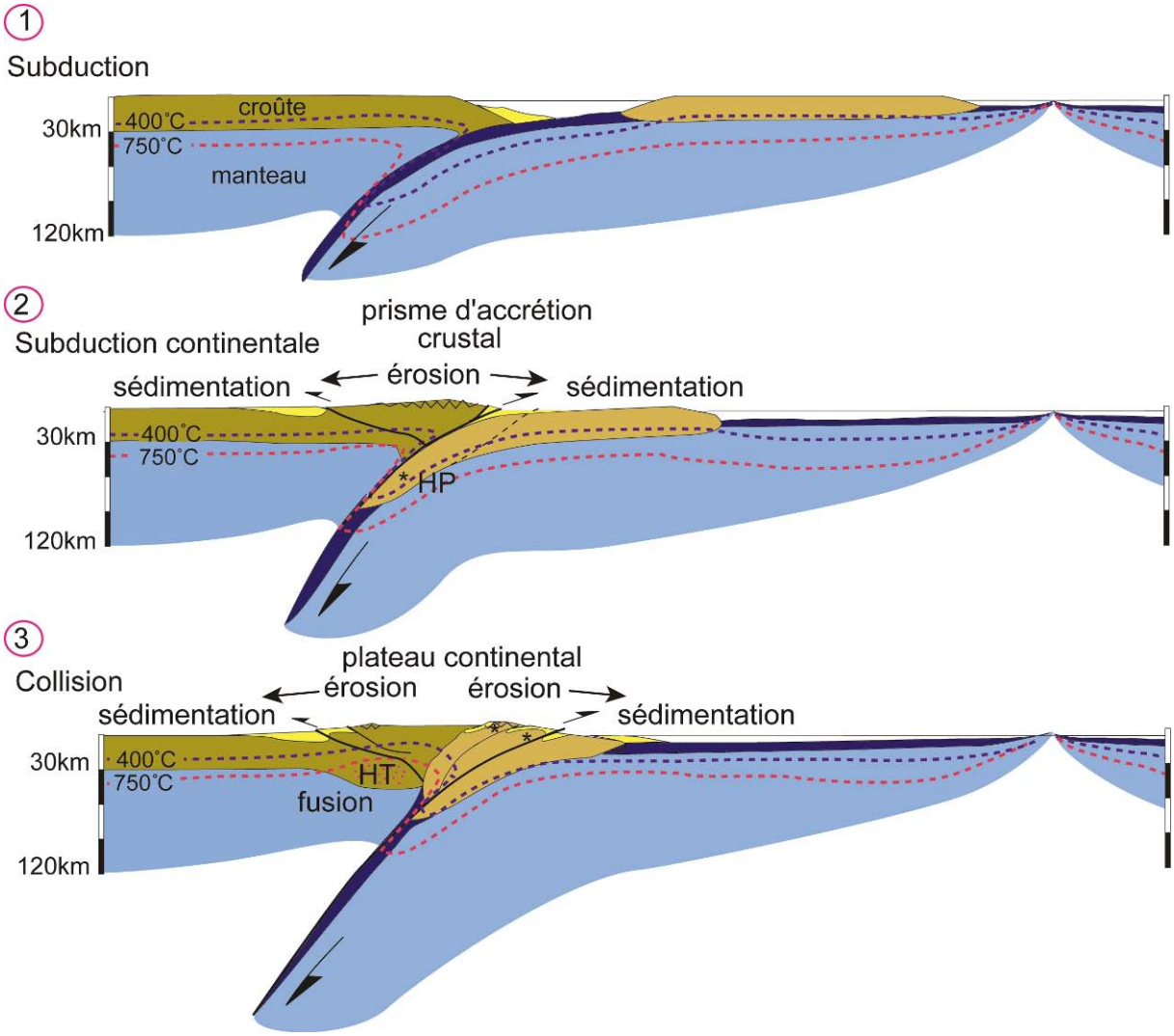


Figure I - 1 : épaississement crustal suite à la subduction continentale et la formation d'un prisme d'accrétion.

En réponse à l'amincissement de la croûte inférieure par étirement ductile et de la croûte supérieure par fracturation, il se produit un réajustement isostatique local qui provoque la remontée de l'asthénosphère. (Figure I - 2). Cette surrection peut être éventuellement amplifiée par l'intrusion de diapirs granitiques à la base de la croûte. L'effet du glissement gravitaire au cours de l'extension entraîne l'exhumation de la partie culminante de la zone de détachement dans laquelle peut affleurer la croûte moyenne (Figure I - 2, Figure I - 3). Dés lors, seul le domaine rattaché à la faille de détachement reste tectoniquement actif. Dans ce modèle toutes les structures observées dans les « metamorphic core complexes » résultent d'une extension continue de la croûte. La transformation des mylonites de haute température (faciès amphibolite) en roches brèchiques superficielles correspond à la diminution de la température et de la pression consécutive à la remontée continue de ces roches en passant à travers la transition fragile ductile.

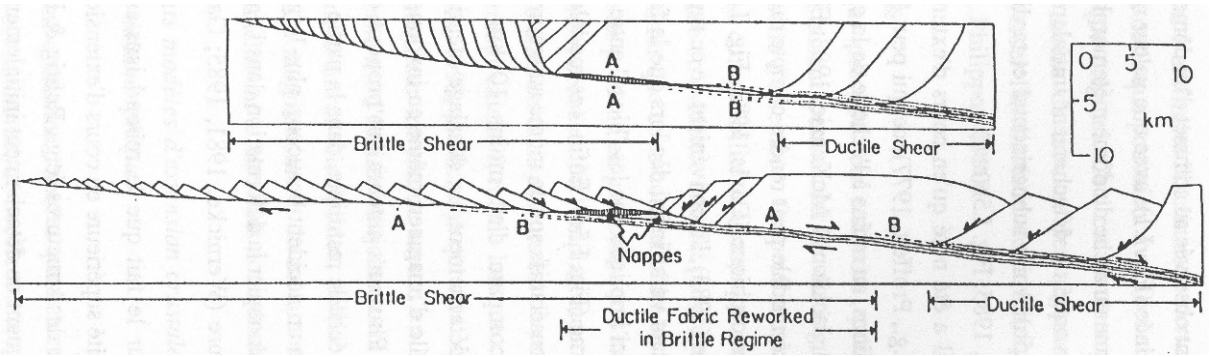


Figure I - 2: Modèle d'évolution du système détachement-« metamorphic core complex » selon Wernicke (1981)

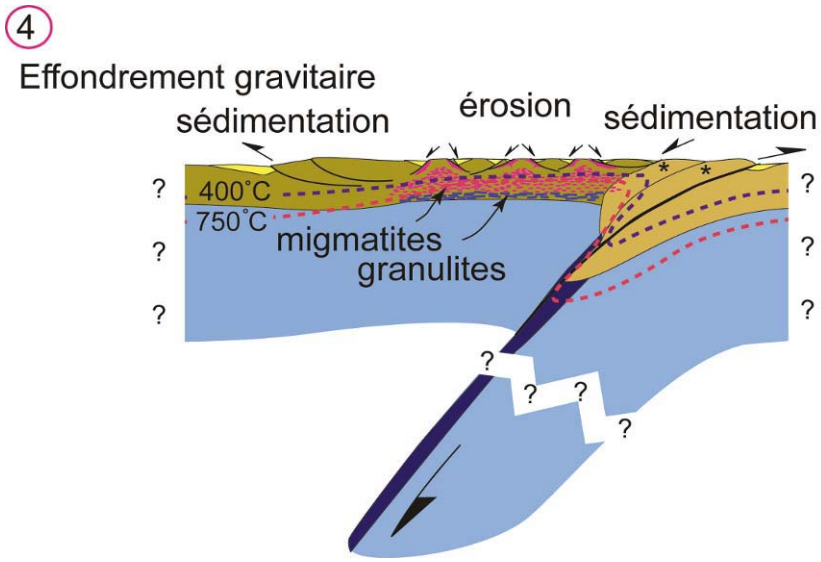


Figure I - 3: Suite du schéma de la Figure I - 1. Étape de l'effondrement gravitaire et formation d'un « metamorphic core complex »

En termes de circulations de fluides au sein de la croûte, deux modèles d'extension extrêmes (Figure I - 4) seront testés pour déterminer le compartimentage des réservoirs de fluides à travers la croûte. En se basant sur le modèle du cisaillement pur (McKenzie, 1978) (Figure I - 4a), les fluides dérivés de la surface pourraient percoler à travers la croûte supérieure jusqu'à atteindre la transition fragile-ductile, alors que les fluides en équilibre avec les roches métamorphiques circuleraient dans la croûte ductile sous-jacente au niveau de décollement. Dans cette configuration, ces deux réservoirs ne seraient pas connectés. Dans le modèle du cisaillement simple (Wernicke, 1981) (Figure I - 4b), les fluides dérivés de la surface pourraient pénétrer des niveaux plus profonds de la croûte le long de détachements crustaux. Les deux réservoirs seraient ainsi connectés.

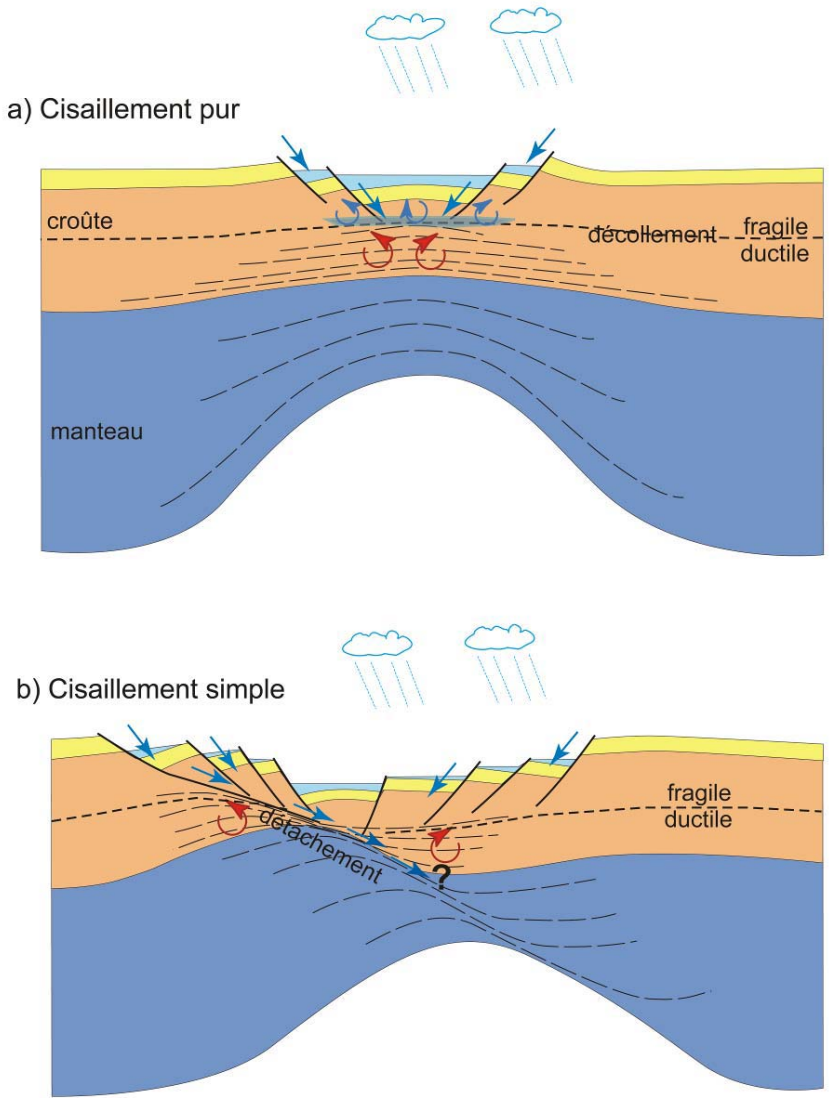


Figure I - 4: Deux modèles d'extension crustale extrêmes et géométrie des réservoirs fluides.
a) Modèle du cisaillement pur (modifié d'après McKenzie, 1978); **b)** Modèle du cisaillement simple (modifié d'après Wernicke, 1981)

<u>Structures accommodant l'extension crustale et l'exhumation des roches métamorphiques</u>

Les roches de la croûte moyenne formant le MCC ont d'abord subi un métamorphisme prograde HP/BT culminant dans la fusion partielle et la formation de migmatites dans les niveaux les plus profonds. Ces terrains métamorphiques sont souvent intrudés par de multiples intrusions granitiques et sont juxtaposés à des roches non métamorphiques par des zones de cisaillement. Cette unité supérieure est séparée de l'unité inférieure métamorphique par une zone de faille dite de détachement, dont la nature est complexe et dont nous allons essayons de donner quelques éclaircissement quant à la terminologie couramment utilisée, dans la troisième partie à travers l'exemple du MCC de Naxos. On y trouve en effet des déformations ductiles et cassantes juxtaposées ou superposées : mylonites, pseudotachylites, cataclasites, brèches et failles. L'unité inférieure (généralement des gneiss, amphibolites et migmatites) est déformée ductilement et montre une

foliation mylonitique accompagnée de linéations d'allongement et de plis anisopaques, voire parfois en fourreau. Ces structures témoignent d'un fluage laminaire non coaxial intense lors de l'extension et l'étirement de la croûte. Elles résultent de plusieurs phases de déformation synmétamorphiques au cours desquelles les roches ont d'abord été transformées dans des conditions de métamorphisme prograde de haute température (faciès amphibolite), puis rétromorphosés dans des conditions de faciès Schistes Verts. L'unité supérieure non métamorphique, intensément fracturée, est découpée par de nombreuses failles à pendage fort ou faible, délimitant des blocs basculés.

Les témoins des circulations de fluides dans la croûte

Un « fluide crustal » est souvent un mélange de volatils (CO_2, CH_4, H_2S, N_2, O_2, …) et d'une phase aqueuse plus ou moins salée constituée d'H_2O et d'ions. Les fluides sont présents dans les roches aux joints de grains ou en inclusions à l'intérieur des grains. Les inclusions fluides (IF) sont des microcavités intracristallines qui correspondent soit à des défauts dans le réseau cristallin lors de la croissance des différentes faces cristallines (IF primaires), soit à une cicatrisation incomplète des microfractures provoquées par les contraintes tectoniques ou thermiques (IF secondaires). Ces inclusions fluides sont les témoins des solutions fossiles qui ont circulé en un lieu et à un moment donné. Les inclusions fluides sont désormais utilisées dans de nombreux domaines de la géologie (pétrologie, géologie structurale, thermodynamique, métallogénie…) et leurs techniques d'études sont synthétisées dans plusieurs ouvrages tels que ceux de Hollister et Crawford (1981), Roedder (1984), et Shepherd et al. (1985).

La précipitation de solides est conditionnée par la saturation du fluide en éléments constitutifs du solide. Les solides les plus fréquemment rencontrés dans les inclusions fluides sont la halite, la calcite, la sylvite, la sidérite,… Un solide peut être aussi piégé mécaniquement dans l'inclusion fluide.

Le terme « fluide » n'est utilisé que dans les cas décrits ci-dessus et sont distingués des liquides silicatés.

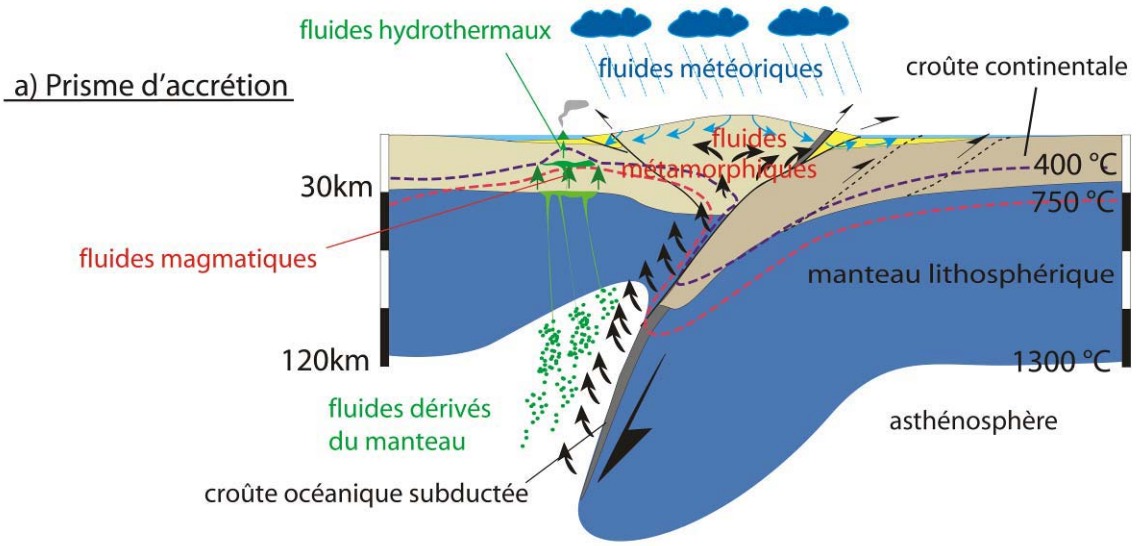
Sources et réservoirs fluides

La distinction entre sources, zones de transfert et réservoirs de fluides est primordiale pour pouvoir discuter la géométrie des circulations de fluides depuis la source jusqu'aux zones de piégeage. Les paragraphes qui suivront définissent des types de fluides et leur source et réservoirs correspondants.

- **Le réservoir des fluides dérivés de la surface et ses sources**

Le réservoir des fluides dérivés de la surface comprend deux types de fluides, (i) les fluides météoriques et (ii) les fluides de bassin (Figure I - 5). Pour les fluides météoriques nous considérons

l'eau de pluie comme source et le réservoir total est l'ensemble des sous-réservoirs compris dans la croûte supérieure cassante depuis la surface (rivières, lacs, nappes phréatiques) jusqu'en profondeur (réseau de fracturation, failles profondes). Il en est de même pour les fluides de bassin dont le réservoir s'étale depuis la surface (océans, mers, lacs salés) jusqu'en profondeur (eaux diagénétiques dans les bassins sédimentaires, réseau de fracturation, failles profondes). Le réservoir des fluides dérivés de la surface peut être défini comme étant compris dans la partie fragile de la croûte supérieure. Cette zone constitue à la fois une zone de piégeage (porosité résiduelle, néoformation de minéraux hydratés et sous forme d'inclusions fluides après cicatrisation de microfissures) et une zone de circulation et donc de transfert puisque ces fluides peuvent circuler dans la croûte le long d'accidents dont certains s'enracinent en profondeur au niveau de la transition fragile-ductile.



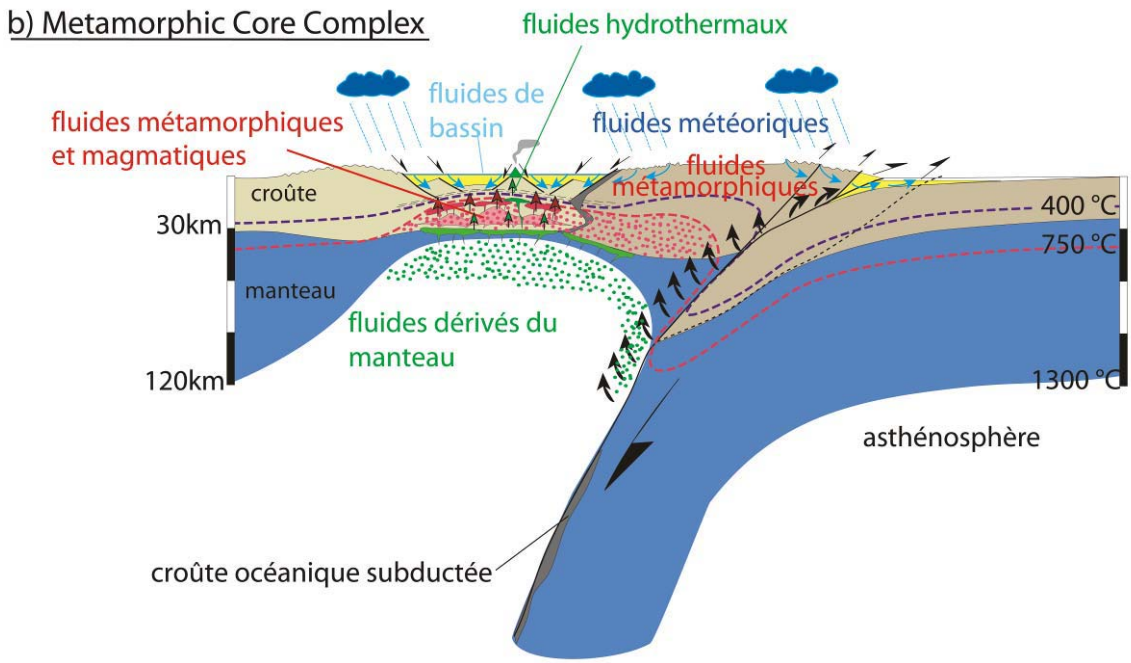


Figure I - 5: Modèle général intégrant les différents types de fluides pouvant circuler au sein de la croûte orogénique depuis l'épaississement crustal (a) jusqu'à la formation d'un « metamorphic core complex » après anatexie crustale (b).
Le terme « fluides métamorphiques » correspond à des fluides en équilibre avec les roches métamorphiques.

Les signatures isotopiques en oxygène des roches exhumées dans les MCC formés au cœur de la Cordillère Nord-américaine ont été interprétées comme le témoignage de la pénétration de fluides météoriques jusqu'à la transition fragile-ductile (Figure I - 5) (Morrison et Anderson, 1998; Mulch et al., 2004). Des interprétations similaires ont été obtenues en analysant des ombres de pression de pyrite en $\delta^{18}O$ provenant du détachement de Tinos (Cyclades, Grèce) (Famin et Nakashima, 2004).

Les fluides dérivés de la surface sont donc caractéristiques du domaine fragile et sont donc essentiellement enregistrés dans le domaine de la pression hydrostatique en estimant que les fractures crustales et le réseau de microfractures associé est connecté à la surface. Ces fluides percolent jusqu'à des profondeurs considérables et interagissent avec les roches encaissantes et ainsi voient leur composition initiale, celle de la source (eau de pluie ou de bassin), varier au cours du temps. Plus le temps de résidence est long, plus le fluide pourra échanger avec les roches encaissantes, s'enrichir en certains éléments, ainsi qu'en perdre d'autres. Ces échanges auront un effet sur le contenu en gaz et en ions de la solution aqueuse. Globalement, ces fluides restent faiblement concentrés en sels et en gaz pour les fluides dérivés des eaux météoriques. Par contre pour les fluides dérivés des eaux de bassins, plus salés au départ, la détermination est plus délicate car elles peuvent être confondues avec les fluides magmatiques, hydrothermaux ou encore les fluides issus des réactions métamorphiques affectant des évaporites, elles aussi plus ou moins fortement salées. Néanmoins, certains éléments détectables comme par exemple le Sr, Ba, Zn, Cu et Pb par la méthode LA-ICP-MS sur inclusions fluides individuelles permettent de discriminer la source des fluides salés.

- **Le réservoir des fluides en équilibre avec les roches métamorphiques et ses sources** (Figure I - 5 et 6)

Les sources des fluides en équilibre avec les roches métamorphiques sont relativement ambigües à définir. La genèse de ces fluides est associée aux réactions métamorphiques affectant les roches soumises à des changements de conditions thermo-barométriques au cours de l'enfouissement, de l'exhumation ou bien en cas d'apport de chaleur associé à l'intrusion d'un magma. Les réactions métamorphiques s'expriment par des changements minéralogiques. Lors de ces réactions tous les éléments ne peuvent pas rentrer dans le réseau des minéraux néoformés et vont être concentrés dans la phase fluide qui est matérialisée alors au niveau des joints de grains ou au sein des minéraux néoformés sous forme d'inclusions fluides primaires. Les fluides ainsi piégés constituent le piège in situ et donc le réservoir.

La déshydratation lors du métamorphisme prograde HP/BT aboutissant à la genèse des roches partiellement fondues (migmatites), libère en partie de l'eau dans les métapellites et la décarbonatation des marbres calciques et dolomitiques libère des volumes considérables de CO_2. Lorsqu'il y a de la matière organique présente des les schistes graphiteux par exemple, ces fluides peuvent également s'enrichir en CH_4 et C_2H_6.

Exemples de réactions métamorphiques libérant du CO_2 :

Quartz + anorthite + 2calcite = grenat + $2CO_2$

Spinel + calcite = cordierite + dolomite + CO_2

Sachant que le métamorphisme rétrograde consomme de l'eau pour former les minéraux hydratés, comme les micas, chlorites et argiles, l'eau libérée lors du métamorphisme prograde, piégée sous forme d'inclusion fluides sera à nouveau consommée aboutissant à un rééquilibrage de ces inclusions. Ainsi, avant d'atteindre l'équilibre avec les roches métamorphiques, ces fluides sont constamment en rééquilibration avec les roches encaissantes lors de leur migration depuis les niveaux profonds jusqu'à la surface. Cette croûte, à lithologies variables, est soumise à différents stades successifs de déformation et de types de métamorphisme associés. Le produit final analysé et décrit comme fluide en équilibre avec les roches métamorphiques et est le résultat de tous ces processus de rééquilibrages lors des néoformations et de recristallisations de minéraux.

Exemples de réactions métamorphiques rétrogrades :

3 sapphirine + 16 anorthite + 14spinel + $24H_2O$ = 2chlorite + 8margarite

Anorthite + carnalite + H_2O = margarite

Cependant il existe des minéraux de la paragenèse de haute température qui ont pu préserver la composition du fluide initial sous forme d'inclusions fluides préservées au cœur des cristaux comme le glaucophane, la jadeïte, etc. De ce fait on peut retracer l'évolution du fluide en équilibre avec les roches métamorphiques depuis le piégeage primaire lors du pic de métamorphisme de haute température jusqu'au piégeage secondaire lors du métamorphisme rétrograde. Cette évolution sera documentée dans la partie V et VI de cette étude.

Le fluide en équilibre avec les roches métamorphiques est le produit final d'une succession complexe de réactions métamorphiques et d'interactions fluides-roches toutes dépendantes de l'histoire géodynamique encourue par ces roches. En considérant un système fermé, les sources primaires de ces fluides sont d'abord les fluides résiduels dans la porosité de la roche précédant les réactions métamorphiques et dans le cas d'une croûte sèche se seraient les fluides issus des premières réactions métamorphiques (déshydratation par exemple). Ce dernier pourrait être défini comme

étant un fluide métamorphique sensu stricto. En considérant un système ouvert, les sources secondaires pourraient être des fluides dérivés de la surface percolant au-delà de la transition fragile-ductile. D'autre part les intrusions magmatiques et les fluides dérivés du manteau supérieur pourraient apporter un volume de fluide supplémentaire qui pourra se mélanger aux fluides piégés au sein du réservoir des fluides en équilibre avec les roches métamorphiques. L'évolution de la chimie du fluide issu de la source primaire est donc caractérisée par la succession de réactions métamorphiques, d'interactions fluides-roches et de mélanges de fluides. Ces processus finissent par donner un fluide en équilibre avec les roches métamorphiques. Le réservoir de ces fluides est la zone ductile de la croûte où sont localisées les réactions métamorphiques et les réactions d'interactions fluides-roches.

L'étude qui va suivre intègrera la complexité de ce type de fluides sachant que la chimie des fluides ainsi que les conditions P-T calculées reflètent probablement que les derniers processus de rééquilibrage de l'histoire géodynamique subie par ces roches.

- **Le réservoir des fluides en équilibre avec les roches mantelliques et ses sources** (Figure I - 5 et 6)

Dans le contexte de subduction, une partie de la croûte océanique voire de la croûte continentale non accrétée peut être subductée ensemble avec le manteau lithosphérique à des profondeurs au delà de 100km où ces roches vont subir une déshydratation et une décarbonatation dans le cas des roches carbonatées. Comparable aux fluides en équilibre avec les roches métamorphiques, la source primaire des fluides mantelliques est le fluide résiduel piégé dans les roches subductées subissant la déshydratation. Les fluides issus de ces réactions métamorphiques sont susceptibles de traverser le coin du manteau supérieur et :

(i) être piégés en équilibre avec les roches du manteau (péridotites, éclogites,…) et ainsi constituer le réservoir des fluides en équilibre avec les roches mantelliques

(ii) générer la fusion partielle à la base de la croûte inférieure sus-jacente et se mélanger aux magmas.

D'autre part ces fluides sont à la base de la formation des magmas type granodiorite, qui impliquent une forte composante mantellique et forment le plutonisme/volcanisme d'arrière-arc (Figure I - 6). Cependant la présence de ces fluides dans les zones partiellement fondues formant les MCC reste toujours très controversée. Nous essayerons de donner des éléments de réponse à cette problématique dans la partie V et VI de ce travail.

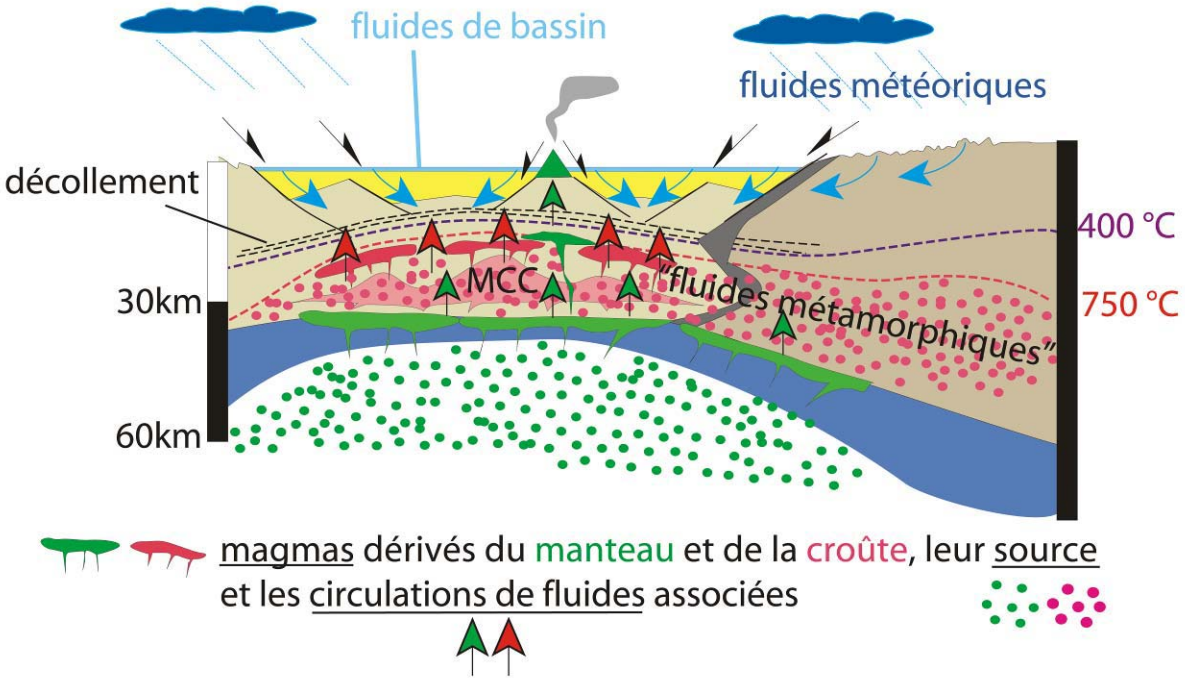


Figure I - 6: Détail sur la Figure 5, mettant en évidence les circulations de fluides susceptibles à être enregistrés dans les roches formant le « metamorphic core complex ».
Le terme « fluides métamorphiques » correspond à des fluides en équilibre avec les roches métamorphiques.

- **Les fluides magmatiques** (Figure I - 5, Figure I - 6)

Lors de la genèse et du transport de magmas au sein de la croûte, des fluides magmatiques sont également susceptibles d'être libérés et piégés dans les roches encaissantes. Nous ne parlerons pas de véritable réservoir de fluides, vu le relativement petit volume par rapport aux réservoirs définies précédemment. Ces fluides sont composés de la phase volatile qui ne rentre pas dans les minéraux cristallisant lors de la mise en place d'un magma et sont de ce fait souvent très chargés en éléments incompatibles dont certains métaux économiquement intéressants. Par exemple, une intrusion magmatique en profondeur va être accompagnée d'une remontée de fluides riches en eau, sels, gaz et métaux qui peuvent aboutir à créer des minéralisations porphyriques (à proximité de l'intrusion), mésothermales (à mi-chemin entre la chambre magmatique et le volcan en surface) voir épithermales et hydrothermales quand ces fluides percolent jusqu'à la subsurface (Figure I - 7). La source de ces fluides est intrinsèquement liée à la zone de genèse des magmas (manteau supérieur, en base de croûte, au sein de la croûte moyenne). Lors de la remontée ces fluides vont évoluer en fonction de la profondeur de mise en place de l'intrusion magmatique et se mélanger et aux fluides circulant dans les encaissants.

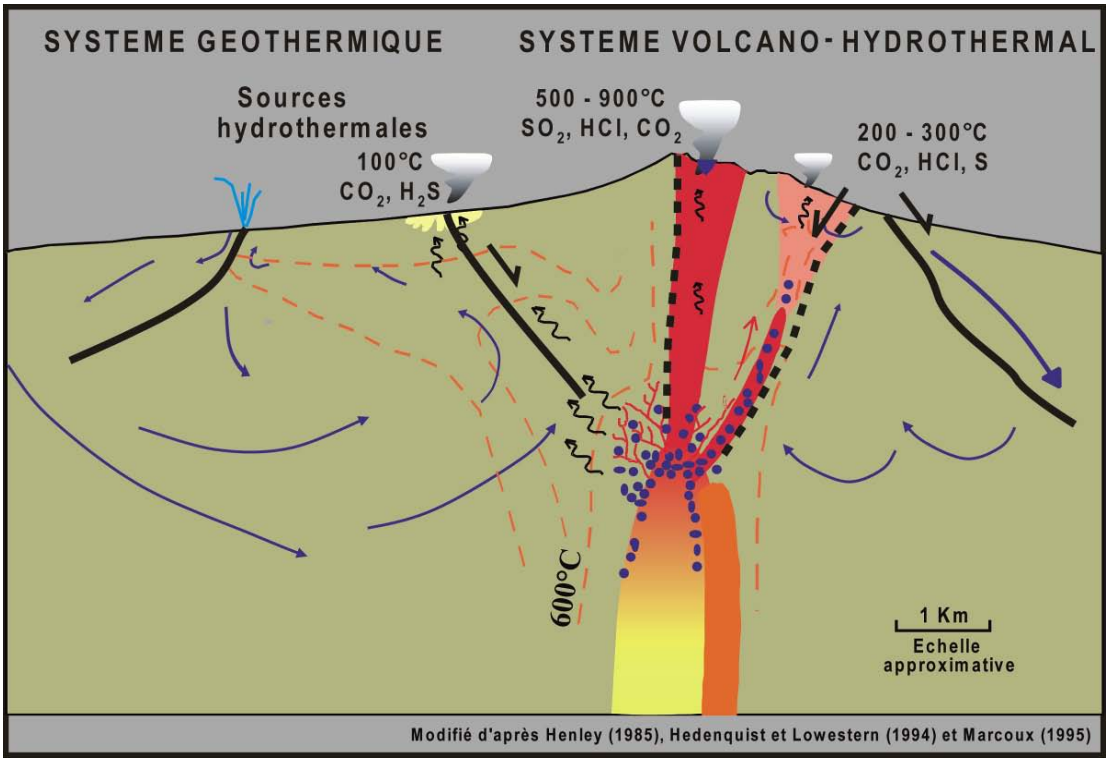


Figure I - 7: Représentation schématique de fluides hydrothermaux qui circulent lors d'une intrusion magmatique en profondeur.

Moteur des circulations de fluides

On peut distinguer en fonction de la profondeur, donc de la pression hydrostatique et de la température, un domaine superficiel qui est celui de la déformation cassante (ou fragile) et un domaine plus profond de la déformation ductile, soit des roches solides (plastique), soit ayant subi une fusion partielle (visqueuse) si la température est suffisamment élevée, comme dans le cas de cette étude. La localisation du passage de la déformation cassante à la déformation ductile au sein de la croûte est outre de la profondeur dépendant :

- **du régime thermique**, c'est-à-dire du gradient géothermique qui lui dépend fortement du contexte géodynamique (croûte épaisse vs. croûte mince). Les magmas se mettant en place à différents profondeurs de la croûte ont un impact direct sur le gradient géothermique depuis la surface. Les fluides qui accompagnent la remontée de magmas vont réchauffer les roches encaissantes par advection et par diffusion. Ce réchauffement fait remonter les isothermes drastiquement et les vitesses de relaxation thermique dépendent de la température de l'encaissant et de la présence de fluides froids dérivées de la surface.

- **de la quantité de fluides présente dans la roche**. Si la pression des fluides y est élevée une rupture de la roche peut se produire. Les mécanismes permettant la circulation de fluides dans la croute ductile sont contraints par la pression lithostatique engendrant des faibles porosités et perméabilités. Cet aspect sera examiné dans la partie V où nous allons essayer de mieux relier la distribution des fluides au type de déformation engendrée par la roche.
- **de la rhéologie des roches**. Beaucoup de roches (méta)sédimentaires élastiques ont un comportement cassant jusqu'à 4km de profondeur pour un gradient géothermique normal (≈150°C, 100MPa). Il faut atteindre une profondeur de 9km et une température de 300°C pour qu'elles se déforment de façon ductile. Par contre pour des conditions P-T plus faibles (<9km) des roches comme les évaporites ou calcaires/marbres subissent déjà un fluage plastique à contrainte différentielle constante de ≈ 10 MPa. La rhéologie des roches est également intrinsèquement liée à la quantité de fluide présente dans la roche. Une veine de quartz sèche, constituée de grains de quartz sans fluide, ni au sein des grains, ni au niveau des joints de grains est moins plastique qu'une veine de quartz avec beaucoup de fluides au niveau des joints de grains qui facilitent le fluage plastique entre grains et engendrent la recristallisation dynamique (Drury et Urai, 1992).
- **de la vitesse de déformation**. Des roches sédimentaires désolidarisées d'un socle par un niveau de décollement très ductile et déformées à de très faibles vitesses de déformation peuvent se plisser dans un domaine superficiel. Par contre, dans des conditions de P-T identiques, si ces roches sont solidaires d'un socle métamorphique ou granitique cassant qui se déforme par glissements intermittents mais rapides sur des failles, les roches sédimentaires situées au-dessus de ces failles auront aussi un comportement cassant. La vitesse de déformation a également un impact direct sur les surpressions de fluides en domaine ductile, qui ne peuvent pas se rééquilibrer à des vitesses de déformation élevées et générer de la fracturation hydraulique alors qu'on est en domaine ductile.

En faisant une étude détaillée des circulations fluides au sein de la croûte depuis la fusion partielle jusqu'à l'exhumation de ces roches partiellement fondues, il faut donc ne pas perdre de vue ces paramètres qui sont tous liés au type et à la quantité de fluide présents. Il est donc très important de connaître les caractéristiques physiques de chacune des roches et encore plus de chacun des minéraux contenant des fluides analysés afin de pouvoir les remettre dans leur contexte. Cette problématique sera développée dans la partie IV où nous essayons d'établir des liens entre types de minéraux et distribution des inclusions fluides depuis la déformation ductile à la déformation cassante.

- **Les fluides dans la croûte supérieure**

On définira la croûte supérieure comme la partie de la croûte surmontant la transition fragile-ductile. A la surface, des fluides météoriques très peu salés percolent dans la croûte le long d'un réseau de fracturation de grande échelle (failles et diaclases) comme à petite échelle (microfractures). Dans les bassins sédimentaires, des fluides plus salés circulent.

La convection est le principal moteur pour les fluides circulant dans la partie supérieure (cassante de la croûte).

Lorsqu'on est en contexte d'extension crustale et donc dans un contexte de découplage au sein de la croûte le rôle de ces fluides percolant dans le domaine cassant joue un rôle important quant à leur profondeur de circulation. En effet de nombreux travaux de ces dernières années (Famin et Nakashima, 2004; Morrison et Anderson, 1998; Mulch et al., 2004) ont mis en évidence des fluides dérivés de la surface qui ont pénétré jusqu'à la transition fragile-ductile le long de failles crustales actives. La connexion de ces failles crustales avec la surface à travers la partie cassante de la croûte supérieure permet la percolation sous régime de pression hydrostatique de ces fluides. C'est le modèle de l'écoulement topographique vers une zone de cisaillement (Yardley et Valley, 1994; Yardley et Valley, 1997). L'eau se dirige vers la charge hydraulique la plus faible, en considérant une croûte inférieure ductile sèche (Figure I - 8).

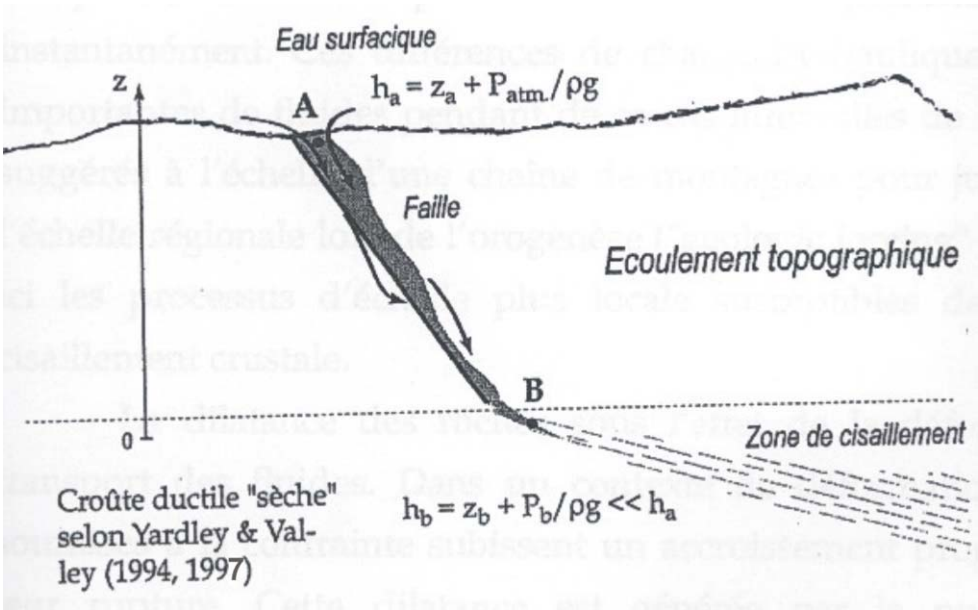


Figure I - 8: écoulement topographique le long d'une faille vers une zone de cisaillement. L'eau se dirige vers la charge hydraulique la plus faible, selon l'hypothèse d'une croûte inférieure sèche de Yardley et Valley (1994, 1997)

- **Les fluides dans la croûte inférieure**

La présence et la quantité de fluides présente dans la partie inférieure, ductile de la croûte est très dépendante du contexte géodynamique. Les fluides vont apparaître au sein de la croûte ductile à partir du moment où elles subissent des variations de température et de pressions drastiques engendrant des réactions métamorphiques. Certaines réactions sont associées à la genèse de fluides qui se concentrent au niveau des joints de grains. Lorsqu'une contrainte extérieure est appliquée sur ces roches en cours de métamorphose, ces fluides peuvent subir des surpressions et engendrer de la fracturation hydraulique. Dans le cas de cette étude ce seront surtout les fluides libérés lors du métamorphisme de haute température ensemble avec ceux liés aux diverses intrusions granitiques qui feront l'objet d'une investigation détaillée pour mieux comprendre les transferts de fluides au sein de la croûte ductile.

- **Les fluides au niveau de la transition fragile-ductile**

Dans le contexte de l'extension crustale la transition fragile-ductile correspond à un découplage important au sein de la croûte et à un niveau où ces deux réservoirs de fluides sont susceptibles de se rencontrer et d'interagir. D'après les travaux de (Famin, 2004), le mécanisme principal qui permet des infiltrations des eaux dérivés de surface (déterminées par leurs signatures isotopiques) jusque dans le domaine ductile contre le gradient de pression lithostatique, est le pompage sismique (Famin, 2004; McCaig, 1988; Sibson et al., 1975) (Figure I - 9). En effet, à long terme, une roche, ne peut pas retenir des surpressions de fluides engendrées par la déformation (Simpson, 2001). En revanche, dans le cas de vitesses de déformation rapides, les gradients de charge des pores ne s'équilibrent pas instantanément. Ces différences de charge hydraulique permettent des circulations de fluides quasi instantanées pendant de courts intervalles de temps. Ainsi, sous l'effet de la déformation, la dilatance des roches peut être un vecteur de transport des fluides. Dans les zones soumises à forte contrainte la dilatance progressive, qui précède la fracturation, réduit la pression des pores et engendre une augmentation de la résistance des roches au cisaillement dans la zone proche du point de rupture. Après fracturation, le gradient de pression est inversé et les fluides sont expulsés de la zone de faille suite au relâchement brutal de l'accroissement du volume de fluides. L'évolution de la contrainte, de la pression fluide et des flux de fluides au cours du cycle sismique sont représentés sur la figure I – 8 de Sibson et al., (1975).

En outre, Sibson et al (1975) ont utilisé ces résultats pour proposer un modèle de « pompage sismique » dans lequel la dilatance pré-sismique et la contractance post-sismique sont les causes majeures des circulations hydrothermales.

Dans les zones de cisaillement ductile, la notion de « pompage sismique » induite par la déformation a été proposée par McCaig (1988) comme étant le mécanisme de circulation de fluides au-delà de la zone sismogénique.

L'importance de ce processus de pompage par déformation dilatante suggérant des mouvements de fluides transitoires, épisodiques et cycliques a été également mise en évidence par d'autres auteurs (Boullier et Robert, 1992 ; Cox, 1995 ; Foxford et al., 2000). Cet effet de valve sismique a été suggéré (Robert et Boullier, 1993 ; Robert et al., 1995 ; Henderson et McCaig, 1996) pour expliquer les variations de densité et de pression des fluides dans les zones de déformation ductile ou cassante cas des gisements d'or archéens d'Abitibi). Famin (2004), met en évidence le caractère cyclique de la composition isotopique d'une ombre de pression de pyrite et l'interprète comme étant la conséquence d'un pompage par dilatance cyclique dans une zone de cisaillement ductile. Ces modèles permettront de discuter par la suite l'infiltration de fluides dérivés de la surface jusqu'à la transition fragile-ductile, voire même au-delà.

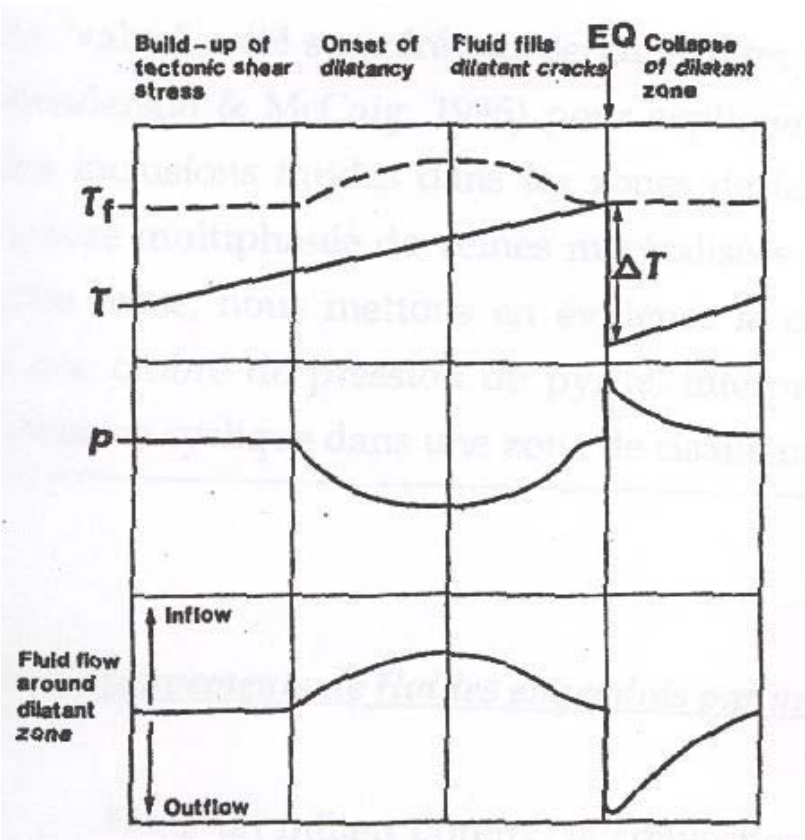


Figure I - 9: Diagramme synoptique du processus de pompage sismique (d'après Sibson et al., 1975). τ : contrainte cisaillante. P : pression fluide. τ_f : résistance au cisaillement ($\tau_f = \mu (\sigma_n - P)$ où μ est le coefficient de frottement et σ_n la contrainte normale au plan de frottement). Le sens et la magnitude du flux sont représentés en bas du diagramme. EQ : Earthquake. Δτ : relâchement de la contrainte.

Quel est le rôle des circulations de fluides lors de l'exhumation des roches de la croûte inférieure (actif ou passif ?)

D'après les travaux de Chéry, (2001) et de Gueydan et al., (2001), le facteur déclencheur d'une faille à faible angle, comme le niveau de décollement exposé à Naxos, est la fracturation sous l'effet des contraintes liées au régime tectonique d'extension. Une fois le critère de fracturation activé, la présence de fluides permet la localisation de la déformation dans des structures faiblement pentées.

Un facteur important à prendre en compte concerne l'évolution des fluides issus du métamorphisme prograde depuis la source jusqu'à la répartition enregistrée au sein des roches actuellement à l'affleurement. Il en est de même pour l'influx des fluides magmatiques lors de l'exhumation et du rôle potentiel qu'ils ont pu jouer pour localiser la déformation. Il y a donc deux sources de fluides, une source chaude avec les fluides métamorphiques et magmatiques ascendants et une source froide avec les fluides météoriques descendants, sachant que les fluides ascendants ont tendance à advecter la chaleur. D'autre part, il est important, pour remettre ces circulations de fluides dans leur contexte, de prendre en compte la rhéologie des différents types de roches traversées par ces fluides et des barrières éventuelles (faible porosité et perméabilité, comme c'est le cas du marbre par exemple) qu'elles peuvent constituer. La sixième partie de cette étude, fera l'objet d'une reconstitution des circulations de fluides en prenant en compte le facteur évolution dans le temps et distribution dans l'espace.

PARTIE II : METHODOLOGIE

La méthodologie mise en place pour l'étude des fluides est multidisciplinaire et combine l'analyse structurale de terrain, l'analyse microstructurale des roches et la distribution des inclusions fluides, la microthermométrie et l'analyse chimique des inclusions fluides.

L'étude des circulations de fluides implique l'intégration des différentes échelles des circulations depuis la croûte jusqu'au minéral en passant par la roche et l'affleurement. De ce fait une inclusion fluide (IF) étudiée doit pouvoir être replacée avec beaucoup de rigueur au sein du minéral hôte, ce minéral hôte au sein de la lame mince/épaisse, la lame au sein de l'échantillon, l'échantillon au sein de l'affleurement et l'affleurement dans son contexte géologique et géodynamique régional. Chacune de ces étapes peut impliquer une certaine source d'erreurs, notamment sur la représentativité des objets choisis pour réaliser l'ensemble de l'étude. L'étape primordiale commence sur le terrain, indépendamment du travail de précision qui va suivre au laboratoire. De ce fait il est important de passer beaucoup de temps sur un affleurement type, représentatif d'une zone d'étude pour enfin choisir les objets les plus propices pour réaliser l'étude des IF. Le recueil des données microtectoniques (cf partie II.2.2) fait partie de ce travail détaillé sur le terrain (Lespinasse and Pêcher, 1986) (cf partie II.2.3 et II.2.4).

Les lames minces et lames épaisses ont été préparées au laboratoire de lithopréparation à l'UHP. La procédure d'investigation des inclusions fluides est la suivante :

- **Observation**

- vérifier la présence et la taille des IF sur les lames minces avant de fabriquer les lames épaisses. Si on constate qu'il n'y a pas d'inclusions fluides supérieures à 5µm dans la lame mince, il est peu utile d'en confectionner une lame épaisse.
- réaliser une cartographie détaillée de la distribution des IF par rapport aux microstructures sur lame mince à l'aide d'un microscope optique (cf partie méthode II.2.3 et partie IV pour les résultats). Déterminer les différentes générations de fluides (chronologies relatives de piégeage) en réalisant des dessins détaillés des relations entre microstructures et IF ainsi que de la détermination d'une typologie (taille, forme, texture, phases présentes dans l'IF à température ambiante (gaz, liquide, solide)) de chaque génération d'IF.
- Le cas échéant, mesurer l'orientation et le pendage des plans d'inclusions fluides (PIF) (cf partie II.2.4)

- identifier, parmi des milliers, un nombre limité d'IF représentatives pour chaque génération d'IF, de préférence celles qui sont proche de la surface de la lame épaisse.
- Intégrer ces données d'observations en réalisant une cartographie précise sur l'ensemble ou sur une partie d'une lame à l'aide de photocollages de haute qualité. Il est important de répertorier ces données dans la mesure où les lames sont ensuite cassées pour l'étude sur les platines microthermométriques.

- **Mesures**

Les observations texturales sont suivies par l'étude analytique d'IF par les techniques de la microthermométrie (cf partie II.2.5), du Raman (cf partie II.2.6) pour en déduire par calculs la construction des diagrammes P-V-T-X (cf partie II.2.7). Des techniques destructives par ablation laser (LA-ICP-MS) (cf partie II.2.9) sont les dernières études réalisées sur les inclusions une fois que toutes les données par techniques non destructrices sont acquises.
La construction d'histogrammes est utilisée pour justifier le choix d'une valeur représentative pour une donnée mesurée par génération de fluide. Ces histogrammes et une approche statistique permettent d'évaluer la qualité des données et leur représentativité. Pour chaque génération de fluide, établie par l'analyse texturale, un type de fluide est déterminé en fonction des caractéristiques chimiques. Les mesures microthermométriques et les analyses chimiques ont été faits sur plusieurs milliers d'IF afin de déterminer les valeurs de référence.

- **Interprétation**

La combinaison des observations texturales, des mesures microthermométriques et des analyses chimique conduit à la construction de diagramme Pression-Température (P-T). Cette construction est basée sur le choix d'inclusions de référence pour chaque génération de fluide ainsi que sur leur position microstructurale et sur les données thermobarométriques obtenues à partir de l'analyse de la paragenèse minérale associée.

L'ensemble de ces données d'observation et d'analyse sont indispensables pour une discussion, comme par exemple dans le cas des valeurs mesurées de chaque inclusion par rapport à sa distribution spécifique aux microstructures du minéral hôte.

D'autre part, les données d'observation sont également importantes pour pouvoir interpréter les analyses des isotopes stables de la phase fluide en présence de plusieurs générations d'inclusions fluides à composition chimique différente (cf partie II.2.8), sachant que la signature totale du mélange de fluides contenus dans les ségrégations de quartz est mesurée.

Ces trois étapes sont sujettes à être réévaluées tout au long de l'étude pour garantir l'amélioration de l'observation tout en restant objectif, car les premières mesures ont été interprétées sûrement avec un œil différent que les dernières. Il est donc très important de séparer clairement ces trois étapes et de définir un objectif clair pour chacune d'elles, sachant qu'il faut passer de l'échelle de plusieurs milliers d'IF à seulement quelques unes représentatives pour un ensemble d'IF d'une même génération. Beaucoup de temps et d'efforts sont investis pour rien et les résultats sont très difficiles à interpréter si cette démarche n'est pas rigoureusement appliquée.

II.2.1 Cartographie des unités géologiques et des grandes structures

La caractérisation des circulations fluides à l'échelle de la croûte requiert en premier lieu une reconnaissance des unités lithotectoniques à l'échelle régionale afin de situer chaque échantillon dans son contexte géologique. La compréhension des circulations fluides passe également par une cartographie des zones d'altération et par une caractérisation de la position structurale et de la composition des veines. Cette partie du travail est la base de cette étude et sera illustrée en détail dans la partie III.2 ainsi qu'au niveau des cartes détaillées sur certaines zones. D'autre part ce travail de cartographie sera intégré dans la nouvelle édition de la carte géologique de Naxos

II.2.2 Microtectonique

Pour certains sites d'échantillonnage clés, une étude microtectonique détaillée a été réalisée. Les objets marqueurs de la tectonique mesurés sont notamment :

- des marqueurs de la déformation ductile : linéation, foliation, schistosité, plan de cisaillement, axes et plans de plis, veines ductilement déformées, etc
- des marqueurs de la déformation cassante : plans de faille (mesure des tectoglyphes indicateurs du sens du mouvement), fentes de tension, etc

La détermination des chronologies relatives déterminées entre ces différents marqueurs tectoniques est utilisée pour caractériser et isoler dans le cas échéant plusieurs régimes tectoniques distincts qui se sont succédés dans le temps.

<u>Méthode numérique pour calculer l'état de contrainte responsable du glissement sur une population de failles en milieu rocheux fracturé</u>

Le principe de cette méthode repose sur les propriétés de glissement sur un plan de faille. A partir de la mesure d'un plan $\mathbf{v_k}$ et d'une strie $\mathbf{S_k}$, cette méthode permet de trouver le tenseur des contraintes déviatoriques T_0 compatible avec une contrainte tangentielle théorique $\boldsymbol{\tau_k}$ parallèle à Sk. Ceci est

vérifié sur l'ensemble des failles analysées et la somme des écarts ($\boldsymbol{\tau}_k$, $\mathbf{S}_k$) entre les stries théoriques prévues $\boldsymbol{\tau}_k$ par le calcul et les stries réelles mesurées $\mathbf{S}_k$ doit être la plus petite possible (Figure II - 1).

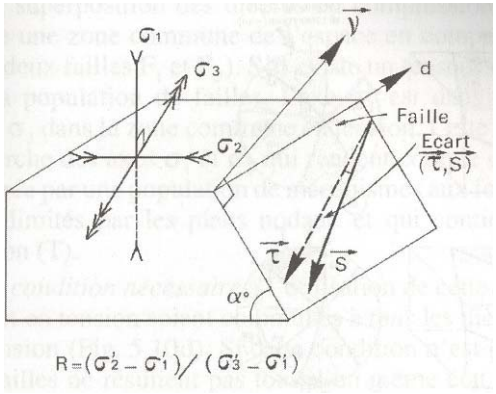


Figure II - 1: Méthode numérique de détermination de l'état de contrainte à partir d'une famille de plans de failles striées (Carey et Brunier, 1974). Ecart entre la strie observée S et la strie τ prévue par le calcul.

Le calcul conduit à rechercher le déviateur T_0 qui minimise une fonction telle que, par exemple

$$\mathbf{F} = \sum_{k=1}^{N} \cos^2 (\tau_k, \mathbf{S}_k)$$

k étant le numéro de chacune des failles et N le nombre de failles. Pour chaque faille, l'écart ($\boldsymbol{\tau}_k$, $\mathbf{S}_k$) devant tendre vers 0, $\cos^2$ ($\boldsymbol{\tau}_k$, $\mathbf{S}_k$) doit tendre vers 1 et donc la fonction F, somme des $\cos^2$ ($\boldsymbol{\tau}_k$, $\mathbf{S}_k$) doit tendre vers –N. Afin de résoudre ce système à 4 inconnues, 4 failles striées indépendantes sont nécessaires au minimum (Carey, 1979). Lors de cette étude nous avons utilisé un petit logiciel pour calculer les contraintes principales et le rapport de forme R (R = (σ'1-σ'2)/(σ'1-σ'3)) du déviateur. La fiabilité de la solution numérique est également indiquée par l'écart (**S**, $\boldsymbol{\tau}$) entre la strie **S** mesurée sur la faille et la strie théorique $\boldsymbol{\tau}$ prédite par le modèle calculé (Figure II - 2).

Le calcul suppose un modèle mécanique simple et implique les postulats suivants :

- un évènement de déformation dans l'ensemble rocheux analysé est causé par un tenseur de contrainte homogène
- le matériau est physiquement isotrope et le glissement **S** sur le plan de faille se produit dans la direction et le sens de la contrainte tangentielle $\boldsymbol{\tau}_k$ résolue sur le plan de faille
- la déformation est (i) infinitésimale (les glissements sont petits par rapport aux dimensions de la faille), (ii) limitée par les glissements sur les failles (pas de déformation continue des blocs séparés par des failles) et (iii) les failles restent dans la même orientation (pas de rotation des plans de failles ni des blocs de roches).

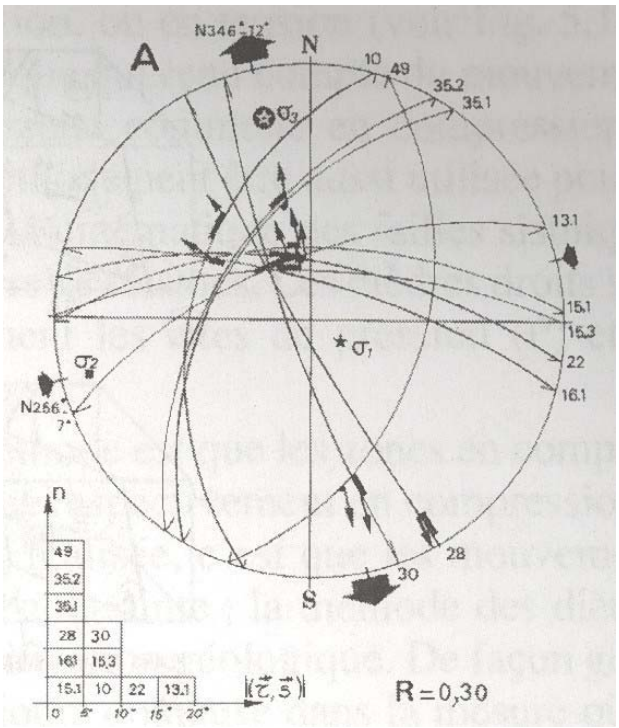


Figure II - 2: Exemple : Directions de contraintes (σ1, σ2, σ3) calculées pour les failles actives du séisme de Thessalonique (1978). L'histogramme donne pour chaque faille la valeur absolue de l'écart (τ, s). Représentation des failles sur stéréogramme de Wülff (hémisphère inférieur) ; les flèches sur les failles indiquent la position des stries (Mercier et al., 1983).

Ces méthodes numériques ne sont applicables que si les conditions du modèle mécanique sont respectées. En particulier, elles s'appliquent à des populations de failles striées résultant d'un même état de contrainte ce qui impose, dans le cas de plusieurs phases tectoniques (plusieurs états de contraintes), d'avoir séparé sur le terrain les différentes familles de stries superposées. Ceci nécessite un relevé préalable des marqueurs tectoniques détaillant les relations de chronologies relatives déterminées à l'échelle de l'affleurement.

<u>Étude des veines et fentes de tensions</u>

Sur un site microtectonique, les veines et fentes de tensions, étant également des bons marqueurs de la déformation, ont été répertoriées en fonction :

- du type de déformation subie (ductile ou fragile → transposées (parallèles), partiellement transposées (sigmoïdes) ou sécantes à la foliation de la roche encaissante)
- géométrie (orientation et pendage)
- des relations chronologiques relatives de recoupement
- association avec un jeu tectonique (fentes de tension syntectoniques, minéraux qui poussent dans les cavités à l'abri du mouvement du jeu de la faille, etc)
- du remplissage (calcite, quartz, quartz+tourmaline, pegmatite, aplite, etc)

Ce catalogue a permis de déterminer des familles de veines et de fentes de tension qui sert de base pour l'étude des inclusions fluides. Les pôles des plans représentatifs de l'orientation et du pendage de ces objets ont été représentés sur des stéréodiagrammes à l'aide du logiciel stereonet.

II.2.3 Pétrographie et étude microstructurale

- **Pétrographie**

Les veines de quartz sont le résultat d'épisodes successifs de cristallisation de quartz, et de minéraux accessoires (tourmaline, micas, chlorite, minéralisation diverses (Au, Bi, Te, Ag, Pb, Cu, etc) et d'altération. Le quartz conserve généralement très bien la trace des circulations de fluides contemporains de sa cristallisation ainsi que des circulations fluides postérieures (microfractures cicatrisées). Il est donc capital, avant de réaliser une étude de ceux-ci, d'établir une chronologie détaillée de ces différents épisodes de cristallisation et d'altération. Une étude pétrographique détaillée par microscopie optique a été menée pour caractériser les assemblages minéralogiques et leurs relations géométriques dans les veines de quartz ainsi que dans l'encaissant. Des observations au microscope électronique à balayage (MEB), réalisées au Service Commun de Microanalyse de l'Université Henri Poincaré–Nancy-I ont permis d'identifier les phases accessoires. L'observation en mode rétrodiffusé et au rayonnement des photons X permet de réaliser des analyses semi-quantitatives ponctuelles des phases minérales.

- **Analyse des roches et des minéraux**

Des analyses de roches totales ont été réalisées sur un certain nombre d'échantillons dans le but de :

- de différencier les différentes phases d'altération affectant un même type de roche ignée ;
- de différencier les différents types de magmas et de remonter à leur source.

Ces analyses ont été réalisées au Service d'Analyse des Roches et Minéraux du CRPG à Vandoeuvre. 58 éléments ont été dosés. Les éléments majeurs (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti et P) ont été dosés par un spectromètre d'émission à plasma à couplage inductif (Jobin-Yvon JY70), les éléments traces et les Terres Rares ont été analysées par un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif (Perkin-Elmer ELAN 5000), le lithium et l'argent ont été dosés par absorption atomique (Perkin-Elmer 5100) et le bore par absorptiométrie (Beckman DU62).

Les analyses ponctuelles de minéraux ont été réalisées sur une microsonde électronique Cameca SX50 (Service Commun de Microanalyse de la Faculté des Sciences de l'Université Henri Poincaré). Les différents minéraux ont été analysés sur des lames minces polies, métallisées au carbone. Les conditions analytiques dépendent des éléments à analyser et de la

roche. Les minéraux analysés au cours de cette étude ont été uniquement des silicates, les conditions analytiques ont été semblables quelle que soit la nature de la roche considérée, c'est-à-dire un courant primaire de 10nA pour une tension d'accélération de 14kV. Les données obtenues, permettent de montrer les variations de composition entre différentes générations de minéraux de la même famille, notamment les phyllosilicates. Ceux-ci sont également utilisés afin de définir des contraintes thermométriques ou thermobarométriques relatives aux différents épisodes de circulations de fluides.

- **Analyse microstructurale**

Une étude détaillée de la distribution des inclusions fluides par rapport aux microstructures des minéraux hôtes a été effectuée à l'aide d'un microscope optique. Cette étude a été effectuée sur les lames minces des échantillons étudiée par microthermométrie sur lame épaisse. Cette partie de l'étude permet de mettre en évidence la chronologie relative des différentes générations d'inclusions fluides. Ainsi on arrive bien à distinguer des fluides qui ont été piégés lors de la déformation ductile par rapport à ceux qui ont été piégés plus tardivement lors de la déformation fragile. L'utilisation de la platine universelle permet la caractérisation de l'orientation des axes cristallographiques (exemple du quartz : Figure II - 3) des minéraux hôtes des IF et des plans d'IF.

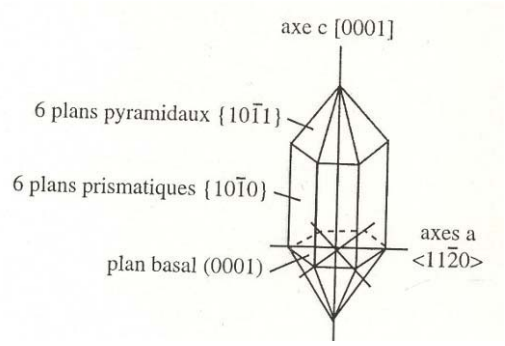


Figure II - 3 : Cristallographie sommaire du quartz. Système rhomboédrique (réseau hexagonal)

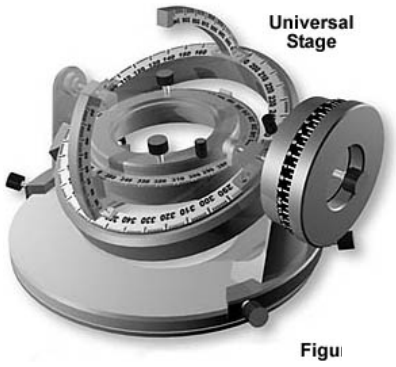


Figure II - 4: Représentation de la platine universelle et ces 4 axes.

La platine universelle couplé à un microscope optique permet de tourner la lame mince, une fois fixée en position fondamentale autour de 4 axes. Le principe consiste à placer le grain de quartz dont on veut déterminer l'orientation de l'axe c, sous le microscope et de tourner la platine selon les différents axes. D'abord la lame est fixée et orientée en E-W en position horizontale (plan xy). On cherche l'extinction gris clair vers jaune clair et non celle de gris clair vers gris foncé. Une fois, l'extinction atteinte on fixe la platine dans le plan xy et on tourne dans le plan z afin de retrouver l'extinction du grain de quartz. Si cette position est bien parallèle à l'axe c, en tournant la platine à nouveau dans le plan xy, l'extinction devrait rester constante. Si tel est le cas on note les valeurs de la position xyz de la lame et on reporte le pôle du plan ainsi déterminé dans le Canevas de Schmidt (hémisphère inférieure). La mesure des plans de fracture peut-être également réalisée par cette technique en cherchant à placer le PIF en position de finesse (où il montre le minimum d'épaisseur/ouverture). L'angle ainsi obtenu correspond au pendage du PIF et l'orientation est lue en mettant la lame parallèle à l'axe N-S. Une autre technique plus souple pour la mesure des PIF sera exposée dans la partie suivante. L'avantage de coupler les deux mesures (axe c et PIF) permet de vérifier grain par grain les relations entre distribution des PIF et axes cristallographiques. Ceci n'est pas possible quand on utilise des techniques modernes comme l'EBSD (Electron Back-Scattered Diffusion) car on cumule les données de tous les axes c d'une lame mince entière sur un stéréogramme.

- **Cathodoluminescence (CL)**

Cette technique permet de différencier les différentes phases de cristallisation d'un seul minéral (Barker and Kopp, 1991; Marshall, 1988). Cette technique est appliquée sur des surfaces polies de l'échantillon et consiste en un bombardement par un faisceau d'électrons qui excite le niveau d'énergie extérieur des électrons au sein de l'échantillon. L'émission de photons résultante produit une luminescence du minéral avec des variations de la longueur d'onde (couleur) et d'intensité de luminescence qui traduisent une fonction complexe des éléments trace en substitution et des défauts cristallins. Lors de cette étude nous avons utilisé deux types de CL ; (1) CL liée à un microscope optique (cathode froide) qui opère avec des courants de faisceau d'électrons élevés qui sont généralement utilisé pour observer les phases minérales à luminescence élevée comme les carbonates, et les feldspaths ; (2) CL lié à un MEB (Microscope électronique à balayage) qui opère avec des courants de faisceau d'électrons moins élevés, ce qui la rend particulièrement intéressante pour étudier les microstructures à l'échelle des inclusions fluides dans les quartz (Boiron et al., 1992). Dans le cas de l'utilisation de la deuxième méthode, la lame doit être métallisée.

II.2.4 Étude des plans d'inclusions fluides (PIF)

Les plans d'inclusions fluides consistent en un alignement d'inclusions fluides selon une direction bien déterminée. Ces plans résultent de la cicatrisation de fractures ouvertes et sont les témoins fossiles des chemins d'écoulements fluides (Lespinasse and Pecher, 1986; Roedder, 1984). Ces marqueurs structuraux sont assimilés à des fractures de mode I (Atkinson, 1987) et forment ainsi un réseau géométriquement lié à l'orientation des contraintes principales () (Tuttle, 1949 ; Wise, 1964, Lespinasse and Pecher, 1986). L'orientation de ces fissures est parallèle à la direction principale de compression σ_1 et perpendiculaire à σ_3 (Figure II - 5).

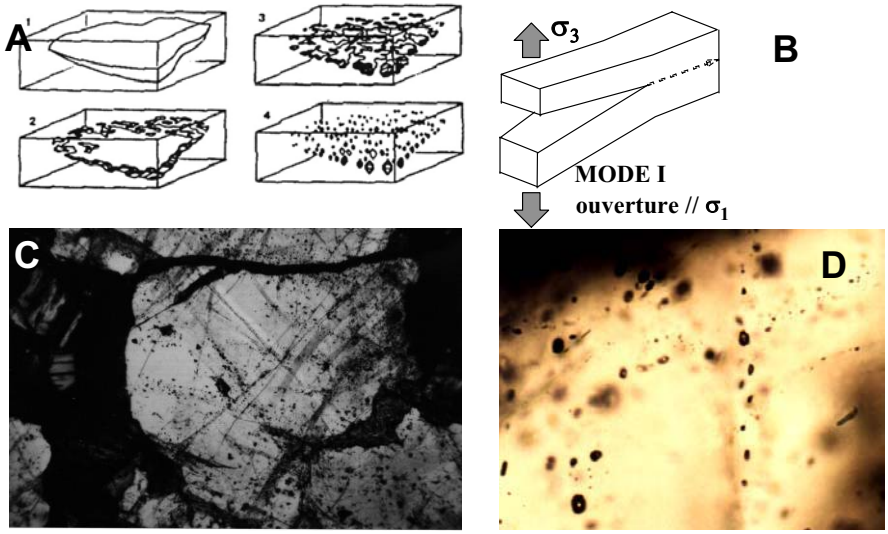


Figure II - 5 A. Modèle de formation des plans d'inclusions fluides (d'après Roedder, 1984). **B.** Mode d'ouverture des plans d'inclusions fluides qui sont assimilés à des fractures de mode I (Atkinson, 1987). **C** et **D**. Vue en lame épaisse de plans d'inclusions fluides.

L'utilisation des plans d'inclusions fluides en géologie structurale est développée dans les papiers de Pêcher (1985), Lespinasse and Pêcher (1986), Kowallis et al. (1987), Laubach (1989), Ploegsma (1989), Ren et al. (1989), Cathelineau et al. (1990), Cathelineau et al. (1993), Lespinasse et Cathelineau (1995), André et al. (1999) , Lespinasse (2000) et Dezayes et al. (2000).

Méthodologie d'étude

L'analyse de la géométrie des plans d'inclusions fluides débute par l'acquisition d'échantillons orientés (Figure II - 6). L'étude de lames épaisses orientées taillées à partir de ces échantillons permet d'étudier les plans d'inclusions fluides par analyse d'images et d'en déduire leurs paramètres géométriques tels que orientation (direction et pendage), longueur, et épaisseur (Lespinasse et al.,

2005). L'étude de la distribution des inclusions fluides par rapport aux microstructures du minéral hôte permet de distinguer différentes populations d'inclusions fluides selon les critères établis par Touret (2001), Van Den Kerkhof and Hein (2001) et (1983).

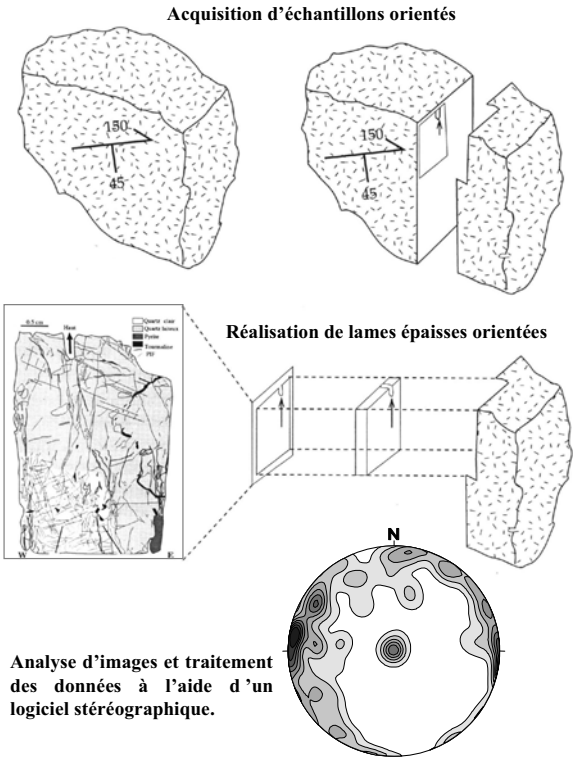


Figure II - 6: Schéma montrant les trois étapes cruciales nécessaires pour la réalisation de cartographies des plans d'inclusions fluides.

II.2.5 Microthermométrie

Une étude microthermométrique consiste en la mesure des températures de changement de phases qui interviennent dans une inclusion fluide lorsqu'elle est soumise à un refroidissement ou à un réchauffement. Le matériel utilisé est un microscope optique à transmission équipé d'une platine microthermométrique Chaixmeca (Poty et al., 1976). Cette platine permet de refroidir (azote liquide) jusqu'à –180°C et de chauffer (résistance électrique) jusqu'à +600°C. Les mesures à froid et à chaud ont également été obtenues sur une platine Linkam MDS 600. Pour les deux types d'appareillages de mesure microthermométriques, une calibration à basse et à haute température est nécessaire. A basse température, l'étalonnage des platines est effectué à l'aide d'inclusions fluides naturelles à CO_2 pur ($ThCO_2$ = -56,6°C) et synthétiques à H_2O-NaCl pour lesquelles la glace fond à -0,4°C. A haute température l'étalonnage é été effectué à l'aide d'inclusions synthétiques de référence.

Les différents changements de phase observés sont :

- Te : la température de l'eutectique du système eau-sel, qui correspond au début de fusion de la glace, renseigne qualitativement sur la nature des sels dissous dans la phase aqueuse (Crawford, 1981) tels que NaCl, $CaCl_2$, KCl…

- Tm_{ice} : la température de fin de fusion de la glace correspond à la disparition du dernier cristal de glace après congélation et à la remontée progressive de la température (liquidus). Elle permet de quantifier la salinité totale connaissant le système de référence. Elle permet d'estimer une salinité en poids pour-cent équivalent NaCl (pds % éq. NaCl) (Potter et Clynne, 1978; Bodnar, 1993) dans le cas d'inclusions fluides ne contenant pas d'espèces volatiles et si la Tm_{ice} < -21°C. Dans le cas où le fluide comporte des volatils (CO_2, H_2S, N_2, CH_4,…), la température de fusion de la glace peut conduire à des surestimations de salinité. En effet, la formation d'hydrates de gaz ($CO_2.5.75H_2O$ par exemple) par absorption d'une partie de l'eau va augmenter la salinité des inclusions fluides. (Collins, 1979; Ramboz, 1980; Hedenquist et Henley, 1985).

Tm_{CO_2} : la température de fusion du CO_2 donne des indications sur le degré de "pureté" du CO_2. Une température inférieure au point triple du CO_2 (-56,6°C) indique la présence de volatils autres que le CO_2 dans la phase aqueuse (CH_4, N_2, H_2S…).

Th_{CO_2} : la température d'homogénéisation du CO_2 correspond à l'homogénéisation des phases carbonées liquide et vapeur en une phase unique et apporte des indications sur la densité du fluide (Valakovitch et Altunin, 1968).

Tm_{cl} : la température de fusion des clathrates (hydrates) donne des informations sur la salinité de la phase aqueuse et sur la pureté du CO2 dans le cas des fluides aquo-carboniques.

Th : la température d'homogénéisation totale des phases liquide et vapeur d'une inclusion en une phase unique (liquide, vapeur ou critique) renseigne sur la densité du fluide. Ce dernier changement de phase peut intervenir avant ou après la disparition du cube de sel dans le cas d'une inclusion à salinité élevée. Cette température correspond à la température minimale de piégeage du fluide. Dans le cas d'une évidence d'ébullition, la Th globale correspond exactement à la température de piégeage du fluide.

Tm_{halite} : Cette température correspond à la température de fusion du cube de sel et donne une information sur la salinité pour ces inclusions très salées (Bodnar et al., 1992).

%volatils: Ce rapport correspond au volume de phase vapeur / volume total de l'inclusion et ce à température ambiante. C'est un des paramètres les plus difficiles à quantifier. Même si des méthodes assez récentes (Pironon et al., 1998) permettent désormais de caractériser précisément ce rapport, en routine, il est estimé visuellement à partir de l'abaque donné par Roedder (1984) pour les inclusions fluides où l'eau liquide est visible.

La typologie des fluides mis en évidence lors de cette étude est détaillée dans la partie V.

II.2.6 Spectroscopie Raman

La spectroscopie Raman est une spectroscopie moléculaire vibrationnelle. L'effet Raman est détectable lorsqu'un milieu est éclairé par un faisceau de lumière monochromatique en général du domaine visible. Cette radiation excitatrice provient d'une source laser (en général laser à argon ionisé à 488 ou 514.5 nm). La majeure partie des photons constituant cette radiation est réfléchie, absorbée ou transmise, alors qu'une partie est diffusée dans toutes les directions de l'espace. La plupart de ces photons ont la même fréquence que le rayonnement excitateur (diffusion Rayleigh ou diffusion élastique). Cependant pour certains photons diffusés, on observe un changement de fréquence qui correspond à l'effet Raman (diffusion inélastique). L'interaction d'un rayon incident avec l'échantillon provoque des gains ou des pertes d'énergie qui se traduisent par des écarts aux fréquences de vibrations actives en Raman et caractéristiques de la molécule considérée. Le spectre Raman alors obtenu oppose l'intensité de la diffusion et la perte d'énergie exprimée en longueur d'onde (cm^{-1}) par rapport à la radiation source. Les pics correspondent au mode de vibration des espèces contenues dans l'échantillon (G. Turrell and J. Corset, 1996, McMillan, 1985; McMillan, 1989).

La spectroscopie Raman est la seule technique d'analyse ponctuelle non destructive utilisée pour la détermination de la composition de la phase volatile des inclusions fluides ainsi que pour l'identification de certains solides ou espèces en solutions présentant une liaison moléculaire. Un nombre limité d'espèces peuvent être analysées quantitativement par spectroscopie Raman notamment les gaz polyatomiques et certaines espèces polynucléaires en solution (Dubessy et al., 1989).Cependant, de nombreuses espèces peuvent être aussi identifiées qualitativement. Les principales espèces classiquement analysées sont :

- les gaz : constituants majeurs, CO_2, CH_4, N_2, et mineurs, H_2S, H_2, O_2, CO, COS, SO_2, C_2H_6, C_3H_8.
- les solides à température ambiante : carbonate, sulfate, phosphate, oxydes, silicates, etc. Cependant NaCl, KCl ne sont pas actifs en spectroscopie Raman et ne sont pas identifiables par cette technique.

- Les solides formés à basse température : hydrate de gaz (CO_2, CH_4, N_2, H_2S), hydrates de sels (Na,K,Ca,Mg,Li) (Dubessy et al., 1982 ; Dubessy et al., 1992). La détermination des sels présents en solution est importante pour le choix du système H2O-sels utilisé pour une interprétation semi-quantitative des fusions en terme de salinité des fluides.
- Les espèces en solution tels que les sulfates (HSO_4^-, SO_4^{--}), les carbonates (HCO_3^-, CO_3^{--}). La concentration en sulfates et bisulfates ainsi que le pH ont pu être déterminés grâce à l'analyse par spectroscopie Raman des ions polyatomiques tels que HSO_4^- et SO_4^{--}présents dans les inclusions fluides (Dubessy et al., 1992, Boiron et al., 1998). La limite de détection des sulfates est de l'ordre de 0.05 molal.

L'ion chlorure est un ion briseur de liaison hydrogène, ce qui modifie la forme de la bande de l'eau. La calibration de la modification du spectre Raman de l'eau en fonction de la concentration de la solution en chlorure et du type d'ion (Na, K, Ca, Mg,…) permet d'obtenir une quantification de la chlorinité de l'inclusion fluide (Mernagh et Wilde, 1989, Dubessy et al., 1997).

II.2.7 Reconstitution P-V-T-X

Les données microthermométriques associés aux fractions molaires des différents gaz obtenues par spectroscopie Raman sont nécessaires pour reconstruire l'évolution P-V-T-X de l'inclusion fluide étudiée. Le volume molaire de la phase volatile est déduit d'après les fractions molaires des différents gaz analysés au Raman. La détermination de la composition et de la densité globale des inclusions fluides est calculée à l'aide des modèles d'équilibres liquide/vapeur et de la stabilité des chlatrates (Bakker, 1997; Thiery et al., 1994). Les isochores sont calculées en utilisant les équations d'état de Bowers & Helgeson (1983) revue par (Bakker, 1999) pour le système H_2O-CO_2-CH_4-N_2-NaCl. Pour les inclusions aqueuses peu denses en gaz, l'équation d'état de Zhang & Fantz (1987) est utilisée.

Les isochores permettent d'estimer les conditions minimales de piégeage. Le recoupement de ces données avec les assemblages minéralogiques, de géologie structurale et de thermochronologie entre autres, permet une estimation affinée des conditions réelles de piégeage des fluides.

II.2.8. Analyse des isotopes stables δC^{13} et δD des inclusions fluides au spectromètre de masse des inclusions fluides par la technique de « crushing »

La géochimie des isotopes stables est utilisée dans l'étude des circulations de fluides car elle offre les possibilités suivantes :

- Déterminer les conditions et mécanismes de formation d'une roche ou d'un minéral.

Établir la source d'un magma, sédiment, minéralisation, pétrole, eau ou de fluides métamorphiques, géothermiques ou minéralisateurs.

- Regarder les effets contaminants des interactions eau-magma, magma-roche encaissante, eau-roche.
- Utiliser les isotopes en tant que géothermomètre de roches, minéralisations, systèmes aqueux, paléoclimats.

Généralités sur les isotopes stables (C, O et H) et distribution géologique

Avant de faire l'inventaire des processus de fractionnement des isotopes stables en relation avec l'activité géologique, quelques rappels vont être effectués sur le principe de la géochimie isotopique et les propriétés des différents isotopes stables que sont l'oxygène, l'hydrogène et le carbone.

- **Généralités**

La géochimie isotopique est basée sur le principe d'un fractionnement entre différents isotopes d'un même élément soumis à des changements physico-chimiques. Ce fractionnement varie inversement avec la température et la pression. En raison de la faiblesse des variations naturelles des rapports isotopiques ainsi que de l'ampleur des fractionnements expérimentaux, le fractionnement entre deux isotopes est généralement exprimé par la variation δ du rapport R d'un isotope lourd (rare) à un isotope léger (abondant) par rapport à un standard :

$$\delta = [(\frac{\text{Réchantillon}}{\text{Rstandard}}) - 1] * 10^3$$

Dans le cas de l'oxygène et de l'hydrogène, les fractionnements isotopiques, notés respectivement $\delta^{18}O$ et δD sont obtenus en comparant les rapports $^{18}O/^{16}O$ et $^{2}D/^{1}H$ observés à ceux de l'eau de mer (SMOW = Standard Mean Ocean Water; Craig, 1961). Pour le carbone, il est noté $\delta^{13}C$ ($^{13}C/^{12}C$) et est obtenu par comparaison à la bélemnite PDB. Ces δ s'expriment en ‰ et on peut les mesurer avec des précisions supérieures à ± 3 ‰ pour δD et souvent supérieures à ± 0,1 ‰ pour les autres éléments.

Les isotopes du carbone

- **Généralités**

Les isotopes du carbone sont au nombre de trois : ^{12}C (98,89 %), ^{13}C (1,11%) et ^{14}C qui est radioactif. L'abondance de ^{13}C dans différents environnements géologiques est présentée dans la Figure II - 7. Les valeurs de $\delta^{13}C$ sont relativement variables dans les environnements de hautes températures comme les météorites (-12 à +9 ‰) et les roches ignées (-10 à 3 ‰). Les compositions de calcaires marins présentent des valeurs beaucoup plus resserrées proches de 0‰ ce qui est attendu puisque

le standard du carbone (PDB) est une calcite d'origine marine. Les fractionnements qui accompagnent les réactions photosynthétiques du CO_2 atmosphérique ou hydrosphérique pour former le carbone organique entraînent un appauvrissement en $\delta^{13}C$ dans les plantes marines, ce qui se retrouve dans les sédiments carbonés, le charbon et le pétrole. Les données sur les carbonates hydrothermaux montrent des valeurs très peu variables et légèrement appauvries en $\delta^{13}C$ (-11 à 1 ‰) malgré la variabilité dans les textures des minéraux hôtes et le mode d'occurrence.

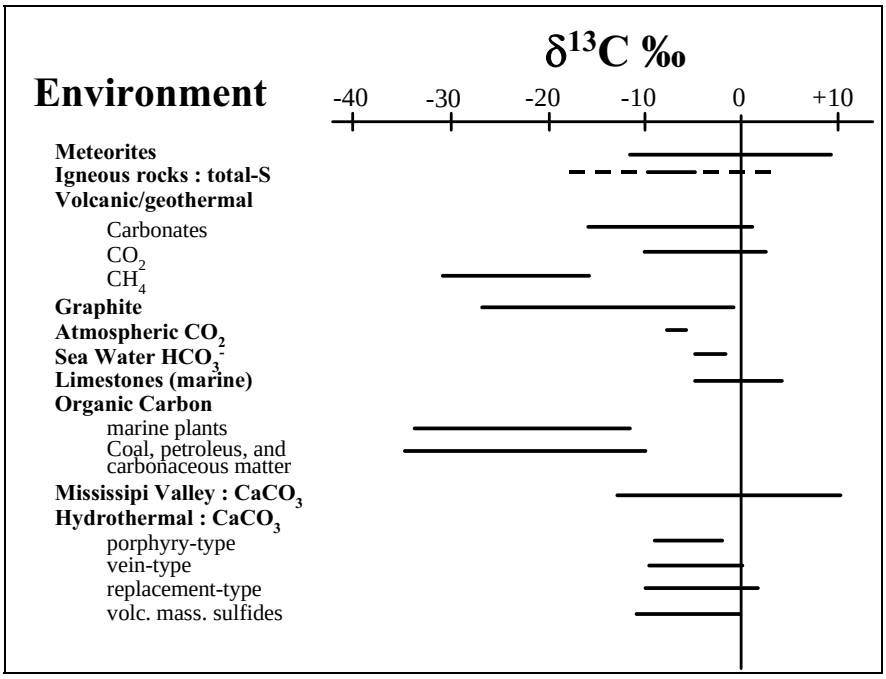


Figure II - 7: Distribution du δ13C dans différents environnements géologiques (d'après les données compilées dans Field et Fifarek, 1985).

Les isotopes de l'hydrogène et de l'oxygène

- **Généralités**

L'hydrogène possède 3 isotopes : ^{1}H (99,9844 %), ^{2}D (0,0156 %) et ^{3}H ou tritium, radioactif (T=12,5 ans). L'oxygène possède également trois isotopes mais tous stables : ^{16}O (99,763 %), ^{17}O (0,0375 %) et ^{18}O (0,1995 %).

Les abondances isotopiques de l'oxygène dans différents types d'environnements sont proposées dans la Figure II - 8. Les valeurs des roches ultramafiques sont similaires à celles des météorites ce qui est cohérent avec une origine présumée mantellique. Les roches plus acides sont ensuite progressivement enrichies en ^{18}O en allant des basaltes aux rhyolites. Cette tendance est compatible avec les fractionnements observés entre les minéraux constitutifs de ces roches où les valeurs de $\delta^{18}O$ sont plus élevées dans les quartz, carbonates et feldspaths alcalins, intermédiaires dans les plagioclases, les micas et les minéraux ferro-magnésiens et faibles pour les oxydes de Fe-Ti. Une

tendance similaire est observée dans les roches sédimentaires avec une diminution de $\delta^{18}O$ des cherts au argiles en passant par les carbonates.

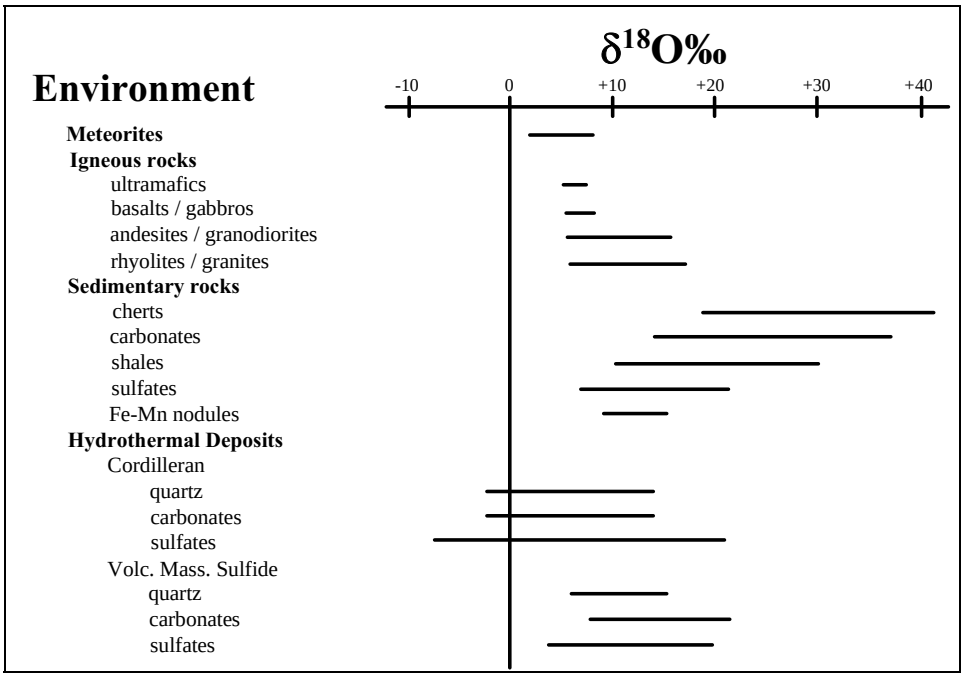


Figure II - 8: Distribution du δ 18O dans différents environnements géologiques (d'après les données compilées dans Field et Fifarek, 1985).

- **Variation isotopique dans les eaux naturelles**

L'eau est le constituant dominant des fluides. La connaissance de ses origines est donc fondamentale dans toute étude des circulations de fluides. Ce paragraphe va présenter les variations isotopiques de tous les fluides susceptibles de circuler dans le contexte géodynamique du site étudié (Field et Fifarek, 1985; Taylor, 1987).

- **Pour les eaux météoriques,** tout d'abord, Craig (1961) et Taylor (1987) ont montré que les variations isotopiques de H_2O dans l'eau de pluie, la neige, la glace, les rivières, les lacs, etc… et la plupart des eaux souterraines de faible température étaient contrôlées par l'équation suivante (Figure II - 9) :

$$\delta D = 8\,\delta^{18}O + 10 \text{ (en ‰)}$$

Cette relation linéaire entre δD et $\delta^{18}O$ est liée au fait que la condensation de H_2O de l'atmosphère terrestre est un processus à l'équilibre et que le fractionnement de D/H est proportionnel à celui de $^{18}O/^{16}O$.

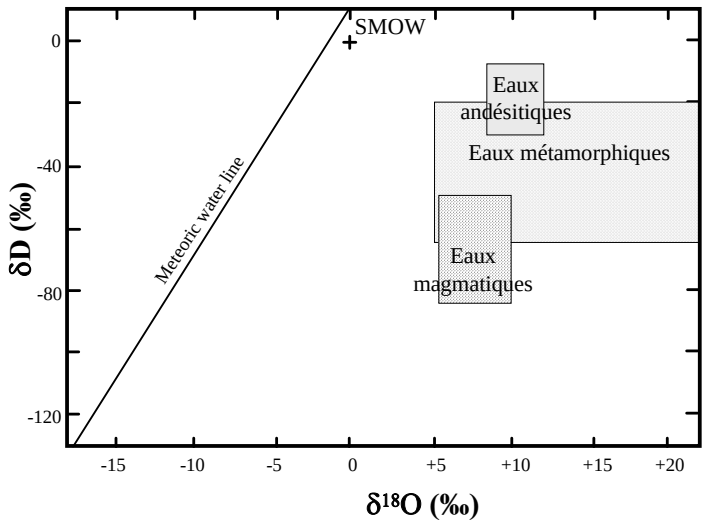


Figure II - 9: Distribution deδD et δ18O de différentes eaux : eaux de mer, ligne des eaux météoriques, eaux magmatiques et eaux métamorphiques (d'après Field et Fifarek, 1985).

- **Les eaux océaniques** actuelles présentent une valeur uniforme de δD et $\delta^{18}O$ de 0 ‰ en relation directe avec la définition du standard (Craig, 1961). Seule la mer Rouge (Craig, 1966), où l'évaporation est forte et la salinité élevée, possède des valeurs de δD et $\delta^{18}O$ respectivement de +11 ‰ et +2 ‰. Les compositions isotopiques de l'eau de mer ont très peu varié au cours des temps géologiques (δD de –10 à 0 ‰ et $\delta^{18}O$ de –1 à 0 ‰) et ces valeurs sont ainsi considérées comme constantes dans le temps au moins depuis 150 millions d'années (Barnes, 1979).
- **Les eaux métamorphiques** ont des compositions isotopiques assez variables pour le deutérium (-20 à –65 ‰) et encore plus étendues pour $\delta^{18}O$ (+5 à +25 ‰) (Figure II - 9).
- **Les eaux des magmas juvéniles d'origine mantellique** ont des signatures isotopiques très uniformes avec des $\delta^{18}O$ de +5,5 à +10 ‰ et des δD de –50 à –85 ‰ (Figure II - 9).

<u>Technique analytique (extraction et analyse au spectromètre de masse)</u>

Cette technique à été élaborée depuis le début des années 70 (Rye et al., 1976) et améliorée depuis (France-Lanord et al., 1988). Cette technique analytique se subdivise en plusieurs étapes :

- **Préparation des tubes en inox :** (1) chauffer au bec bunsen afin de faire évaporer toutes les impuretés susceptibles d'être libérés lors de l'écrasement du tube ; (2) peser 4 à 6g de quartz et placer dans le tube avec un bouchon de laine de quartz pour éviter les éclats lors de l'étape de l'écrasement ; (3) vérifier qu'il n'y a pas de fuites une fois le raccord en verre avec

une vanne fixé sur le tube à l'aide d'un petit spectromètre de masse quadripôle détecteur d'He ; (4) fixer l'ensemble à la ligne d'extraction en verre pour faire le vide en chauffant le tube jusqu'à 110°C pendant 12h afin de garantir un bon vide et l'extraction de toute l'eau qui n'est pas piégée dans les inclusions fluides ;

- **Écrasement du tube en inox** sous vide par une presse hydraulique. Le fluide piégé dans le quartz est ainsi libéré.
- **Extraction de l'ensemble des fluides libérés dans une ligne d'extraction en verre** : (1) un piège à froid à azote liquide (-170°C) permet de fixer l'eau et le CO_2 qu'on cherche à analyser et de rejeter tous les autres gaz non condensables (CH_4, H_2S,…) ; (2) en remplaçant le piège à N_2 liquide par un piège de mélange entre alcool et N_2 liquide (-80°C) le CO_2 est libéré tout en gardant l'eau piégée ; (3) ce CO_2 est piégé au bout de la ligne à l'aide d'un autre piège à froid à N_2 liquide ; (4) le volume de CO_2 (µmol) est mesuré dans une portion de verre à volume connu pour finir par être définitivement piégé dans un tube en verre qu'on peut brancher sur le spectromètre de masse ; (5) une fois le CO_2 piégé on enlève le piège à froid pour libérer l'eau ; (6) l'eau passe à travers un four à uranium (800°C) pour permettre sa réduction afin de pouvoir obtenir l'H_2 qu'on cherche à analyser ; (7) à l'aide d'une pompe à Hg, l'H_2 ainsi libéré est poussé dans le tube pourvu pour les analyses au spectromètre tout en mesurant le volume de H_2.
- **Mesure du $\delta^{13}C$ et du δD au spectromètre de masse au CRPG**

II.2.9 Analyses LA-ICP-MS sur inclusions fluides individuelles

La technique LA-ICP-MS (Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectroscopy) qui est destructive et permet d'atteindre l'inclusion en profondeur puis d'analyser les éléments contenus dans la phase liquide. De nombreux éléments, les alcalins, les alcalino-terreux ou les métaux, sont ainsi analysables sans préparation (un simple fragment de lame épaisse suffit), et à pression atmosphérique sous un flux d'argon. En général on choisit une douzaine d'éléments qui permettent de bien discriminer les différents types de fluides, sachant que la microthermométrie aura déjà donné des indications sur la chimie des fluides. Nous avons choisi une paire d'éléments majeurs ainsi que des éléments accessoires pour déterminer les caractéristiques des inclusions fluides analysées. Il s'agit des éléments Na, K, Mg, Ca, Ba, Sr, Li, B, Fe, Cu, Zn et Pb. L'ablation du quartz afin de pouvoir ouvrir les inclusions fluides individuelles est effectuée par un laser 193nm ArF GeoLas Q Plus exciplex couplée à un Agilent 7500c quadrupôle ICP-MS (Université de Leeds). Des standards de verre synthétique provenant du National Institute of Standards and Technology (NIST) ont été utilisés (200 pulses à 5Hz et 10 J·cm^{-2}) pour calibrer les différentes masses au niveau de l'ICP-MS. La taille du point

d'analyse varie entre 15 et 50 µm selon la taille des inclusions et le temps de creusage est de 5ms pour chaque élément analysé. Un série de tirs dure 400s et en général on peut ouvrir 8 à 10 inclusions par série. Les résultats sont donnés sous forme de spectres qu'il faudra intégrer un par un pour chaque inclusion à l'aide du logiciel Mathlab et l'application «Sills». Cette intégration est subjective car il faut faire abstraction des pics parasites qui ne semblent pas faire partie de l'inclusion. Les résultats obtenus sont des rapports d'intensité de raies d'émission optique d'un élément par rapport au Na. Des courbes de calibrage de rapports de concentrations d'éléments (Na/K, Na/Mg, Na/Ca, Na/Li, Na/Sr, Na/Fe, Na/Pb,…) réalisées à l'aide du standard permettent de connaître les rapports massiques et molaires du fluide piégé. Dans le cas de minéraux autres que le quartz, comme la barytine, le grenat et le béryl, il a fallu faire abstraction du signal de la matrice qui contient déjà certains éléments analysés.

La chlorinité et les rapports cationiques déterminés grâce aux analyses microthermométriques et LA-ICP-MS sont utilisés pour calculer la composition en sels des inclusions fluides individuelles. En considérant tous les cations mesurés (Li^+, B^{3+}, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Fe^{2+}, Cu^{2+}, Zn^{2+}, Sr^{2+}, Ba^{2+} et Pb^{2+} et l'anion majeur Cl^-, on peut écrire la relation molaire suivante :

$mCl^- = mLi^+ + 2/3mB^{3+} + mNa^+ + 2mCa^{2+} + 2mMg^{2+} + mK^+ + 2mFe^{2+} + 2mCu^{2+} + 2mZn^{2+} + 2mSr^{2+} + 2mBa^{2+} + 2mPb^{2+}$ (1)

Calcul du nombre de moles de Na^+ :

$nNa^+ = nCl^-/(1+ (mLi/mNa) * (MNa/MLi) + 2/3 (mB/mNa) * (MNa/MB) + … + 2(mPb/mNa) * (MNa/MPb)$ (2)

Exemple de calcul des données absolues en moles :

$nLi^+ = nNa^+ * (mLi/mNa)*(MNa/MLi)$

Pour passer des nombres de moles en ppm il faut multiplier n par la masse molaire (exemple : Li(ppm) = nLi * MLi *1000)

M = masse molaire ; m = masse ; n = nombre de moles

En utilisant les concentrations en ppm, la chlorinité, les rapports molaires, les données absolues en moles, la température d'homogénéisation de l'inclusion analysée on peut établir une multitude de graphiques binaires dont certains seront discriminants et explicités dans la partie VI.

PARTIE III : CONTEXTE GEODYNAMIQUE DANS LE DOMAINE EGEEN

III.1 Convergence/accrétion et extension/amincissement

La chaîne de montagne du système Alpin au sens large s'étend depuis l'extrémité Sud-Ouest du continent européen avec la chaîne des Bétiques jusqu'à l'extrémité Est du continent asiatique avec la chaîne Himalayenne sur à peu près 15.000km. Le domaine égéen, qui comprend les îles de Crête, des Cyclades et du Dodécanèse ainsi que la mer Égée et la mer de Crête fait partie de cette chaîne (Burchfiel, 1980; Cadet et al., 1980; Dercourt et al., 1993). Les Cyclades, dont fait parie l'île de Naxos, sont localisées entre les plaques Africa et Eurasia en collision pendant l'orogenèse alpine (Figure III-1). . Les îles font partie de la plaque anatolienne, qui est constituée de matériel crustal accrété au niveau de la partie Sud de la plaque Eurasia (Smith et Woodcock, 1982). La croûte océanique méditerranéenne appartenant à la partie Nord de la plaque Africa est subductée sous la plaque anatolienne le long de la fosse hellénique (actuellement au Sud de la Crête) depuis le Miocène (Spakman et al. 1988, Jacobshagen et al. 1978, Burchfiel 1980, Robertson et Dixon, 1984, Robertson, 1996). L'ensemble de cette zone a subi un raccourcissement de 200 à 400km pendant la migration de la zone de subduction hellénique depuis le Nord (Rhodope) jusqu'à l'emplacement actuel au Sud de la Crête (Schermer et al 1990). Cependant, malgré le fait d'être en contexte de convergence entre ces deux grandes plaques (Africa et Eurasia) (Dewey et Sengor, 1979; Le Pichon et al., 1988), la croûte égéenne a été étirée et amincie par un facteur de 2 depuis le Miocène (McKenzie, 1978a). Cet amincissement crustal à été interprété comme étant le résultat du retrait de la plaque plongeante vers le Sud depuis le début de la subduction enregistrée au Nord (massif du Rhodope) (Jolivet, 1994) et des effets de l'extrusion du bloc anatolien vers l'Ouest (Kempler et Garfunkel, 1994).

Il y a eu donc deux processus se succédant dans le temps et dans l'espace, à savoir :

- l'épaississement crustal en réponse à l'accrétion de matériel crustal (jusqu'à 50-60km) (Bonneau, 1982; Bonneau et Kienast, 1982; Dürr et al., 1978)
- l'amincissement crustal engendrée par l'extension au sein du prisme orogénique (25 à 30km d'épaisseur) (Gautier et Brun, 1994a; Gautier et al., 1993; Jolivet et Patriat, 1999; Lister et al., 1984).

Les roches enfouies lors de la subduction jusqu'à atteindre le métamorphisme typique du faciès Schiste Bleu (Bonneau 1980; Avigad et Garfunkel 1991) ont été exhumées sous la forme de trois ceintures de haute pression –basse température (HP-BT) (Figure III- 2) :

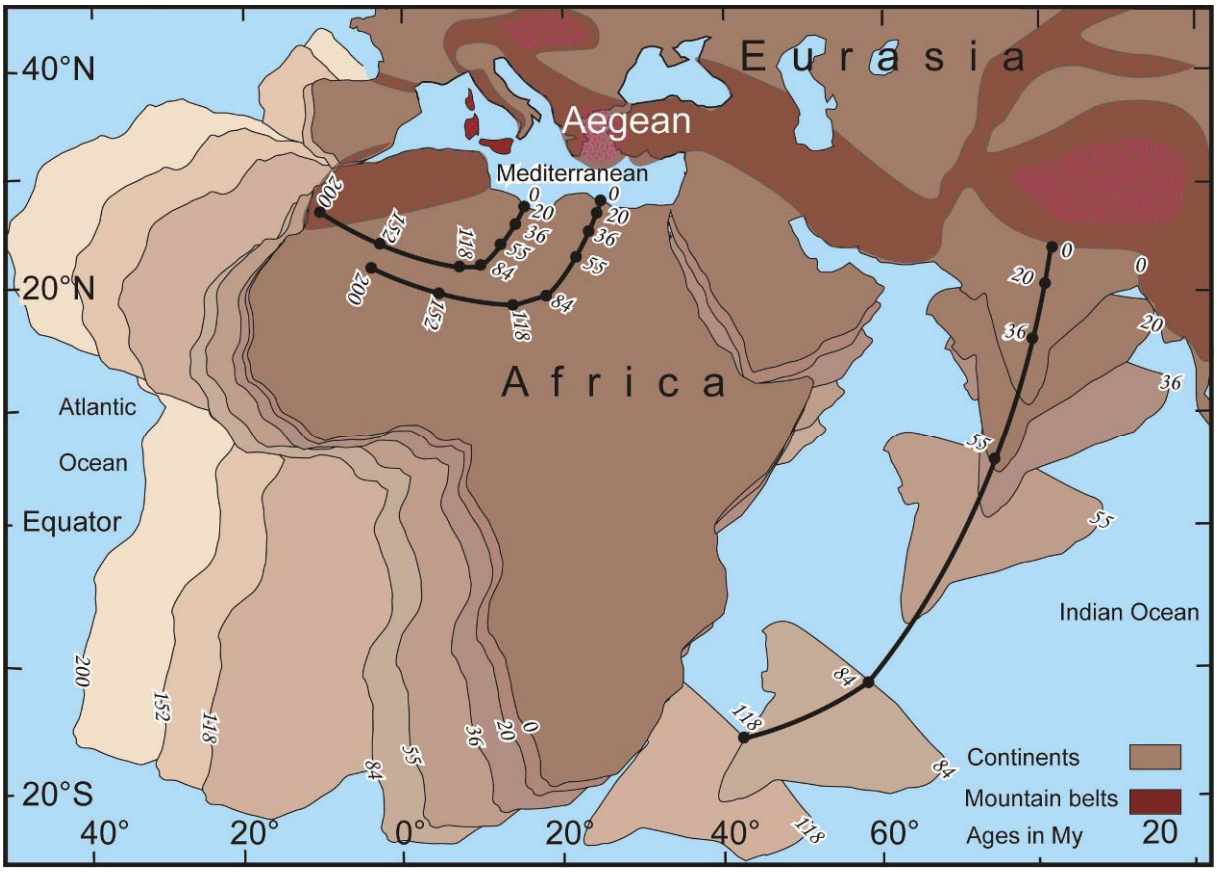


Figure III- 1: Convergence des plaques Afrique-Inde/Eurasie et évolution de la chaîne alpine s.l.
Les positions successives des plaques Afrique-Inde par rapport à l'Eurasie sont enregistrées par les paléopôles magnétiques de ces blocs continentaux au cours des temps géologiques (en millions d'années). Une des conséquences de cette convergence est la formation de la chaîne alpine au sens large qui s'étend depuis les Pyrénées jusqu'à la chaîne himalayenne en passant par les Alpes s.s. et le domaine égéen. Les domaines ayant subi une fusion partielle en profondeur sont représentés en pointillé rouge.

1) en Crête et dans le Péloponnèse (Seidel et al 1982 ; Theye et Seidel 1991) daté à 25 Ma (Jolivet et al 1996)

2) dans les Cyclades (Bonneau et Kienast, 1982), dans la zone Pélagonienne, le Massif de Menderes (Rimmele, 2003) et daté à 50 Ma (Wijbrans et McDougall, 1986)

3) dans le massif du Rhodope datée à 120 Ma (Liati et Seidel, 1996; Wawrzenitz, 1997) (âges de 70 à 75 Ma ??)

Lors des phases d'extension et d'amincissement crustal suivant les phases d'accrétion crustale, ces roches de HP-BT sont exhumées alors que des roches de haute température-basse pression (HT-BP) se forment en base de croûte (Gautier et al., 1990a; Jolivet, 1994; Lister et al., 1984, Vanderhaeghe et al., 1999) (Figure III- 2). Ces migmatites formées lors du métamorphisme du faciès Amphibolite (Buick et Holland, 1989b; Jansen et Schuiling, 1976) sont également exhumées :

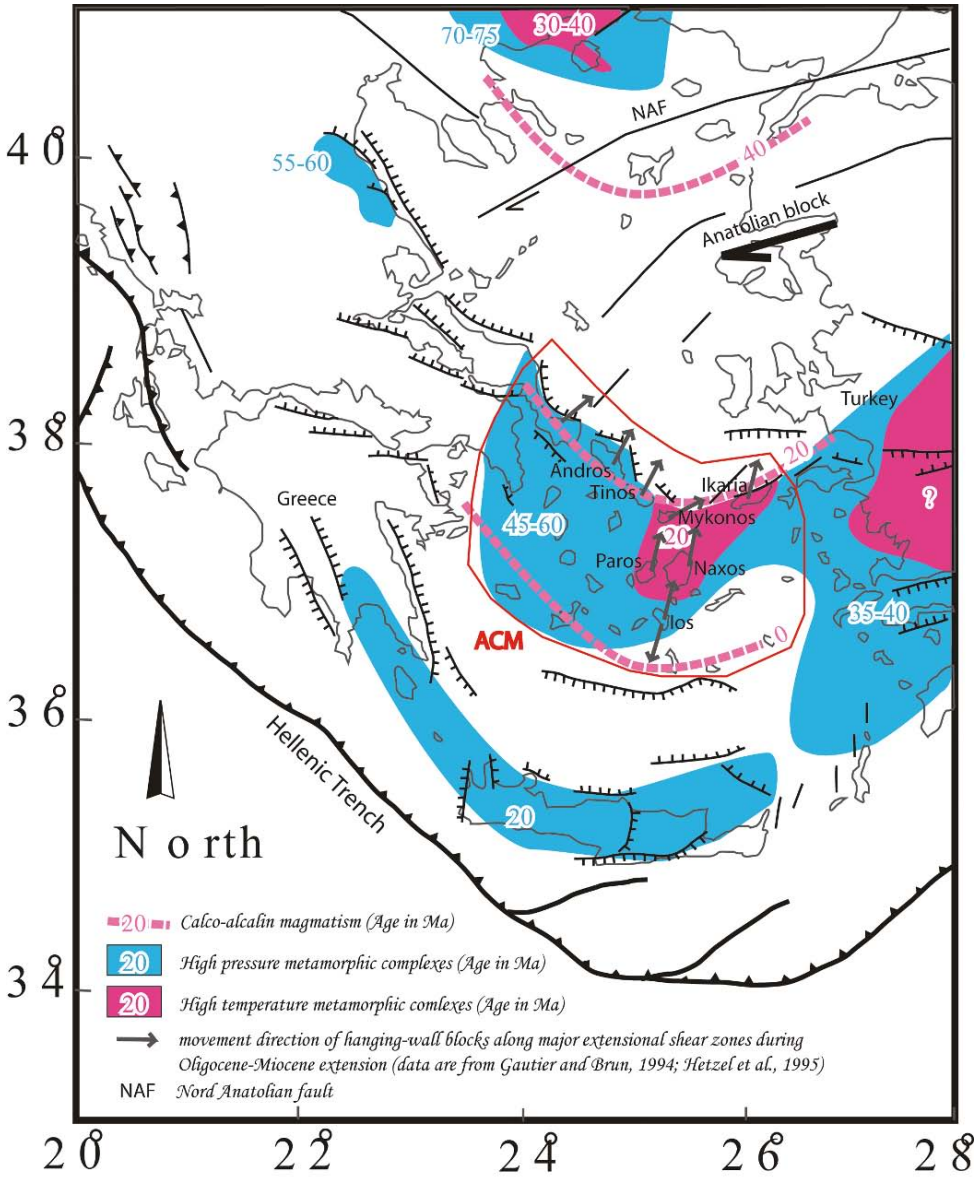


Figure III- 2: Carte de localisation des « metamorphic core complex » de haute température et de haute pression, ainsi que les arcs volcaniques et les âges respectifs de chaque unité.

1) dans les Cyclades et datées entre 25 et 15 Ma (Andriessen et al., 1979; Keay et al., 2001)

2) dans le Massif du Rhodope datée entre 30 et 40 Ma (Bonev et al., 2006; Burg et al., 1996)

La migration vers le Sud du front de déformation du prisme d'accrétion orogénique est enregistrée par la flexure et le remplissage d'un bassin d'avant-pays fonctionnant depuis le Crétacé (Underhill, 1989). La ceinture des arcs volcaniques calco-alcalins suit également cette logique avec des âges plus jeunes en suivant ces ceintures vers le Sud (Figure III- 2) (Fytikas et al 1984):

1) au niveau des îles au Sud du massif du Rhodope (Samos) daté à 40Ma

2) dans les Cyclades 20 à 10 Ma (Sanchez-Gomez et al., 2002)

3) et actuellement au niveau de l'île de Santorin (Perissoratis, 1995; Zellmer et al., 2005)

La tectonique actuelle est contrôlée par l'extrusion du bloc anatolien, dont fait partie la Turquie, le long de la faille Nord Anatolienne depuis à peu près 10Ma (Angelier et al., 1982; Dewey et Sengor, 1979; McKenzie, 1978a) toujours en étant en contexte de convergence de plaques.

III.2 Les Cyclades

Les Cyclades font partie du « Attic-Cycladic Massif » (ACM) (Dürr et al 1978) et présentent des complexes métamorphiques exhumés le long de systèmes de failles de détachement à faible pendage et mis en contact avec des bassins sédimentaires limités par des failles à fort pendage (Buick, 1991a; Gautier et Brun, 1994b; Gautier et al., 1999; Jolivet et Patriat, 1999; Lister et al., 1984). Cette unité s'étend depuis Evvia (partie continentale au Sud-est de la Grèce) jusqu'au Massif du Menderes en Turquie. Le ACM est supposé relier la zone Pélagonienne au Massif de Menderes (Dürr et al 1978, Blake et al 1981, Okay, 1984). Outre les MCC, cette unité comprend les empilements de nappes ophiolitiques et des sédiments pélagiques. La croûte inférieure anté-mésozoïque et les séries sédimentaires mésozoïques ont tous deux subit les deux évènements majeurs de métamorphisme régional :

- le métamorphisme de haute-pression en faciès Schiste Bleu/Eclogite (M1) au Paléo-Eocène
- le métamorphisme de moyenne pression en faciès schiste Vert (M2) qui a localement atteint le faciès Amphibolite (Altherr, 1979; Andriessen et al., 1979; Wijbrans et McDougall, 1988). Le plus haut degré de M2 a été enregistré à Naxos où il a atteint la fusion partielle (Jansen et Schuiling, 1976; Vanderhaeghe, 2004)
- Localement, les intrusions magmatiques calco-alcalines d'âge Miocène génèrent du métamorphisme de contact (M3) (Altherr et al., 1982; Altherr, 1979; Andriessen et al., 1979).

III.3 Géologie de Naxos

III.3.1 Les différentes unités géologiques

L'île de Naxos forme un dôme structural orienté N-S avec au cœur des migmatites (roches partiellement fondues), résultat du pic du métamorphisme prograde M2 (Figure III- 3) (Buick et Holland, 1991; Jansen, 1973b; Jansen, 1977; Jansen and Schuiling, 1976; Vanderhaeghe, 2004 C'est l'unité structurale la plus profonde et elle est séparée des roches métamorphiques d'un gradient plus faible par une zone de cisaillement définie comme un niveau de décollement localisé dans au sein d'un leucogneiss formant une carapace autour des migmatites (Buick, 1988). Lors de la fusion partielle les roches de l'unité inférieure subissent potentiellement une forte déshydratation et dévolatilisation des fluides incompatibles avec les minéraux néoformés de la paragenèse du métamorphisme de haute température (Buick et Holland, 1991). La source et l'implication de ces

fluides sera discutée dans les parties V et VI de ce travail. Le gradient de métamorphisme diminue en fonction de la distance par rapport à la source de chaleur (la croûte moyenne en train de fondre partiellement) ce qui est bien représenté et mis en évidence par les isogrades (Figure III- 3) (Jansen, 1973b; Jansen et Schuiling, 1976). Il s'agit d'une série complète du métamorphisme Barrovien. Des reliques du métamorphisme de haute pression du faciès Schiste Bleu (M1) sont préservées au Sud de l'île. Ces roches n'ayant pas subit l'effet du métamorphisme de haute température, elles sont considérées comme représentatives de la nature des roches et de leur contenu en fluides avant le pic de métamorphisme M2.

L'unité métamorphique est constituée essentiellement de schistes et de marbres dont la distribution n'est pas homogène en comparant l'Est et l'Ouest de l'île. En remontant la coupe structurale depuis les migmatites les alternances marbres-schistes forment une série beaucoup plus épaisse à l'Est du dôme qu'à l'Ouest. Nous essayerons de tenir compte de cette dissymétrie lors des reconstitutions des circulations de fluides à l'échelle crustale exposée à Naxos (partie VI).

Quelques intercalations de roches basiques et ultrabasiques ont également été mises en évidence (Buick, 1988; Jansen, 1977; Pe-Piper, 2000) et forment probablement des reliques d'anciennes zones de suture. L'unité des roches métamorphiques a été intrudée essentiellement au Nord-Ouest du dôme par des granites (S-Type et I-type). Les âges de ces granites s'étalent entre 17Ma et 11Ma (Keay et Lister, 1996b; Pe-Piper, 2000, Martin et al., 2006).

L'intrusion la plus importante, le pluton de granodiorite de Naxos se situe à l'Ouest du dôme et a été daté vers 12Ma (Andriessen et al., 1979; Keay et al., 2001; Wijbrans et McDougall, 1986) (Figure III- 3, Figure III- 5). L'ensemble des roches métamorphiques de haut gradient ainsi que les multiples intrusions sont juxtaposés à une unité moins métamorphique du faciès Schiste vert ne contenant peu ou pas d'intrusions granitiques, encore appelée « Unité de Dryos » sur l'île de Paros. C'est un niveau de décollement qui sépare ces deux unités et qui a uniquement été mis en évidence à l'Ouest de l'île alors qu'à l'Est la séquence du métamorphisme barrovien est complète. Cette dissymétrie sera également discutée dans la partie structurale (partie III.3.2) et surtout dans la partie concernant les circulations de fluides à l'échelle crustale (partie VI). L'ensemble de ces roches forment ce qu'on appelle un Metamorphic Core Complex. Cette unité métamorphique est juxtaposée à une unité supérieure non métamorphique constituée à la base d'ophiolites non datées et de roches sédimentaires Eocène jusqu'à Pliocène (Roesler, 1978). Le contact entre ces deux unités majeures est un détachement de faible pendage vers le Nord (Gautier et al., 1990b; Lister et al., 1984).

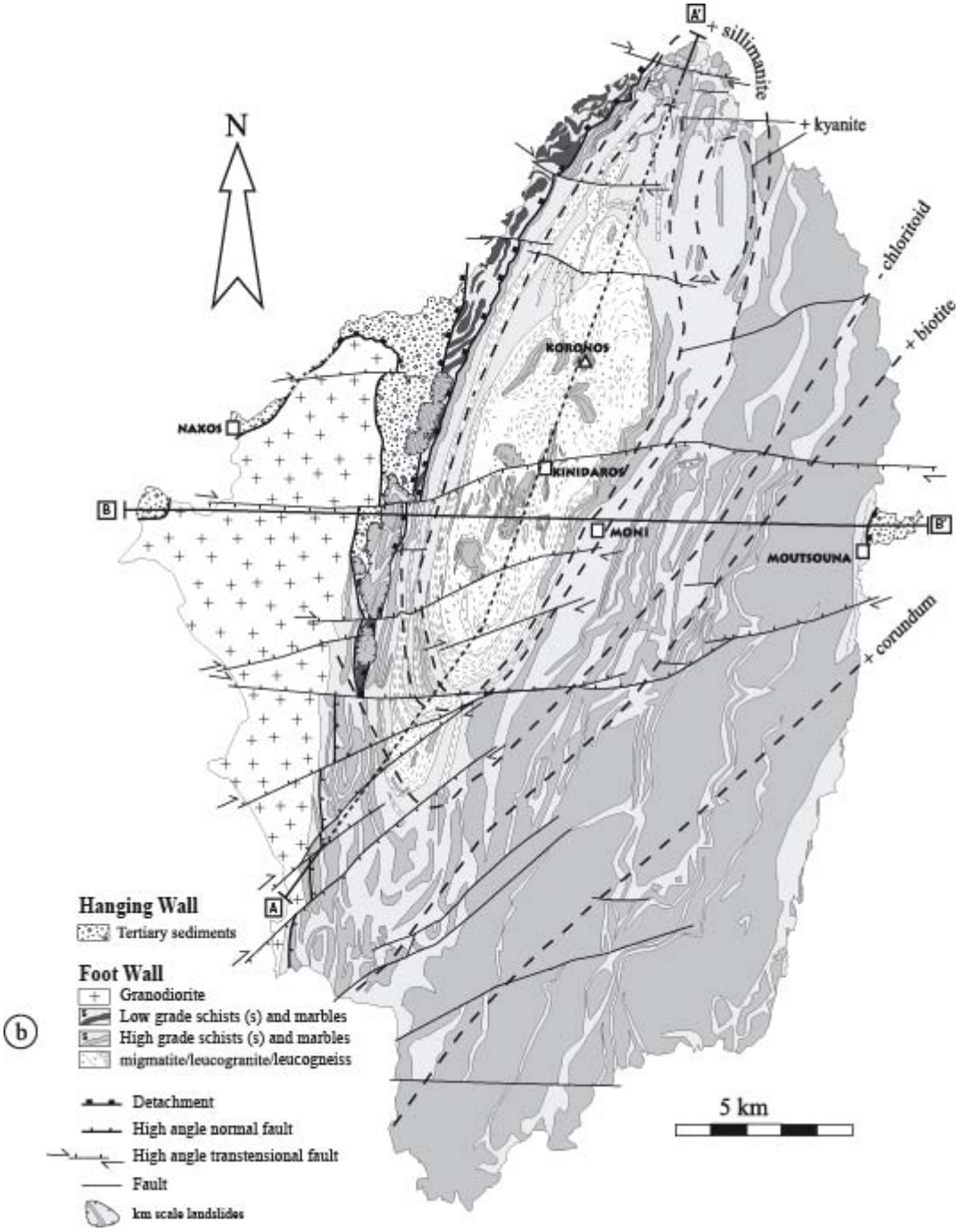


Figure III- 3: Carte géologique de Naxos (modifiée d'après Jansen 1973).

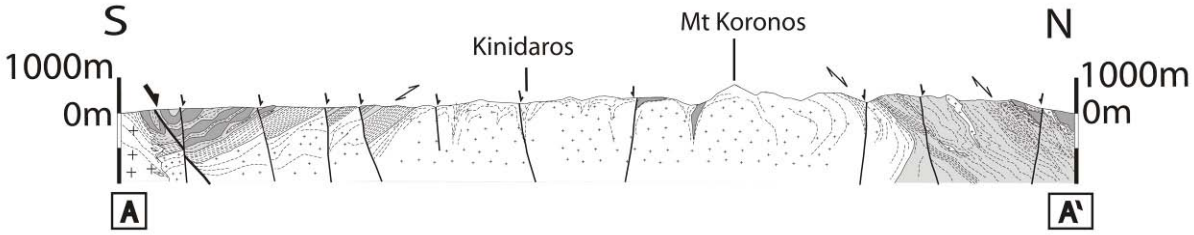


Figure III- 4: Coupe structurale et lithologique N-S. (cf légende figure III- 3)

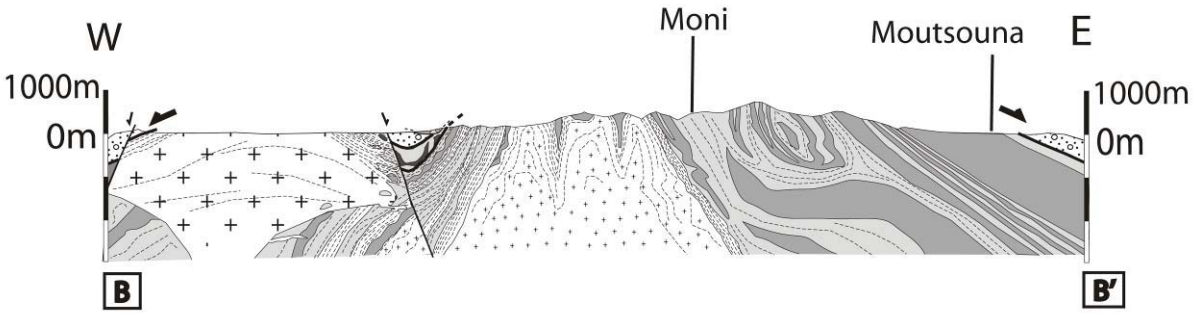


Figure III- 5: Coupe structurale et lithologique E-W. (cf légende figure III-3)

L'histoire structurale sera exposée dans la partie suivante où nous tenterons d'hiérarchiser les différentes structures et de définir les différents termes utilisés.

III.3.2 Detachment-decollement systems in Naxos, Greece: A record of rheologic layering of the crust and its evolution during MCC development

Siebenaller L., Vanderhaeghe O., Hibsch C., Kruckenberg S., de St Blanquat M., Fotiades A.

III.3.2.1 Introduction

Extension of the continental crust occurs in virtually all geodynamic settings from plate divergence to convergence through transpressional and transtensional settings. Particular interest has been devoted to the study of the paradoxical case of crustal extension in zones of plate convergence marked by the development of Metamorphic Core Complexes that are ubiquitous in active convergent settings (Armstrong, 1982; Coney and Harms, 1984; Davis and Coney, 1979; Dewey, 1988; Lister et al., 1984; Malavieille, 1987).

Typical structures accommodating crustal extension encompass discrete faults and more diffuse shear zones characterized by cataclasites and crystal-plastic mylonites (Brun and Choukroune, 1983; Sibson, 1977). These various structures reflect the variation of rock rheology as a function of depth. Indeed, the upper part of the crust is dominated by frictional strength characterized by a linear function increase in strength with confining pressure irrespective of the lithologic composition of rocks (Byerlee, 1978). In contrast, at greater depth, the activation of crystal plasticity (Nicolas and Poirier, 1976) induces an exponential decrease in strength as confining pressure and temperature increase (Brace and Kohlstedt, 1980). The power law between stress and strain describing the strength envelope is a function of the mineral composition of rocks (Carter and Tsenn, 1987; Hirth et al., 2001; Karato et al., 1986; Kronenberg and Shelton, 1980; Tullis et al., 1991). Consequently, within the crust, rheologic variations and thus the distribution of strain are controlled by pressure and temperature conditions but also by lithologic composition and fluid content. These two crustal rheologic layers are separated by the brittle/ductile transition which is the strongest part of the crust according to the strength envelope constructed on the basis of the rheologic laws introduced above. This assertion is in conflict with the presence of shear zones attesting for localized deformation at the brittle/ductile transition. To resolve this discrepancy, some authors propose that at the brittle/ductile transition, stress concentration is responsible for strain localization (Regenauer-Lieb et al., 2006). Alternatively, the strength of crustal rocks is weakened as a result of alteration related to fluid circulations (Wintsch et al., 1995) and this effect might be enhanced at the brittle/ductile transition.

Various models have been proposed to account for the geometric, kinematic, and dynamic links among the various structures accommodating crustal extension (Brun and Choukroune, 1983; Burg et al., 1994a; Burg et al., 1994b; McKenzie and Jackson, 1983). Kinematic models range from pure shear (McKenzie, 1978b) to simple shear (Wernicke, 1981) or a combination of both implying strain partitioning at the crustal scale (Block and Royden, 1990; Brun and Choukroune, 1983; Gans, 1987). The role of temperature on continental strength and thus on continental dynamics has been at first integrated at the lithospheric scale (Kusznir and Park, 1987). The introduction of vertical rheologic variations as a function of temperature has led to the distinction between three modes for continental extension accounting for lithospheric scale strain partitioning (Buck, 1991). Namely, for a crust under a high geotherm, the Metamorphic Core Complex (MCC) mode corresponds to extension accommodated by activation of a high-angle normal fault in the thin brittle crust associated with rebound and flow of the thick ductile crust. At the other end of the spectrum, the narrow rift mode characterizes localized extension of a relatively cold, strong, and entirely brittle crust. The intermediate case is defined as the Basin-and-Range mode and is marked by diffuse extension accommodated by concomitant activation of high-angle faults and large scale lateral flow of a thin ductile crust. One important issue that has been neglected, is the impact of the thermal evolution of the crust during extension and, even more so, of the thermal evolution of rocks as they get exhumed in response to tectonic denudation and erosion.

The aim of this paper is to describe the structural record of crustal extension for the island of Naxos, a classical MCC exposed in the core of the Cycladic islands (Buick, 1991b; Gautier and Brun, 1994b; Lister et al., 1984). Previous studies described a single detachment zone separating a ductile footwall from a brittle hanging-wall. These models are consistent with models of MCC development based on extension of a two-layer rheologic crust (Brun et al., 1994; Buck, 1991). However, the structural analysis presented in this paper indicates that the previously mapped “detachment” is marked by very distinct structures ranging from high-angle faults, cataclasites and crystal-plastic mylonites. This structural analysis depicts a complex detachment-decollement system with a complex geometric distribution of faults and shear zones with brittle structures superimposed on ductile fabrics. This suggests propagation in time and space of the brittle/ductile transition in response to progressive exhumation of metamorphic rocks.

III.3.2.2 Geology of the Aegean in the Mediterranean geodynamic context

The geodynamic evolution of the Mediterranean is controlled by Cenozoic convergence between the African and Eurasian plates (Figure III- 6) (Dercourt et al., 1986; Dewey et al., 1989). This convergence was accommodated by closure and subduction of the Tethys Ocean and development of crustal

accretionary wedges. The geodynamic evolution of the Mediterranean is also marked by opening of continental and oceanic basins above retreating slabs (Faccenna et al., 2001; Jolivet and Faccenna, 2000).

The eastern Mediterranean Cenozoic geodynamic evolution is characterized by convergence between the African and Eurasian lithospheric plates accommodated at the lithospheric scale, by subduction of the Aegean slab since at least the early Cenozoic and currently active along the Hellenic trench (Spakman, 1986) (Figure III- 6). Southward migration of calc-alkaline magmatism relative to the upper plate suggests southward slab roll-back for at least a 1000km (Fytikas et al., 1984). At the crustal scale, convergence is marked by the development of the Hellenic, Aegean and Taurus accretionary wedges, although the high mountainous massifs of the Hellenides in mainland Greece and the Taurides in Turkey is disrupted by the presence of the Aegean basin. The thickness of the continental crust in this region ranges from 50-55 km beneath the Taurides and the Hellenides to 15-20km beneath the Aegean and Cretan seas with intermediate thicknesses of 45km beneath Crete and 35km beneath the Cyclades (Makris and Stobbe, 1984).

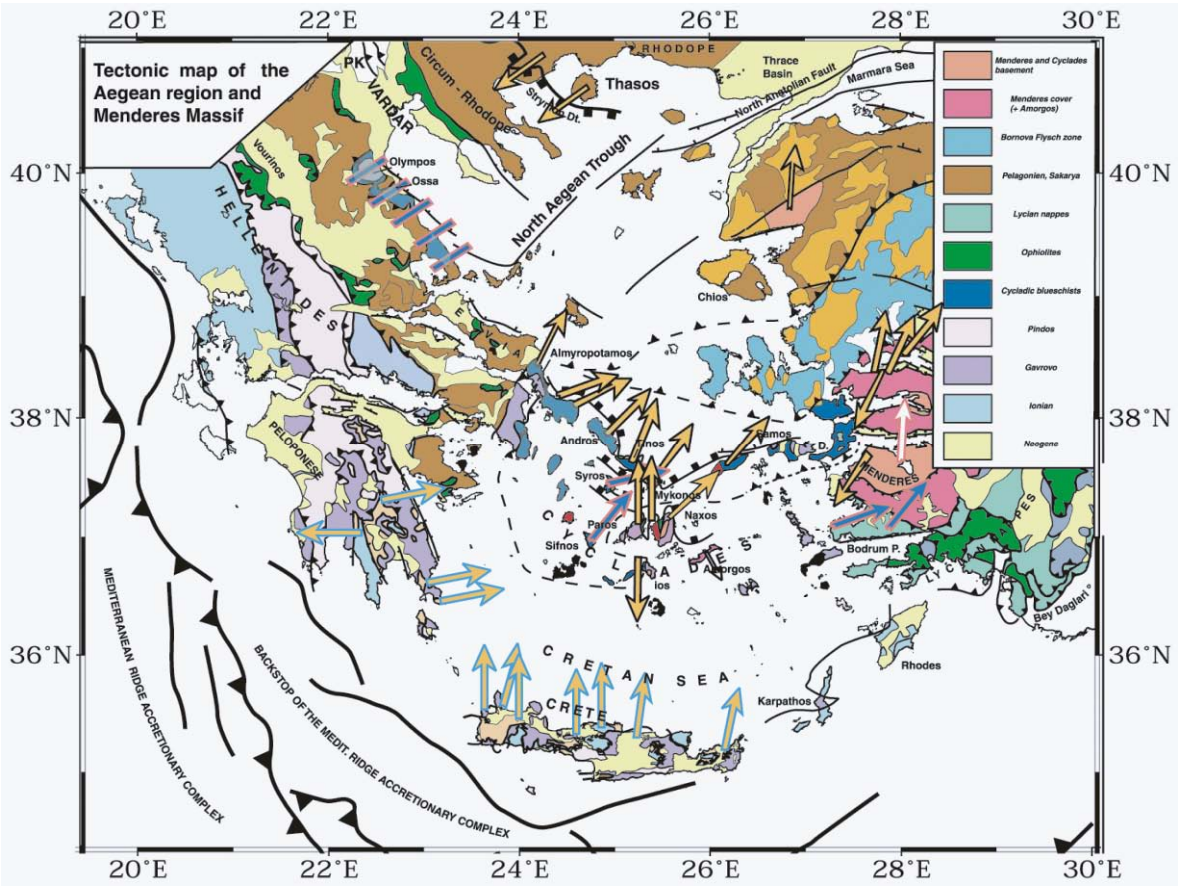


Figure III- 6: Geologic and geodynamic context of the Aegaen region (modified after Jolivet, 2001).

The Hellenides are subdivided from North to South in the internal and external hellenides. The internal Hellenides expose the Rhodope and Pelagonian zones representing continental blocks separated by the Vardar suture zone (Auboin, 1973; Bonneau, 1982; Jacobshagen, 1986; Papanikolaou, 1989). The external Hellenides are composed by the Pindos, Gavrovo, and Ionian zones representing sedimentary cover nappes overthrusting the pre-apulian zone to the south (Figure III- 6). These various zones have recorded events from subduction, obduction, and crustal thickening to crustal thinning within the context of convergence between Africa and Eurasia during Tertiary times (Bonneau and Kienast, 1982; Dercourt et al., 1986; Dewey and Sengor, 1979).

In the Aegean Sea, the Attic-Cycladic Massif (Dürr, 1979; Jacobshagen, 1986) (Figure III- 6) forms a belt of metamorphic rocks juxtaposed to an upper unit comprising serpentinites and Cenozoic clastic sediments. Early models recognized the allochtony of the sedimentary and low-grade unit interpreted as a nappe structure emplaced by gravity sliding above the metamorphic lower structural unit (Auboin, 1973; Bonneau, 1982; Jacobshagen, 1986). This contact has been reinterpreted as a low-angle detachment exhuming the metamorphic rocks (Lister et al., 1984). These metamorphic rocks have first recorded an Eocene high-pressure/low-temperature metamorphism evidenced by blueschist to eclogite-facies (Andriessen et al., 1979; Avigad and Garfunkel, 1991; Bonneau and Kienast, 1982; Buick and Holland, 1989a; Keay, 1998; Keay and Lister, 2002; Lips et al., 1998; Wijbrans and McDougall, 1988). The high-pressure/low-temperature metamorphism is overprinted by a Miocene medium pressure/medium temperature metamorphism evidenced by a greenschist to amphibolite-facies locally reaching partial melting (Altherr et al., 1982; Andriessen et al., 1979; Buick and Holland, 1989a; Duchêne et al., 2006; Jansen and Schuiling, 1976; Keay, 1998; Keay and Lister, 2002; Keay et al., 2001).

III.3.2.3 Geology of Naxos

The island of Naxos and the island of Paros display the most complete structural cross section of the Attic-Cycladic massif exposing crystalline metamorphic rocks and Cenozoic granitoids tectonically juxtaposed to a low-grade to unmetamorphic unit dominated by clastic Cenozoic sediments (Jansen, 1973a, Papanikolaou, 1989). Metamorphic rocks have been classically subdivided into a crystalline basement dominated by migmatites and paragneisses considered to be Paleozoic in age overlain by a cover sequence of marbles alternating with schists and amphibolites and containing mafic to ultramafic boudins. This cover sequence has been attributed to the Mesozoic (Jansen, Papanikolaou). High-pressure/low-temperature metamorphism is preserved as relics of blueschist-facies minerals, such as Na-amphibole and jadeite (1 GPa, 350°C), in the metamorphic rocks of the south of the island (Avigad). This metamorphism is overprinted by a medium-pressure/medium-temperature

metamorphism grading from greenschist-facies in the southeastern part of the island to amphibolite-facies reaching partial melting (1 GPa, 750°C) as evidenced by migmatites exposed in the centre of the dome (Avigad and Garfunkel, 1991; Buick and Holland, 1989a; Duchêne et al., 2006; Jansen and Schuiling, 1976).

Metamorphic rocks display a composite transposition fabric expressed by a foliation and a dominantly NNE-SSW trending mineral and stretching lineation. The metamorphic foliation underlines a kilometer-scale dome structure cored by migmatitic gneisses. The metamorphic fabric is associated with kinematic criteria consistent with a dominant top-to-the-North sense of shear at the scale of the island, dextral sense of shear on the western side of the dome, and sinistral sense of shear on its eastern side (Buick, 1991; Gautier, 1993; Vanderhaeghe, 2004). This foliation is affected by kilometer-scale recumbent isoclinal folds with apparent westward vergence in the eastern side of Naxos (Bonneau et al., 1978, Avigad et al., 2001) and an eastward vergence in Paros (Papanikolaou, 1980, Avigad et al., 2001). These folds are refolded by upright folds with N-S trending axis (Jansen , 1973; Buick, 1991; Avigad et al., 2001).

Metamorphic rocks of Naxos have been dated using a range of geochronologic methods (U/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr, K/Ar and Ar/Ar performed on various minerals). In the lower unit, the peak of the medium pressure/medium temperature metamorphism, corresponding to the onset of the partial melting in the core of the island, is constrained to be older than 20-21 Ma by U/Pb dating on zircon crystals from migmatite samples (Keay et al., 2001; Martin et al., 2006). In the middle unit, the age of the medium pressure/medium temperature metamorphism is constrained to be older than 19.9-27 Ma by Ar/Ar dating on phengite (Wijbrans and McDougall, 1986). Whereas the migmatites of the lower unit have solely preserved the medium pressure/medium temperature paragenesis, metamorphic zircon rims yield scattered U-Pb ages around 50 Ma (Martin et al., 2006), consistent with the 40-50 Ma ages obtained with Ar/Ar and Rb/Sr methods in samples from the south of the island (Andriessen et al., 1979; Duchêne et al., 2006; Wijbrans and McDougall, 1986). $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of white micas and biotite performed in the middle and lower units indicate an age gradient from ~ 45 Ma in the metasedimentary rocks in the southeastern part of the island to ~ 10 Ma in the migmatites (Altherr et al., 1982; Andriessen et al., 1979; Wijbrans and McDougall, 1988). The granodiorite pluton intrusive in the middle unit in the western part of the island is dated at ~12 Ma by U/Pb (Keay et al., 2001) consistent with the Ar-Ar age obtained on biotite and amphibole (Wijbrans and McDougall, 1988).

Various models have been proposed to account for the tectonic evolution of Naxos. The complex structure of the marble and schist sequence characterized by recumbent isoclinal folds and HP/LT metamorphic assemblages has been attributed to burial and nappe emplacement in a plate

convergence context with a westard transport direction (Bonneau et al., 1978; Bonneau and Kienast, 1982). Based on a petrological study of the metamorphic rocks of the island, Jansen and Shuiling (1976) recognized the importance of partial melting and first proposed that the dome resulted from diapiric rise of the migmatites. Gautier et al. (1993) reinterpreted the basal tectonic contact of the serpentinite and sedimentary unit as a low-angle detachment and refined this model proposing that the dome corresponds to upwelling of the low-viscosity migmatites during regional extension. This model has been further explored using $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages (John and Howard, 1995), and fission track and U-Th/He ages on apatite (Brichau et al., 2006) indicating a general trend of northward cooling interpreted as progressive exhumation for the hanging wall of the single detachment mapped by Gautier et al. (1993, 1994). Alternatively, several authors consider that the dome structure and complex polyphased folding of the marble and schist sequence result from the combined effects of E-W shortening and regional top-to-the-NNE shearing (Avigad et al., 2001; Buick, 1991a; Urai et al., 1990). More recent work on structures in the migmatites and geometric characteristics of the granitic vein network intrusive in the marble and schist sequence suggests that the development of the dome corresponds to upwelling of a partially molten layer in a regional context of top-to-the-north-northeast shearing (Vanderhaeghe, 2004).

Building on previous work and based on renewed mapping at the scale of the island (Vanderhaeghe et al., in prep) we propose a new structural-metamorphic framework for Naxos. Three tectonic-metamorphic units are distinguished. The upper unit, occurring structurally above the detachment, is composed of ophiolites that are overlain unconformably by dominantly detrital Cenozoic sediments (Jansen, 1973a). The middle and lower units are composed of low to high-grade metamorphic rocks located below the detachment.

The middle unit is composed of a schist and marble sequence containing mafic and ultramafic boudins (Jansen and Schuiling, 1976). It is dominated by marbles at the top (low grade metamorphic rocks) and by high grade schists at the bottom, which are intruded on both sides of the dome by leucogranitic dykes and laccoliths. This unit is marked by a decollement layer at the western part of the island, where low-grade metamorphic rocks are juxtaposed to high-grade metamorphic rocks. On the eastern part, amphibolite-facies metamorphic rocks progressively grade into greenschist-facies metamorphic rocks from lower levels towards upper levels within the crust. The lower unit is made of migmatites containing decameter-scale marble enclaves. Migmatites are exposed in the core of an elliptical dome in Naxos mantled by the metamorphic rocks of the middle unit (Vanderhaeghe, 2004).

The structure of the island is asymmetric on an E-W section. First, the middle unit shows a structural section of about 1km to the west and 4km to the east of the dome. Second, in the western part of the island, the middle unit is intruded by a granodiorite pluton (Figure III- 7).

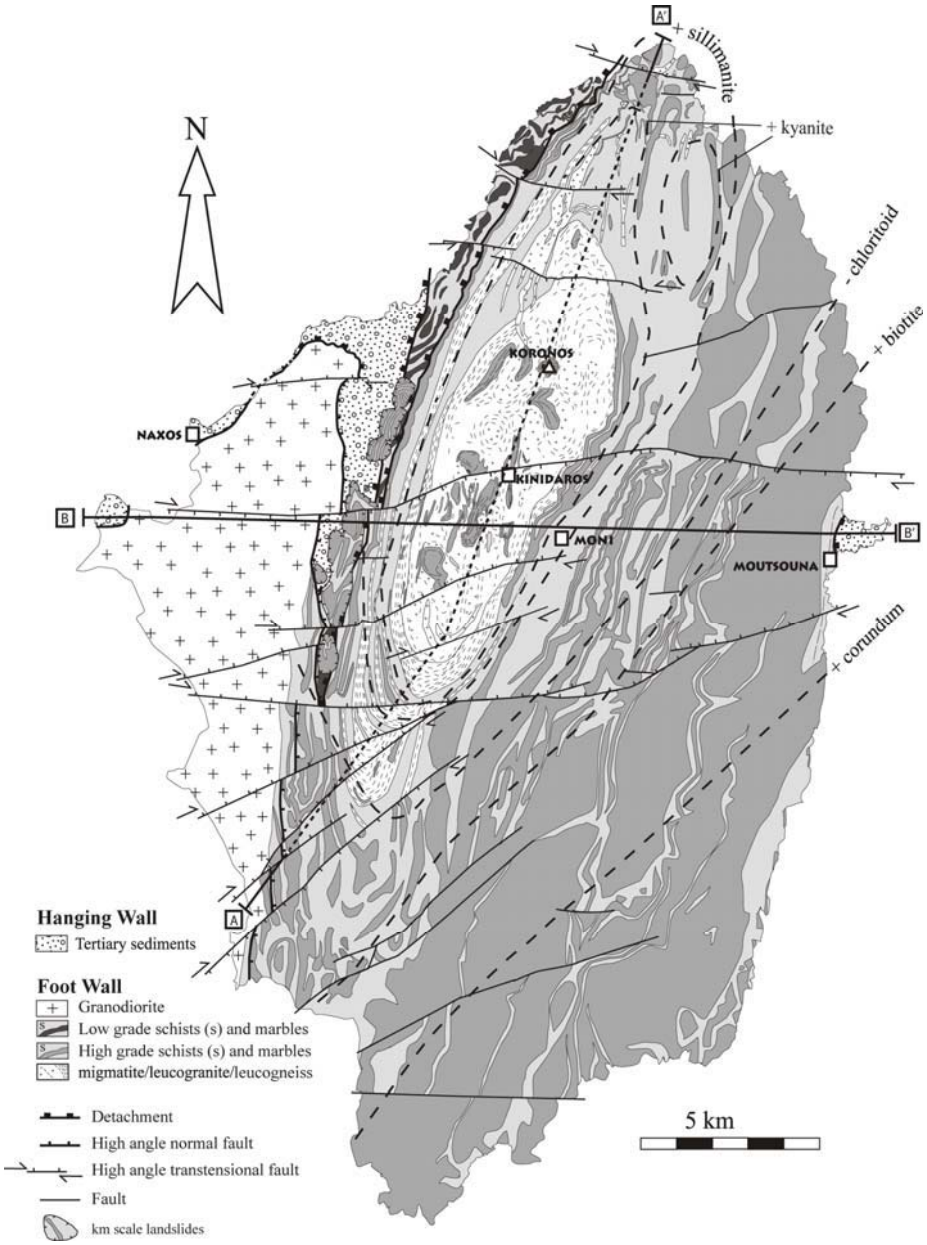


Figure III- 7: Geological map of Naxos Island (modified after Jansen, 1976)

III.3.2.4 Structural analysis of the detachment-decollement system

The detachment-decollement system that typifies the Naxos Metamorphic Core Complex (Naxos MCC) encompasses mylonites, cataclasites and brittle faults. These various structures are described below as well as their map pattern and cross-cutting relationships.

Despite the relative pervasive character of the strain fabric, zones of localized deformation are attested by a more intense transposition inferred from the degree of obliquity among strain markers. The commonly used classification of mylonites is based on the pourcentage of matrix as compared to porphyroclasts (Spry 1969; Sibson 1977, Scholz 1990; Schmid and Handy 1991). In the following, (i) a

mylonite is defined as a zone of localized deformation characterized by crystal-plastic deformation (50 – 90% matrix) (ii) a protomylonite is defined as a mylonitic rock (10-50% matrix) that develops from contact-metamorphosed rocks (granulation and flowage are caused by shearing following the contact surfaces between the intrusion and the country rock (iii) an ultramylonite is defined as an extremely fine grained mylonite (90 to 100% matrix) and (iv) a cataclasite is defined as a zone of localized deformation characterized by grain-size reduction associated with fracturing of the host rock.

Moreover mylonites are classified also according to the metamorphic grade at which deformation took place (e.g. amphibolite-facies mylonite, high-grade mylonite, greenschist-facies ultramylonite, low-grade ultramylonite)

- **Sampling philosophy**

In order to examine the structural development within the different lithotectonic units we focused on several E-W transects (Figure III- 8) on the western part of Naxos Island. A detailed microstructural study (samples collected every several tens to hundreds of meters) has been performed on an E-W transect (D') on spot D (Figure III- 8, Figure III- 7, Figure III- 9). Structures observed to the north (locations A, B, C, E on Figure III- 8), to the south (locations F on Figure III- 8) and across the eastern Moutsouna detachment (location G on Figure III- 8) are compared to the reference section D (Figure III- 9) in order to document spatial distribution of structures and cross-cutting relationships from the outcrop to the island scale.

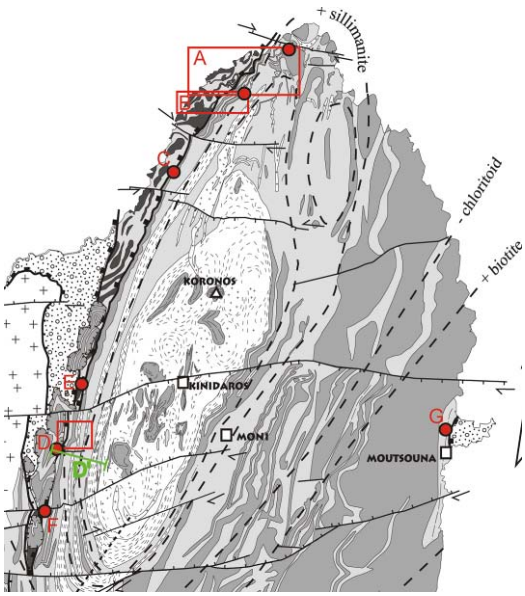


Figure III- 8: Localisation map of the panoramic views A (Figure III- 28), B (Figure III- 27), C(Figure III- 26), D (Figure III- 12, Figure III- 9), for photographs at spot D (Figure III- 13, Figure III- 15, Figure III- 17, Figure III- 19, Figure III- 23) , E (Figure III- 24), F (Figure III- 19), G and for detailed cross section D' (Figure III- 9).

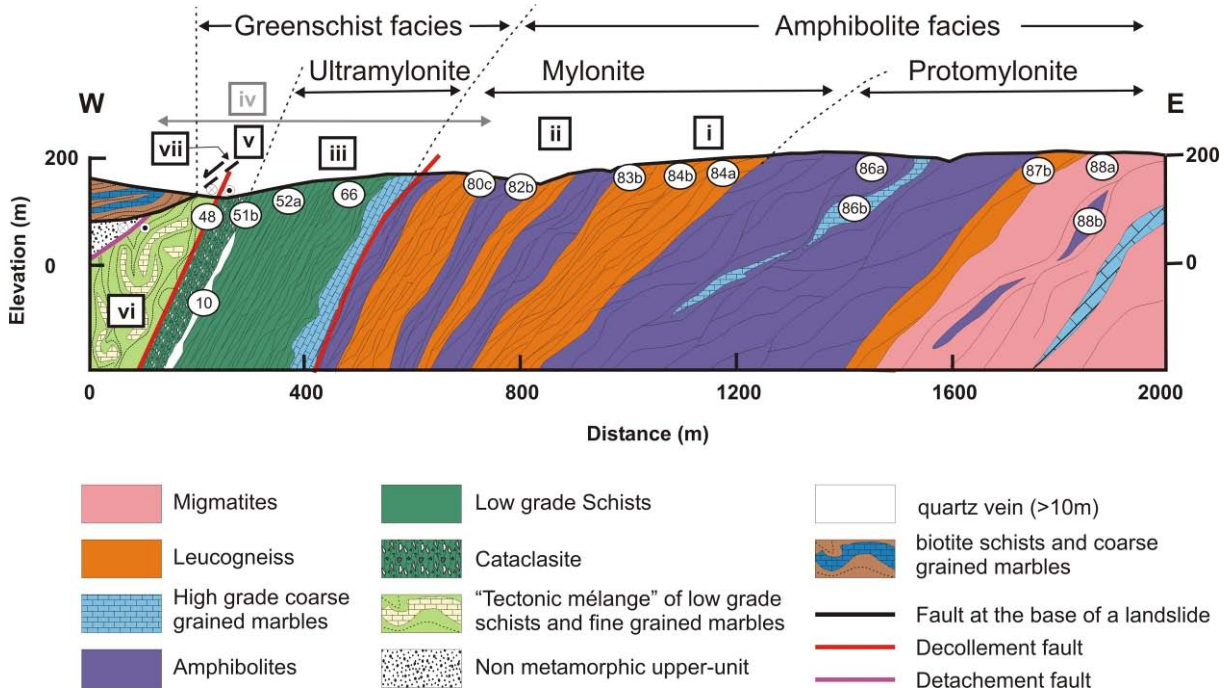


Figure III- 9: Cross section D' (Figure III- 8). Numbers from 10 to 88b correspond to the different samples used for petrologic and microstructural analyses. Photomicrographs and interpretations are illustrated in the corresponding figures (Figure III- 11, Figure III- 14, Figure III- 16, Figure III- 18, Figure III- 20, Figure III- 21, Figure III- 22). Roman letters from i to iv, correspond to the different macroscopic photographs taken on the field illustrating the different structural units presented on this cross section (i : Figure III- 13, ii : Figure III- 15, iii : Figure III- 17, iv : Figure III- 12, Figure III- 17, Figure III- 19, v : Figure III- 19, vi : Figure III- 19, vii : Figure III- 25)

The fabric elements and typical microstructures observed in quartzo-feldspathic lithologies and marbles will be detailed in the following paragraphs.

- **Protomylonite**

Protomylonites are localized within amphibolite-facies rocks on a zone that corresponds to the transition from migmatites to leucogneiss (Figure III- 9). In the migmatites, despite a compositional layering underlined by leucosome/ melanosome/mesosome alternations, the grain-scale texture is marked by euhedral minerals devoid of traces of solid-state deformation (Figure III- 10a) except for some undulose extinction and deformation bands (Figure III- 10b).

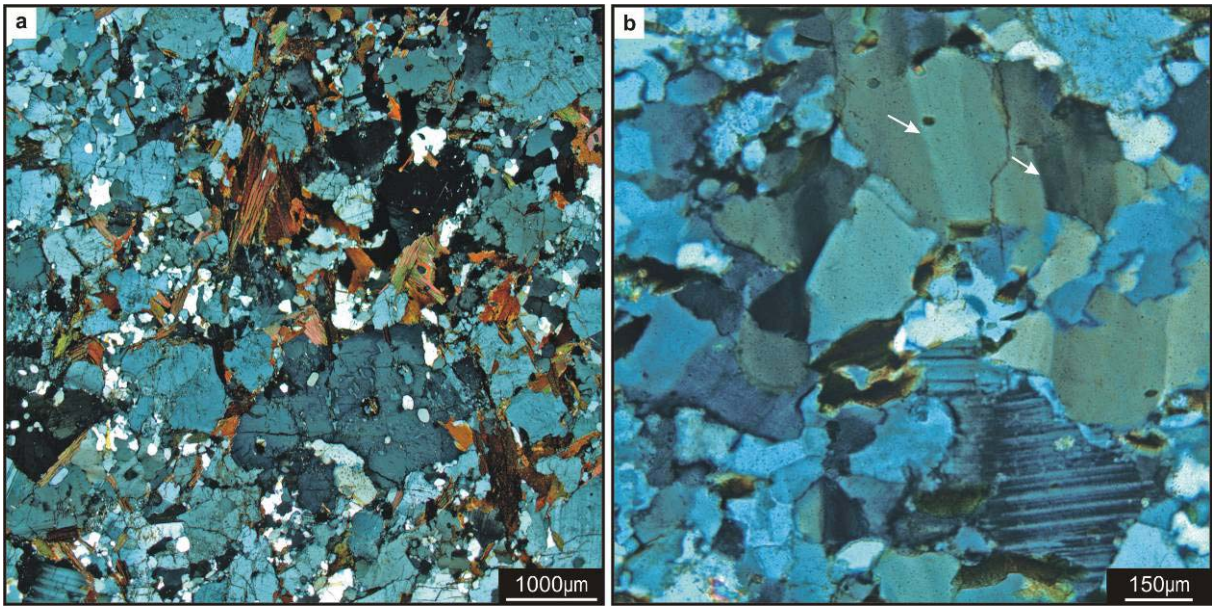


Figure III- 10 a) representative photomicrograph of the magmatic texture within the migmatites. b) quartz grains show solid state deformation as attested by deformation bands (white arrows).

In contrast, the migmatite dome is bordered by a west dipping amphibolite and leucogneiss layer containing lenses of amphibolite characterized by intra-crystalline solid-state deformation as demonstrated by numerous microstructures (Figure III- 11). This layer corresponds to the previously defined protomylonite with the matrix constituting less than 50%. These rocks are characterized by feldspar-quartz-mica aggregates flowing and enveloping amphiboles (Figure III- 11a/b) and garnets (Figure III- 11f and g/h annexe III). Grain size is heterogeneous, shape preferred orientations are weakly expressed (Figure III- 11 i/j/k/l annexe III) and probably overprinted by recrystallization of quartz grains (Figure III- 11f). Isoclinal folds are common (figure III- 11c/d). High temperature solid state deformation is best preserved by K-feldspars (Figure III- 11e).

The leucogneiss/amphibolite protomylonite layer is particularly well-developed around the southern edge of the migmatite dome (Figure III- 7). This layer lays parallel to the synmigmatitic foliation of the migmatites and as such corresponds to a decollement.

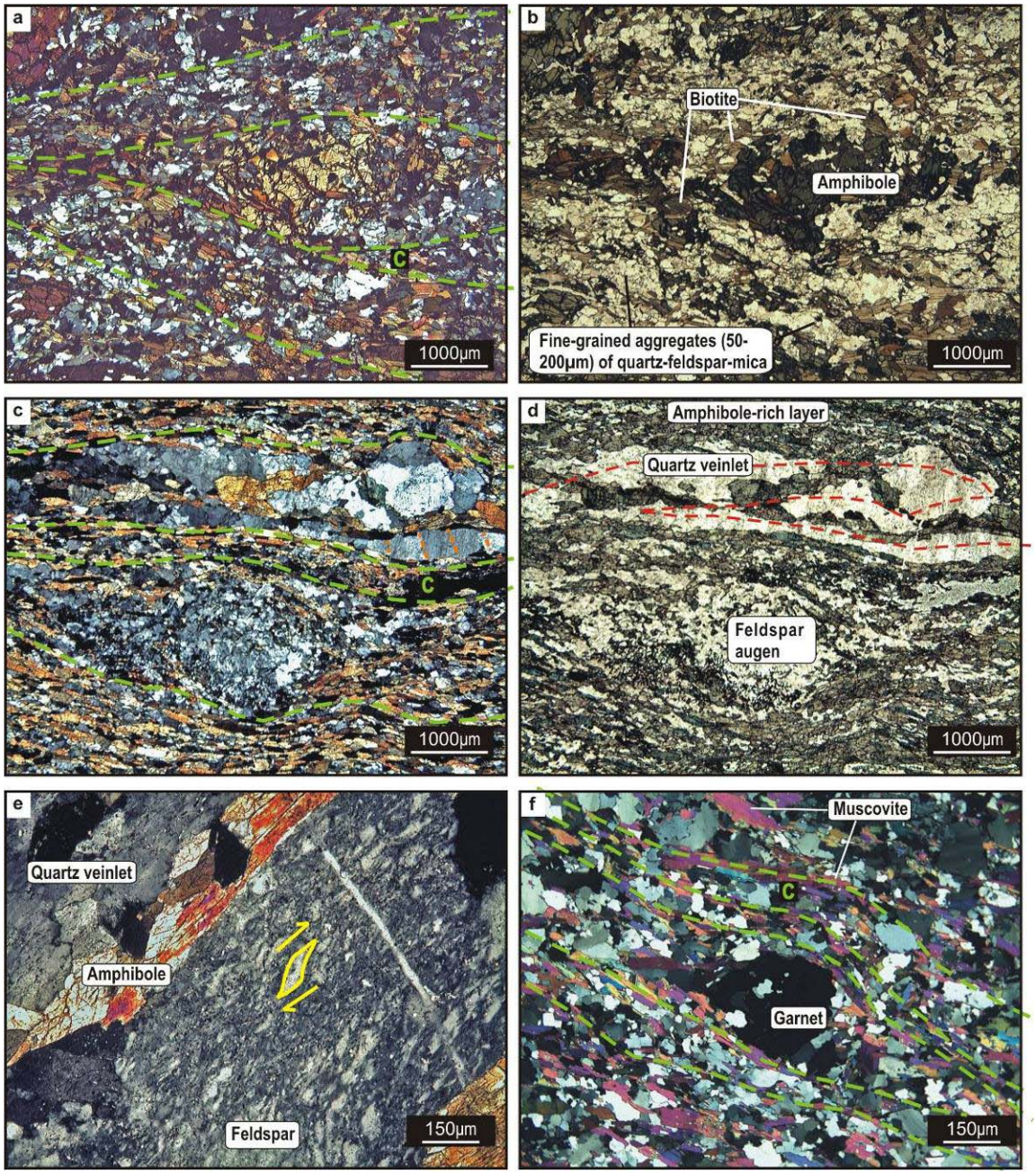


Figure III- 11: Optical microphotographs of different samples coming from the E-W transect D' (Figure III- 9). High temperature (>500°C) solid state deformation. **Amphibolite-facies Protomylonite.**

a (CPL)/**b**(NL): Sample **88b** amphibolite : fractured amphibole porphyroclast associated with biotite, surrounded by feldspar-quartz-mica aggregates.

c (CPL)/**d**(NL): Sample **86a** amphibolite : K-feldspar porhpyroclast subdivided into subgrains characteristic of HT deformation and surrounded by amphibole and plagioclase rich layers. The upper part is marked by an isoclinally folded quartz veinlet with quartz grains affected by deformation bands (orange dashed lines on fig.c)) and isoclinal folding (dashed red lines on fig.d)).

e (CPL): Sample **86a** amphibolite : detail of feldspar porphyroclast subdivided into subgrains. Sigmoid shape subgrains reflect c/s structures with apparent dextral sens of shear (blue arrows). **f** (CPL): Sample **88a** leucogneiss (+garnet): Garnet porphyroclast surrounded by quartz-feldspar-muscovite layers.

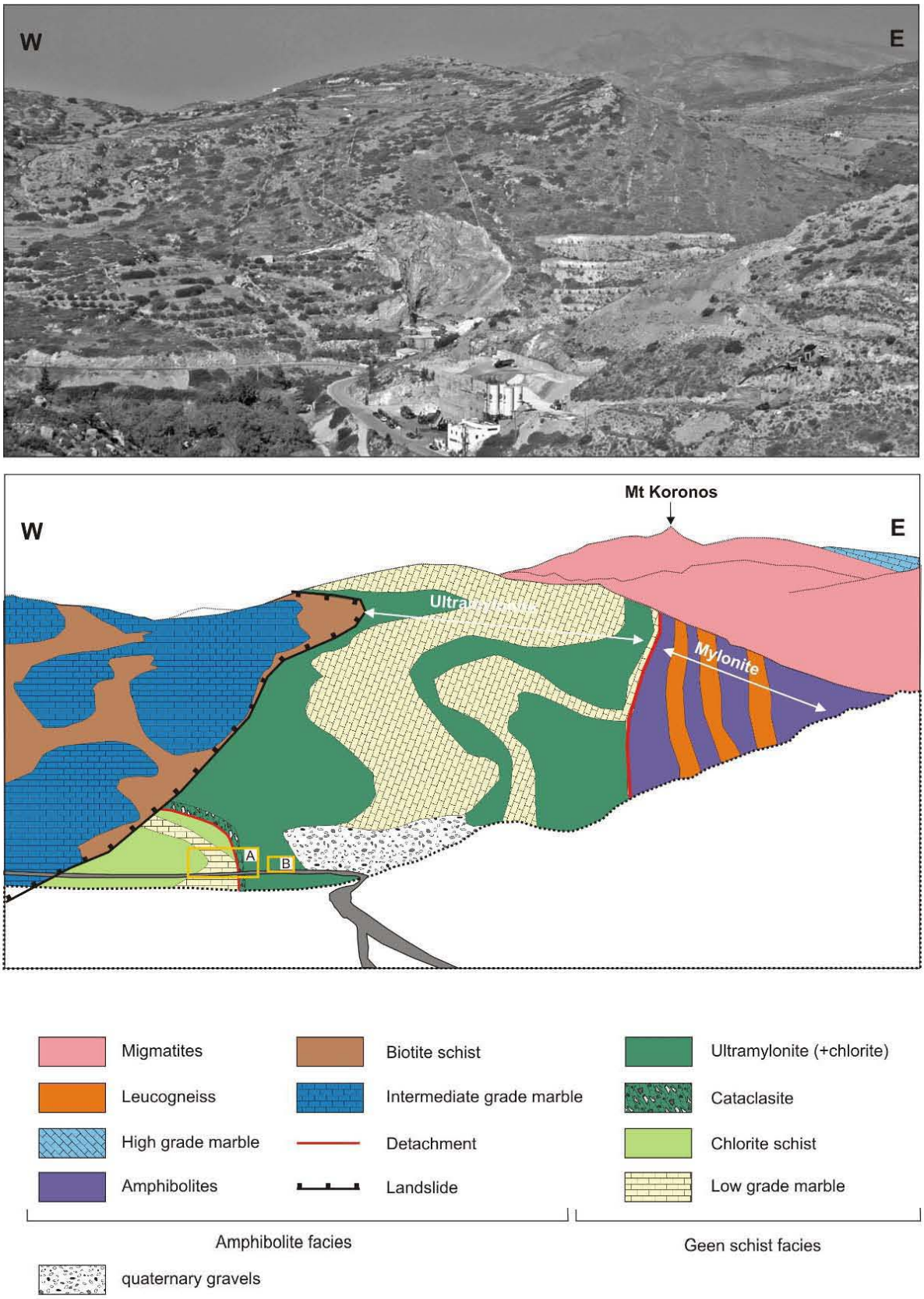


Figure III- 12 : Panoramic view (above) from location D (Figure III- 8) and photointerpretation drawing (below). The yellow rectangle A corresponds to the photographs exposed in figure as well as to the sample locations of 51 (Figure III- 20) and 48 (Figure III- 22) from the cross section D' (Figure III- 9) and B corresponds to sample localisation of 52 from the cross section D' (Figure III- 9, Figure III- 18 (annexe part III)).

- **Amphibolite-facies mylonites**

The protomylonite that wraps around the southern edge of the migmatite is progressively grading into (from the core of the dome towards higher structural levels) a leucogneiss mylonite (transect D' on Figure III- 8 and zone i on Figure III- 9) characterized by HT to MT microstructures (Figure III- 13, Figure III- 14). High temperature shear bands are well developed (Figure III- 14). Quartz grains are characterized by dynamic recrystallization and formation of subgrains (dislocation creep regime 3 of Hirth and Tullis, 1992) (Figure III- 14c/d/e/f). Grain boundary migration recrystallization and progressive subgrain rotation are the dominant mechanisms (Figure III- 14g-j annexe III). Coarser grained quartz-rich layers with internal deformation bands indicate recrystallized grain size of an earlier stage of deformation-recrystallization (Figure III- 14c/d and k/l annexe III).

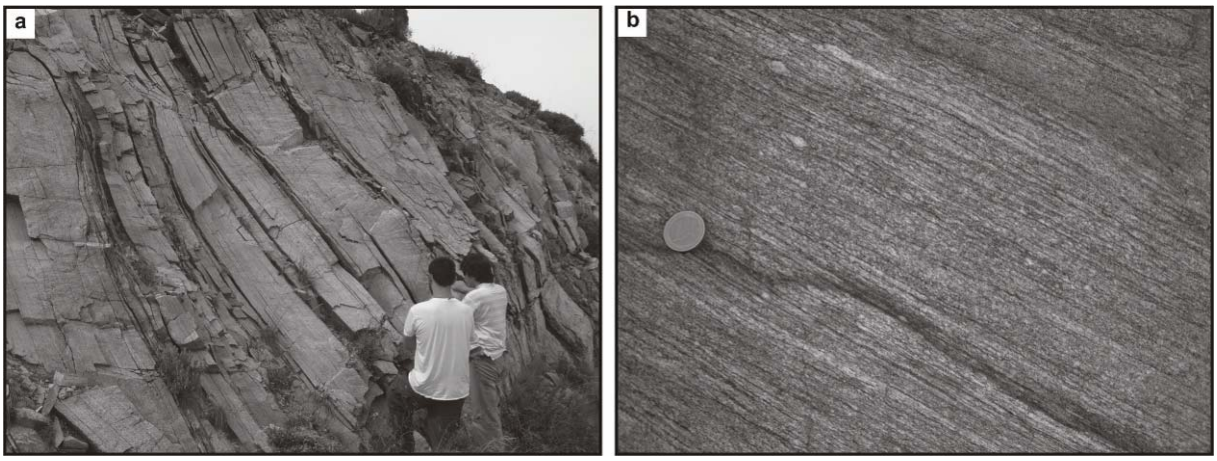


Figure III- 13 : Leucogneiss mylonite field photographs (location on cross section D', Figure III- 9-zone i). a: Homogeneous foliation underlined by alternating quartz-feldspar and biotite layers. b: mylonitic fabric, with elongated quartz ribbons (top left corner of picture).

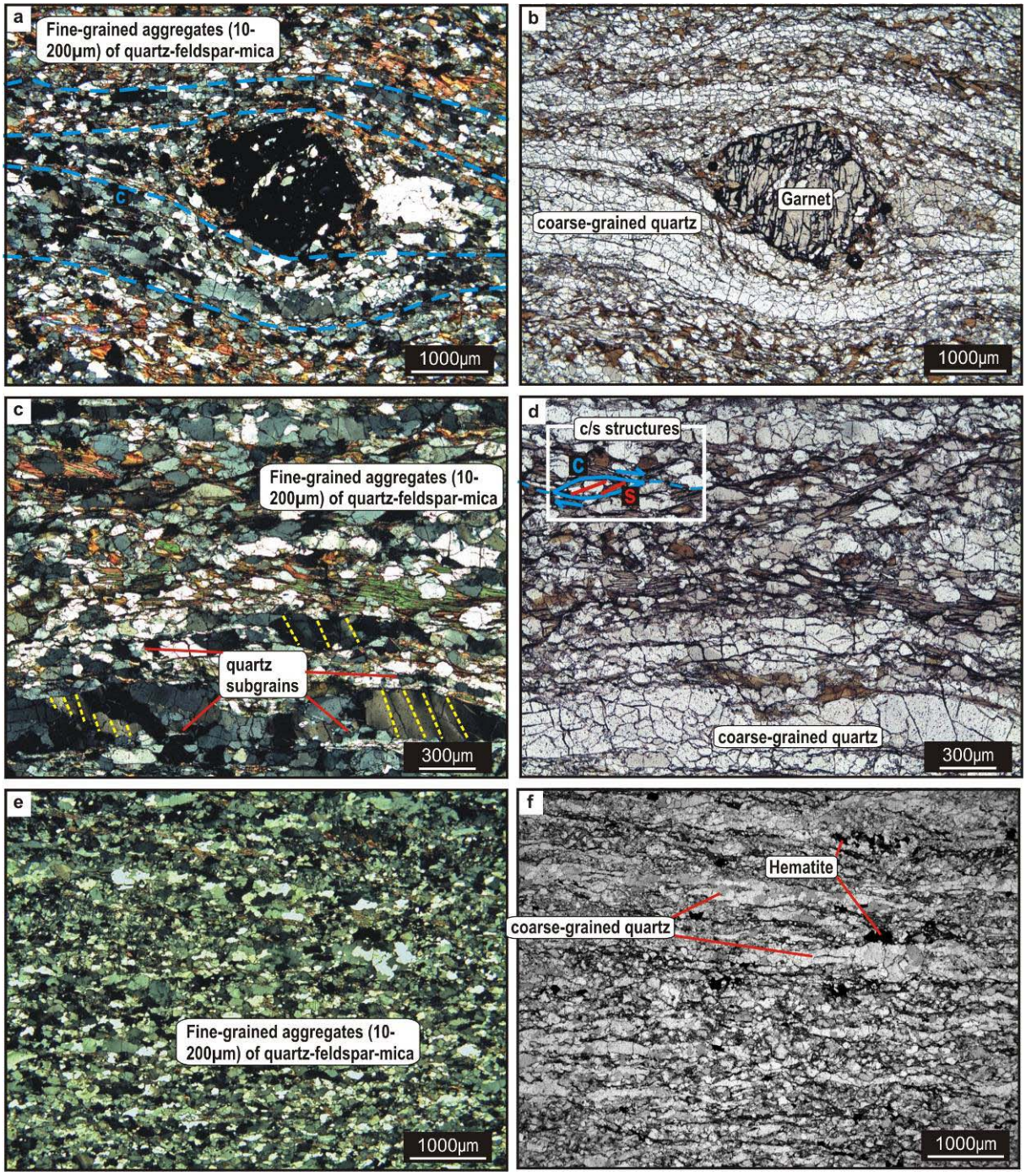


Figure III- 14 : Optical micrographs of different samples coming from the E-W transect D' (Figure III- 9). Localized strong high temperature (>500°C) solid state deformation. **Amphibolite-facies mylonite**.
a (CPL)/**b** (NL): **84b** garnet-leucogneiss : Polygonal texture with partially to totally recrystallized quartz ribbons wrapped around a garnet phorphyroclast.
c (CPL)/**d** (NL): Sample **84b** garnet-leucogneiss : detail on quartz-feldspar-mica layers. Polygonal texture enclosing coarse quartz grained ribbon with chesboard deformation bands and partially to totally subdivided into subgrains (dislocation creep regime 3 (Hirth and Tullis1992)).
e (CPL)/**f** (NL): Sample **84a** quartzite (+hematite) : Polygonal texture with preserved coraser-grained quartz ribbons and hematite. Dislocation creep regime 3 deformation textures (Hirth and Tullis 1992) with grain boundary migration recrystallization and progressive subgrain rotation as the dominant deformation mechanisms.

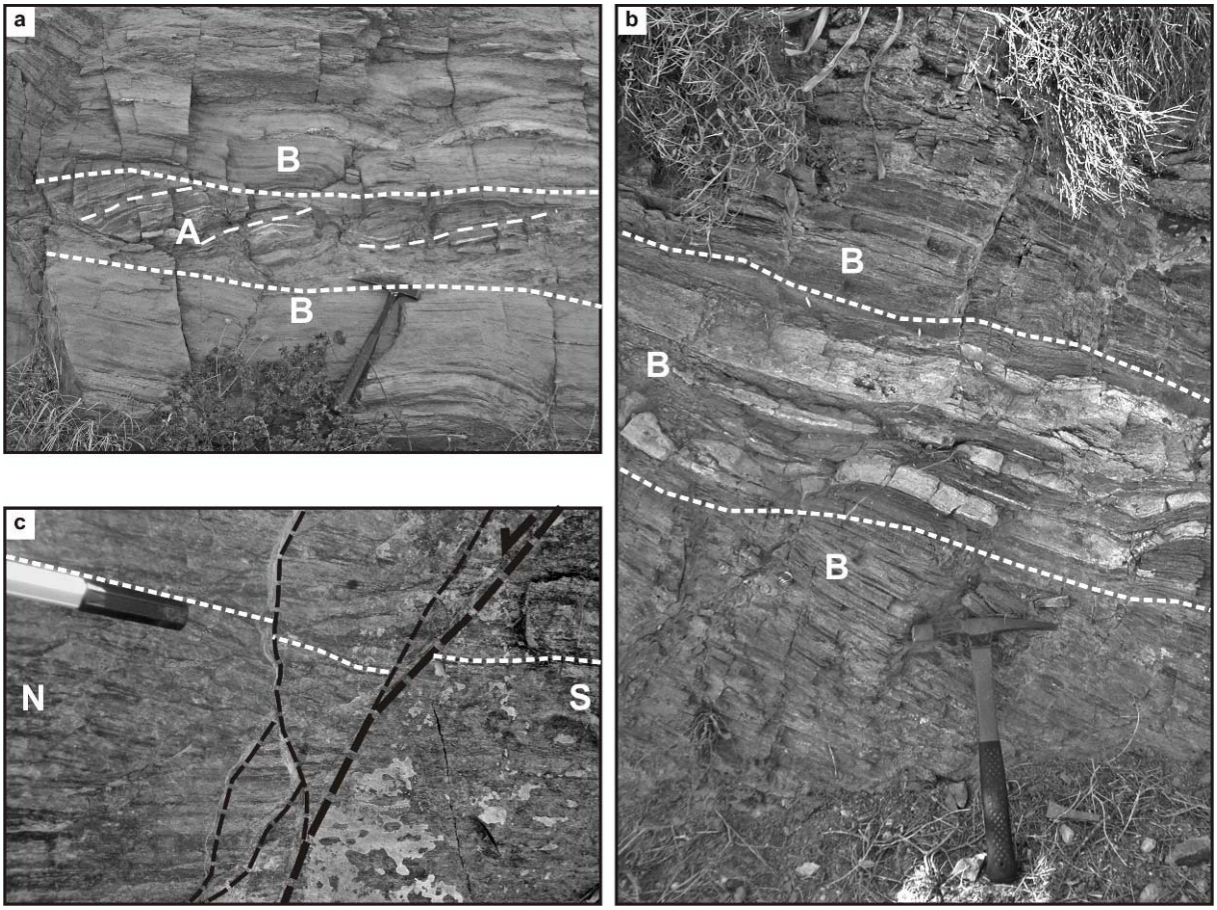


Figure III- 15 : Field scale photographs illustrating the amphibolite-facies mylonite located on the cross section D' (Figure III- 9 zone ii). **a**: well developed steep dipping mylonitic fabric B crosscutting an pre-existing mylonitic fabric A. Short dashed white lines mark the foliation within B and long dashed white lines mark the foliation in B marked by quartz ribbons (centre). **b**: detail on mylonitic fabric B (cf figure a), with completely transposed, stretched and elongated leucogneiss layers (centre). **c**: mylonitic fabric (white dashed line) crosscut by a E-W oriented and north dipping cataclasite(black dashed line).

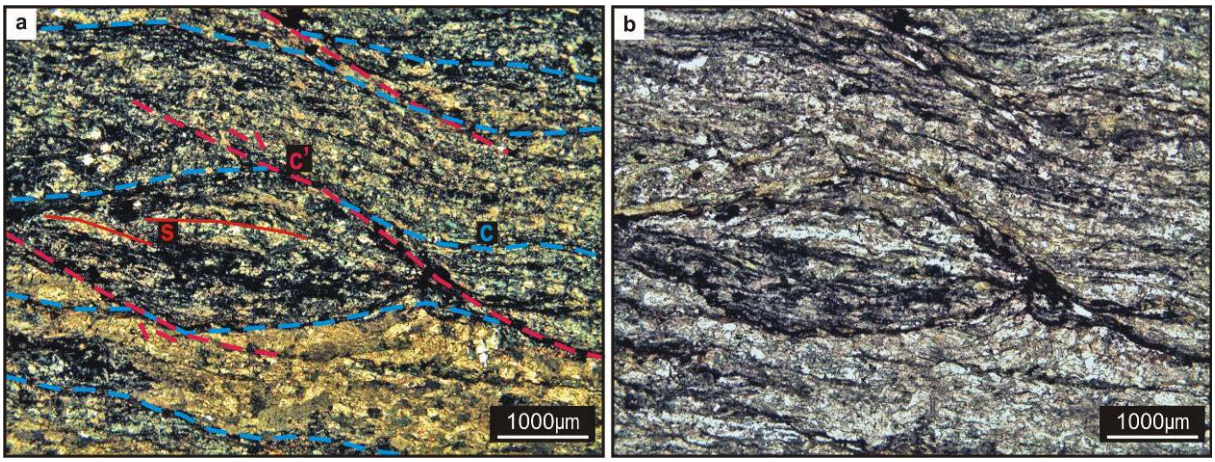


Figure III- 16: Optical micrographs of different samples coming from the E-W transect D' (zone ii on Figure III-4). Strong high temperature (>450°C, biotite stable) solid state deformation. **Amphibolite-facies mylonite.**
a (CPL)/**b** (NL): Sample **82b** amphibolite : C' shear bands separate domains with C/S fabric. Grain size reduction and dynamic recrystallization indicate dislocation creep regime 2 deformation (Hirth and Tullis 1992).

Towards the contact (from E to W) between amphibolite-facies rocks and greenschist-facies rocks, the high grade metamorphic rocks are marked by a steeper dipping mylonite (transect D' on Figure

III- 8, zone ii on Figure III- 9 and mylonitic fabric B on Figure III- 15a/b/c) with even stronger solid state deformation and well developed non coaxial C'/C/S fabrics (Berthé et al, 1979). At the outcrop scale, strain localization is evidenced by a gradient of increasing transposition of granitic dikes into parallelism with the foliation. Kinematic criteria such as asymmetric folds and boudins, C/S fabric and asymmetric recrystallized tails around porphyroclasts are consistent with an apparent dextral sense of shear.

On the microscopic scale, C' shear bands structures are characterized by grain size reduction and dynamic recrystallization indicating dislocation creep regime 2 textures of Hirth and Tullis, (1992) (Figure III- 16a/b/c/d). Remnants of earlier c/s fabric are preserved (mylonitic fabric A on Figure III- 15a and Figure III- 16a/b/c). Biotite is stable and shows no evidences of chloritisation.

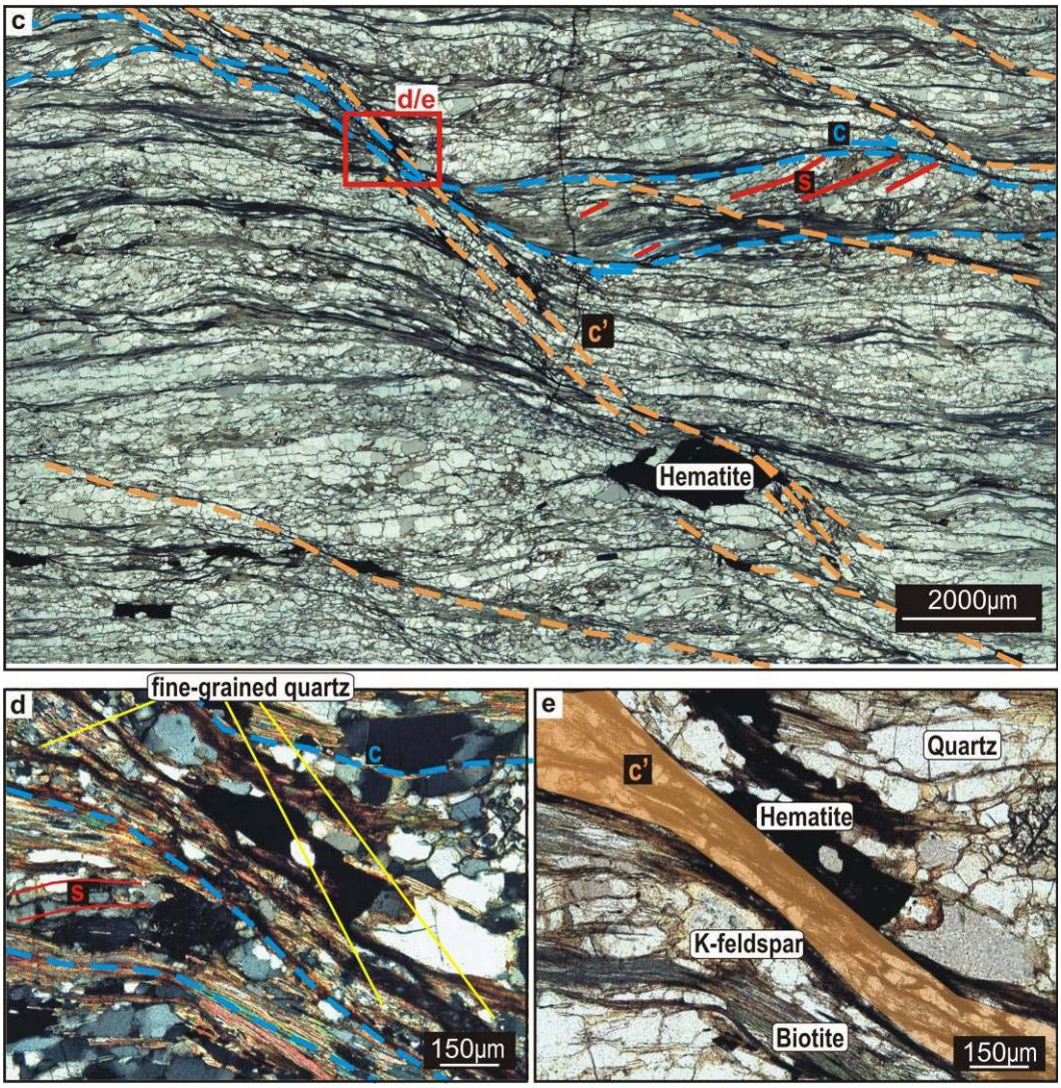


Figure III- 16 continued
c (NL): Sample **80c** leucogneiss (+hematite) : C/S fabric overprinted by C' shear bands T >450°C as biotite is still stable.
d (CPL)/**e** (NL): Sample **01-80c** leucogneiss : detail of the shear bands. Elongated quartz grains and shape preferred orientation suggest predominant dislocation creep regime 2 textures (Hirth and Tullis 1992)

- **Greenschist-facies ultramylonite**

Continuing the structural section to the West (transect D' on Figure III- 8, Figure III- 9), the previously described high-grade mylonite is juxtaposed by a fine-grained greenschist-facies strongly folded ultramylonite (Figure III- 12). The contact between both mylonites corresponds to a decollement (for more details on this contact, cf appropriate paragraph entitled "The greenschist-facies ultramylonite-cataclasite tectonic contact"), with an orientation parallel to the high-grade mylonitic fabric (zone iii on Figure III- 9). The transition from zone ii to zone iii is marked by a characteristic marble layer that can be followed over long distances (several km) along strike.

The ultramylonite is characterized by a zone of maximum transposition wherein all structural markers are parallel (Figure III- 17e/f). This gradient of high transposition is also associated with an increasing number of completely transposed quartz veins (Figure III- 17a/b) compared to surrounding areas. This is interpreted as the result of a fluid-assisted input of silica during deformation. The dark green colour of the ultramylonite attests for the presence of chlorite and indicates an important difference in the metamorphic grade compared to the high grade mylonite where biotite is stable (Figure III- 17c to f). The ultramylonitic foliation is cross-cut by quartz and calcite veinlets (Figure III- 17c/d). The occurrence of both, chlorite and calcite indicate retrograde fluid enhanced metasomatism.

On the microscopic scale, the ultramylonitic texture comprises a matrix of fine-grained partially recrystallized quartz ribbons alternating with chloritized biotite-rich layers. These layers are wrapped around K-feldspar porphyroclasts. Asymmetric tails indicate non-coaxial deformation consistent with apparent dextral sense of shear (Figure III- 18a-f and g-h annexe part III). The K-feldpsar porphyroclasts show a large range of sizes reflecting progressive grainsize reduction by fracturing (cataclastic feldspar) (Figure III- 18c/d and g-j annexe part III). Within the tails of these porphyroclasts, chlorite and muscovite grains crystals are interlayered with very fine grained quartz-feldspar aggregates (Figure III- 18e/f). The dominant deformation process of these rocks is intracrystalline plasticity in weak monophase layers (quartz, biotite) which formed by gradual coalescence. (cf figure 18continued and text in annexe part III for more examples and descriptions of these textures). Low to moderate temperature (250 to 400°C) intense solid state deformation is inferred from stuctures, textures and mineralogic assemblages for this unit.

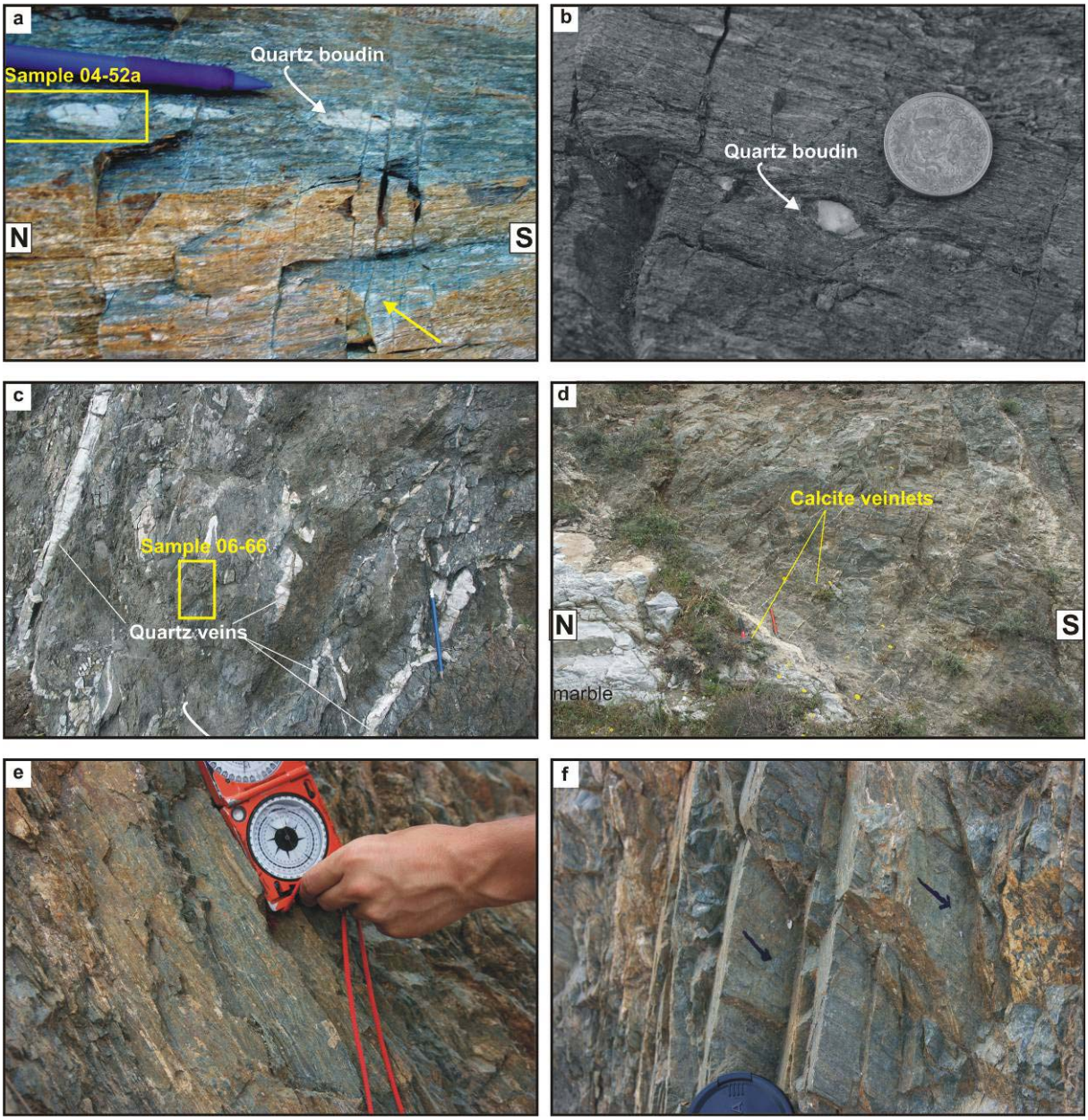


Figure III- 17 : Photographs illustrating the greenschist ultramylonite (cross section D', Figure III- 9 zone iii and iv). **a**: Ultramylonitic fabric with quartz boudins stretched and elongated within the foliation. Note also the localisation for sample 52a of which photomicrographs are exposed in Figure III- 18 (annexe part III). **b**: idem. **c**: quartz veins crosscutting the ultramylonitic fabric. **d**: calcite veinlets crosscutting the ultramylonitic fabric. **e**: detail of the mylonitic foliation. **f**: detail of the lineations of the ultramylonitic fabric.

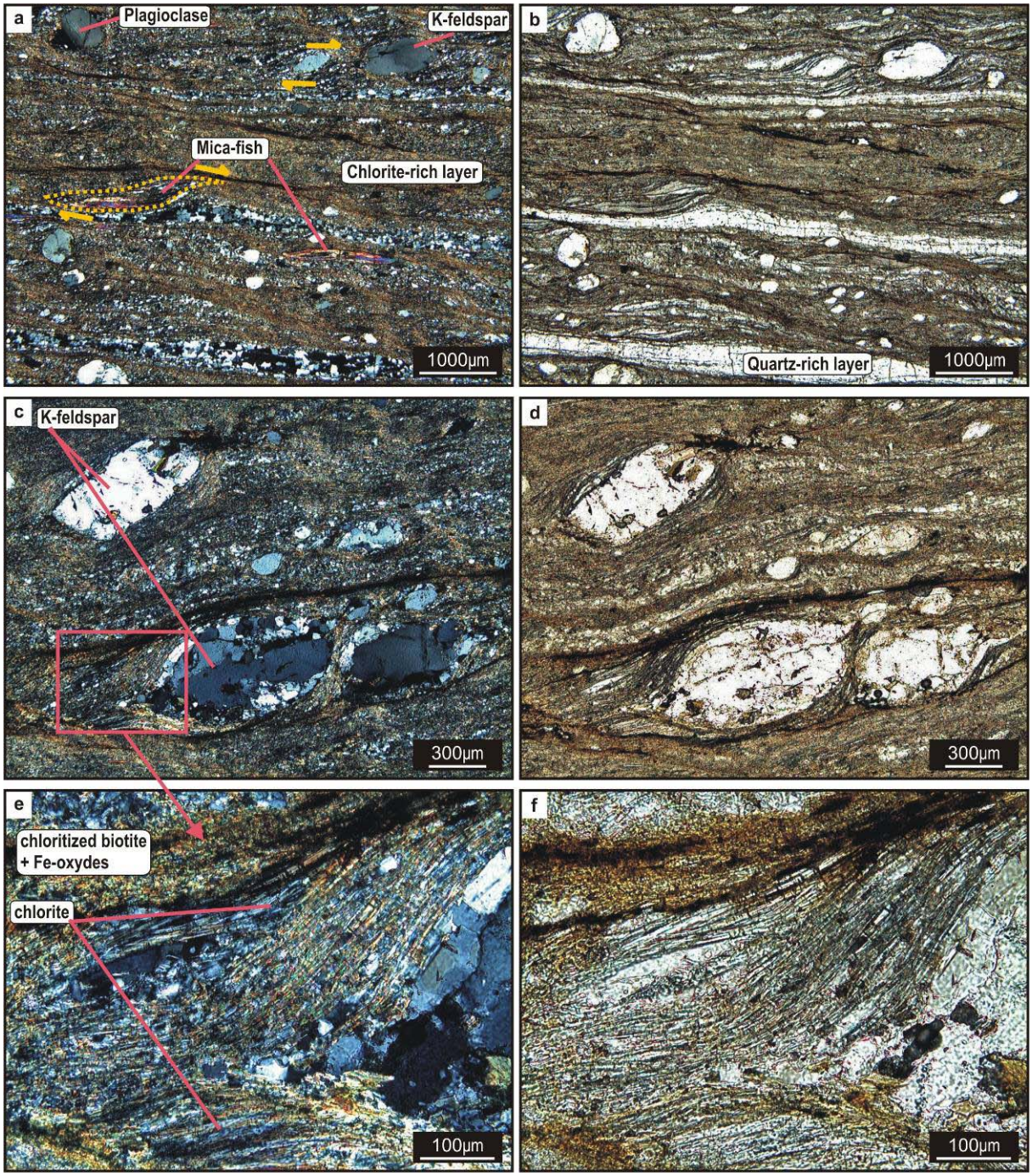


Figure III- 18 : Optical microphotographs of **Low to mid greenschist-facies ultramylonite**. (sample 02-04, viewpoint C, Figure III- 8 and Figure III- 26). This sample of gneiss is representative of zone iii ultramylonitic fabric for the E-W transect shown in Figure III- 9.

a (CPL)/**b** (NL): Sample **02-04** : The matrix consists of very fine-grained partially recrystallized long ribbons of quartz rich layers as well as chloritized biotite-rich layers. Asymmetric tails around feldspar porphyroclasts and mica-fish textures are consistent with apparent dextral shearing.

c (CPL)/**d** (NL): Sample **02-04** : Detail of K-feldpsar porphyroclasts showing a large range of sizes reflecting progressive grainsize reduction by fracturing.

e (CPL)/**f** (NL): Sample **02-04** : Detail of the K-feldspar pressure-shadow tail showing euhedral grains of chlorite interlayered by very fine-grained quartz-feldspar aggregates. The dark brown layer consists of stretched and elongated chloritized biotite and goethite.

- **Cataclasites**

The contact zone between the ultramylonite and the juxtaposed “tectonic mélange” greenschist-facies unite is marked by a several meter thick fine-grained cataclasite with an orientation sub-parallel to the ultramylonitic fabric (Figure III- 8, Figure III- 19 and zone v on Figure III- 9). This contact zone is characterized by intense fracturing and grain size reduction associated with friction attested by angular clasts of schist and marble enclosed into a dark-green coloured and fine-grained matrix of chlorite (Figure III- 19). It is associated with a NNE-trending stretching lineation.

On the microscopic scale, grain-size reduction by fracturing indicates semi-brittle flow and dislocation creep regime 1 of Hirth and Tullis (1992) (Figure III- 20, Figure III- 21 and Figure III- 22). Figure III- 20 shows a sample that recorded the different stages of deformation (from ductile to brittle). The relative chronologies between deformation and fluid circulation events from ultramylonite to cataclastic deformation end up with breccia formation and fracturing. Angular garnet schist ultramylonite clasts (Figure III- 20f/g) are consolidated within a quartz matrix which shows zones of semi-brittle flow deformation at the border of fractures upfilled partially with automorph undeformed quartz crystals (Figure III- 20a/j/k). The clasts are surrounded and crosscut by illite crystals before being consolidated definitely by quartz (Figure III- 20a/b/c).

This sequence indicates relative chronologies of crystallization and deformation; (1) ultramylonite (Figure III- 20f/g); (2) semi-brittle flow (Figure III- 20h-k); (3) fracturing and breccia formation with illite precipitation and high porosity (Figure III- 20b-e and h-k) (4) residual porosity infiltrated by silica-saturated fluid and consolidation of the breccia by quartz crystallization (Figure III- 20b-e and h-k).

Continuing westwards on the transect (transect D’ on Figure III- 8 and Figure III- 9), structurally above the cataclasites a layer of tectonized greenschist-facies rocks is recorded. Furtheron this unit is defined as the “tectonic mélange” unit as it is strongly folded and faulted (cf next parapgraph for more details on this unit). The contact between the cataclasite and the greenschist-facies “tectonic mélange” unit is marked by a fault plane. The “tectonic mélange” unit is marked by more brecciated deformation with the size of clasts decreasing towards the fault contact (Figure III- 12, Figure III- 19 and Figure III- 9 zone vii). The marble layer within the “tectonic mélange” unit at the vicinity of the contact fault with the cataclasite is characterized by semi-brittle faulting where fine-grained chlorite-calcite-quartz aggregates are bordered by goethite (Figure III- 22a-d). Fragments of calcite marble and finer grained dolomite marble are heterogeneously distributed and of mm size (Figure III- 22a/b).

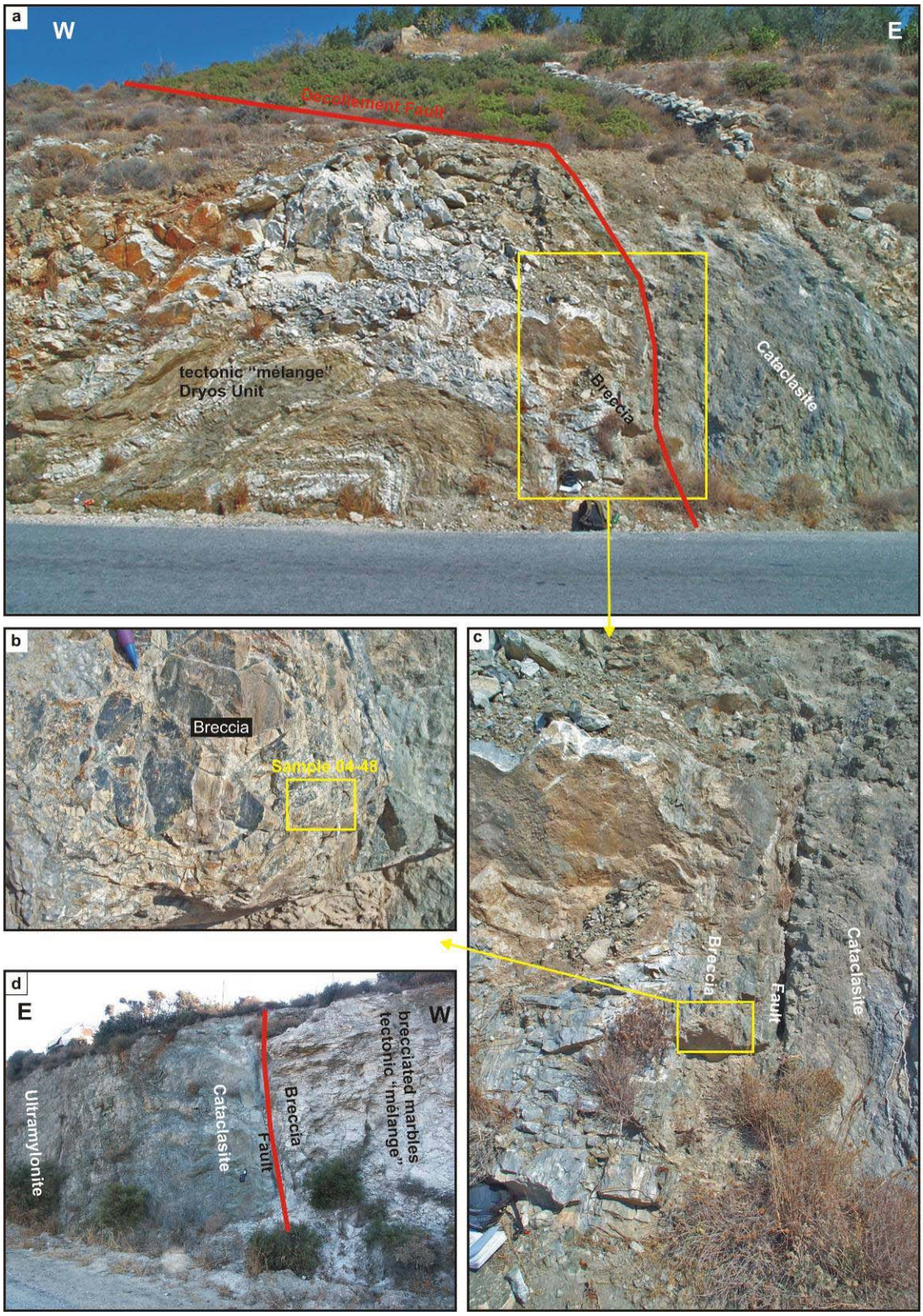


Figure III- 19: Photograph **a** illustrates the contact between the low-grade greenschist-facies unit ("tectonic mélange") and the higher grade amphibolite-facies unit. The uppermost part of this decollement is marked by cataclastic to brecciated deformation followed by a late stage of faulting (location, cross-section D' (Figure III- 9 zone v and iv)). Photographs **b** and **c** show a detail of the contact zone. Fieldscale photograph **d** illustrates the same contact more to the south from viewpoint F (Figure III- 8)

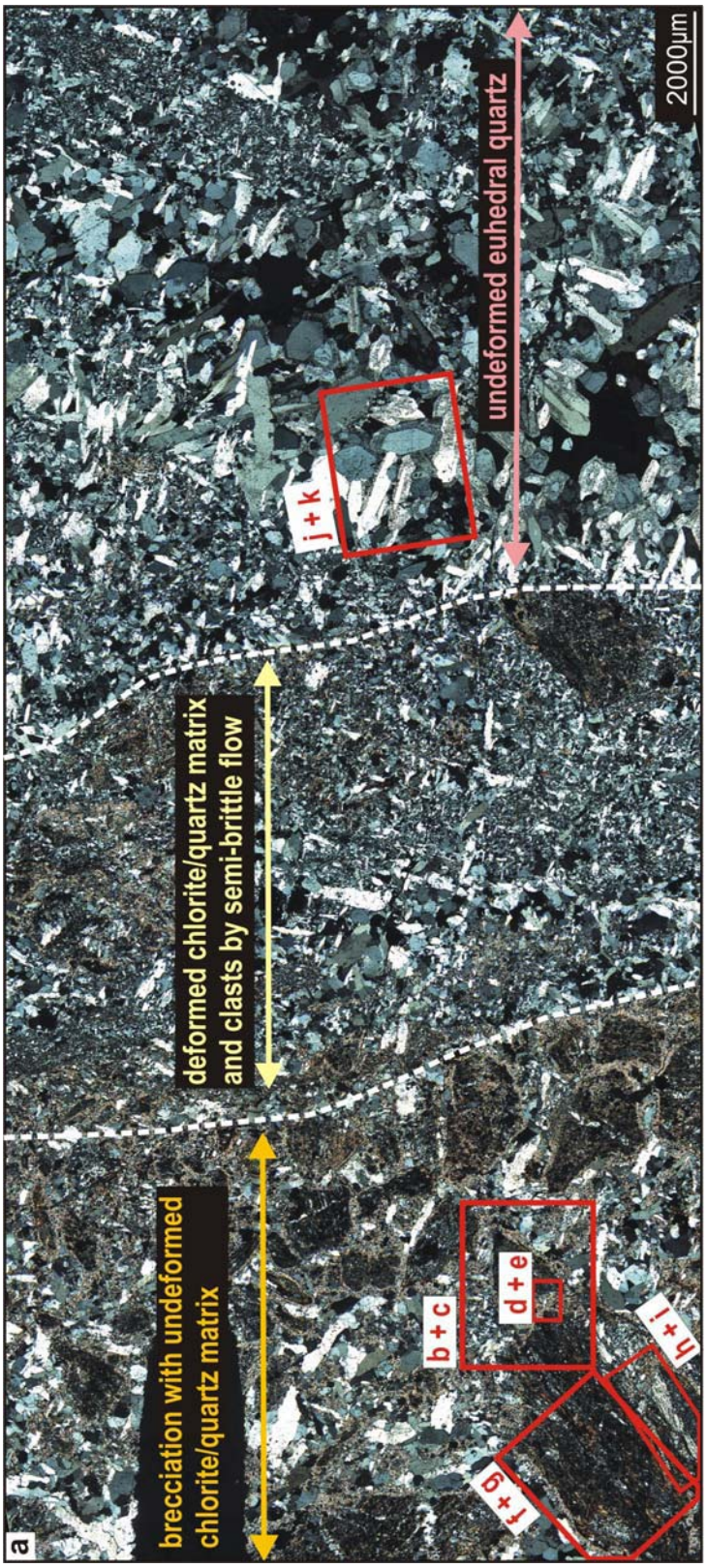


Figure III- 20: Optical microphotographs of **Low to mid greenschist-facies cataclasite/breccia** attesting for cataclastic and brittle deformation. (E-W transect D', Figure III- 9). **a** (CPL): Sample **51** : brecciated garnet-schist and geodic euhedral quartz. Within the left part of the microphotograph, garnet-schist ultramylonite clasts (dark microblocks) are enveloped by automorph clay minerals (illite, pinkish zone around the dark clasts). The atrix inbetween the clasts is formed of undeformed euhedral quartz. In the right part of the microphotograph, euhedral geodic quartz crystals have grown within a former open fracture. The centre part of the microphotograph is marked by grainsize reduction of quartz grains by cataclastic deformation.

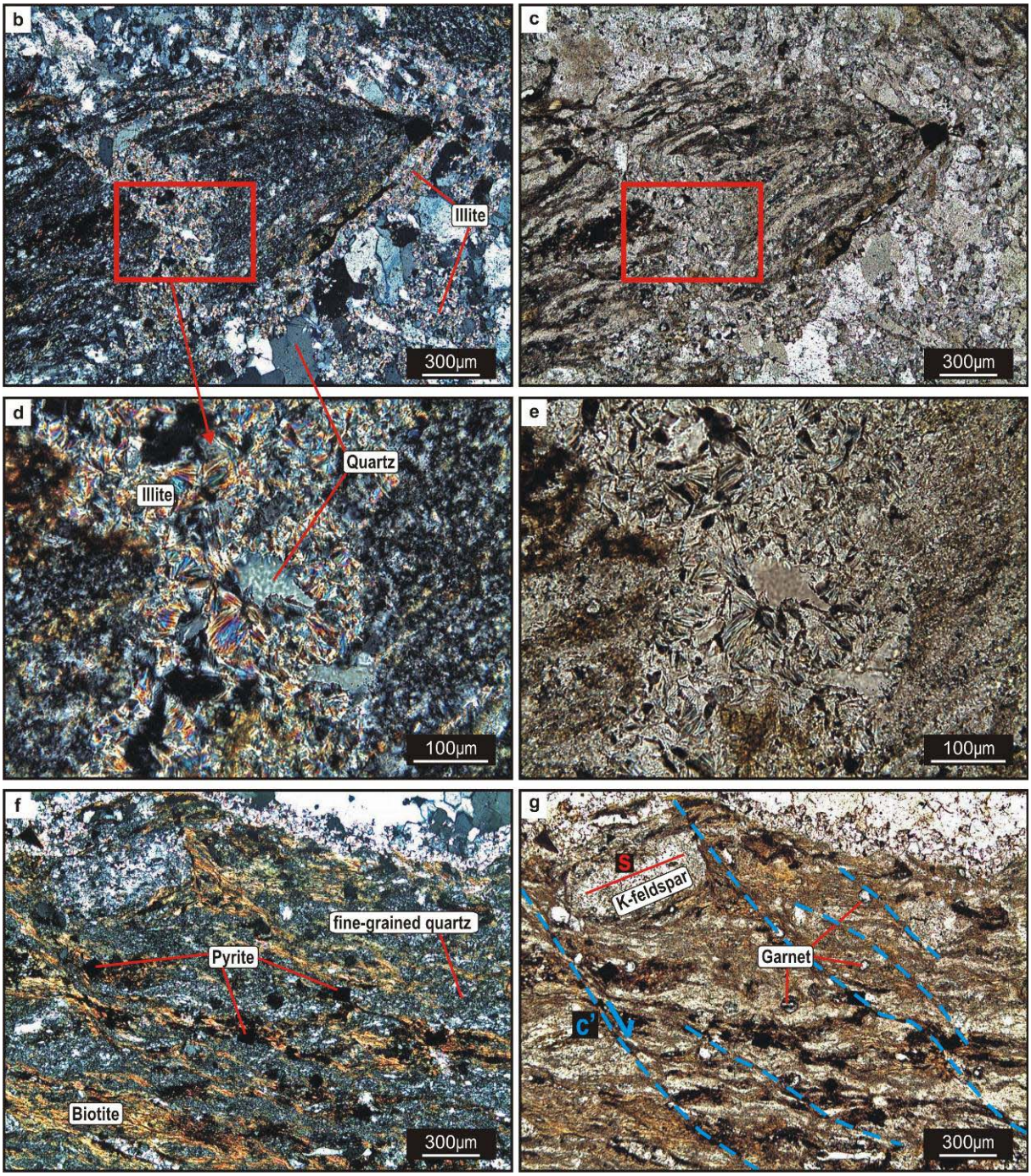


Figure III- 20 continued (detail of Figure III- 20a)
b (CPL)/**c** (NL): Sample **51** : ultramylonite garnet-schist clasts crosscut by illite/quartz veinlet. The matrix of the breccia is also constituted of undeformed illite/quartz assemblages.
d (CPL)/**e** (NL): Sample **51** : detail of the fractured clast from fig.b/c showing the relative chronology between illite (1) and quartz (2) crystallization.
f (CPL)/**g** (NL): Sample **51** : detail of the ultramylonite garnet-schist clast showing well developed C'/C/S fabric and feldspars prophyroclasts affected recrystallization and fracturing (top left).
Grain-size reduction by fracturing indicates cataclastic deformation. The low grade ultramylonitic deformation is reworked by cataclastic deformation.

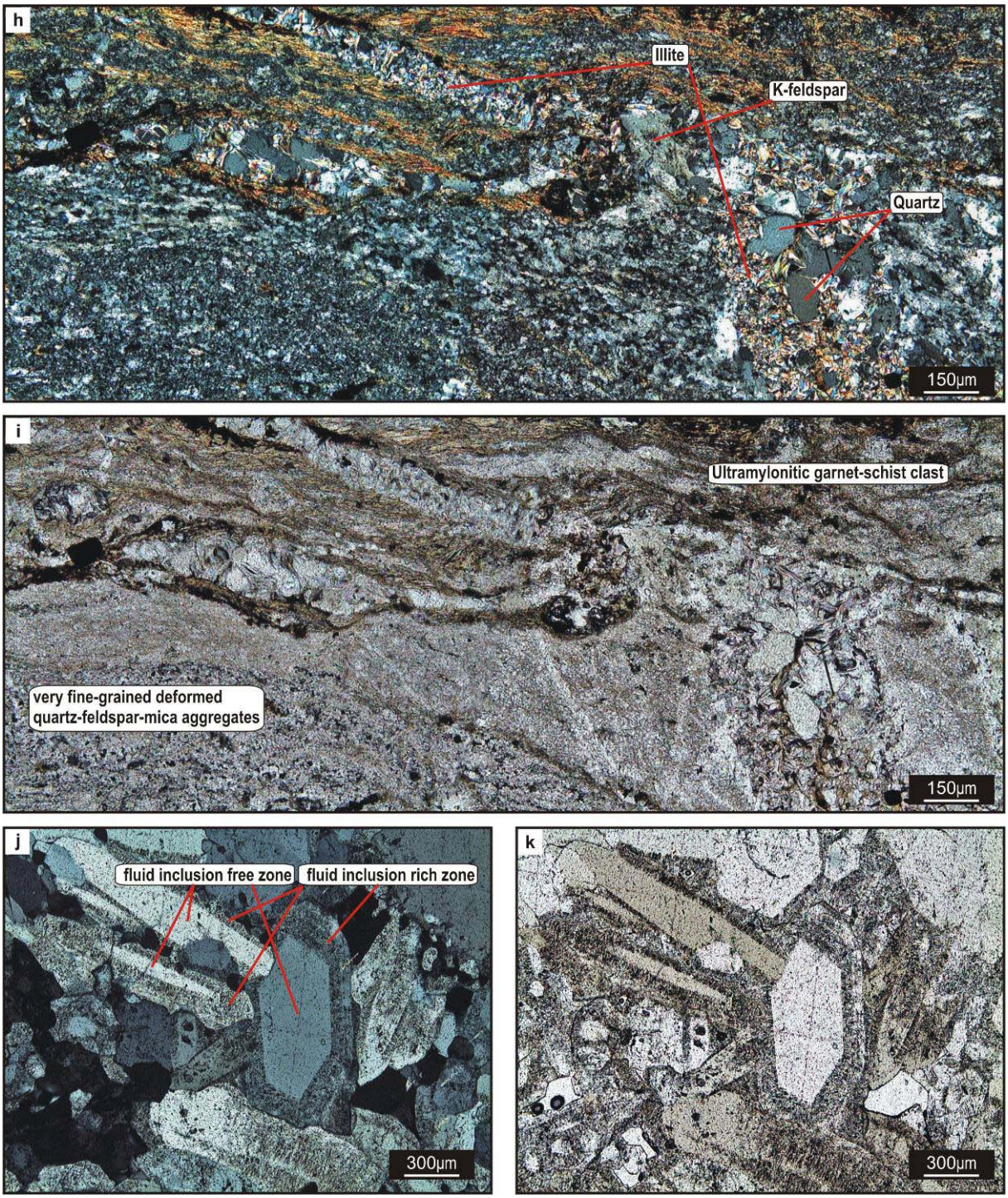


Figure III- 20 continued (detail of Figure III- 20a)
h (CPL)/**i** (NL): Sample **51** : detail at the edge of the fractured clast of ultramylonite garnet-schist showing the relative chronology between layers of very fine grained quartz-feldspar-mica aggregates which are cataclasically deformed(1) euhedral illite (2) and euhedral quartz (3).
j (CPL)/**k** (NL): Sample **51** : detail of the geodic undeformed quartz phenocrystals. These euhedral quartz crystals are zoned and the most external rim is rich of decrepitated fluid inclusions.

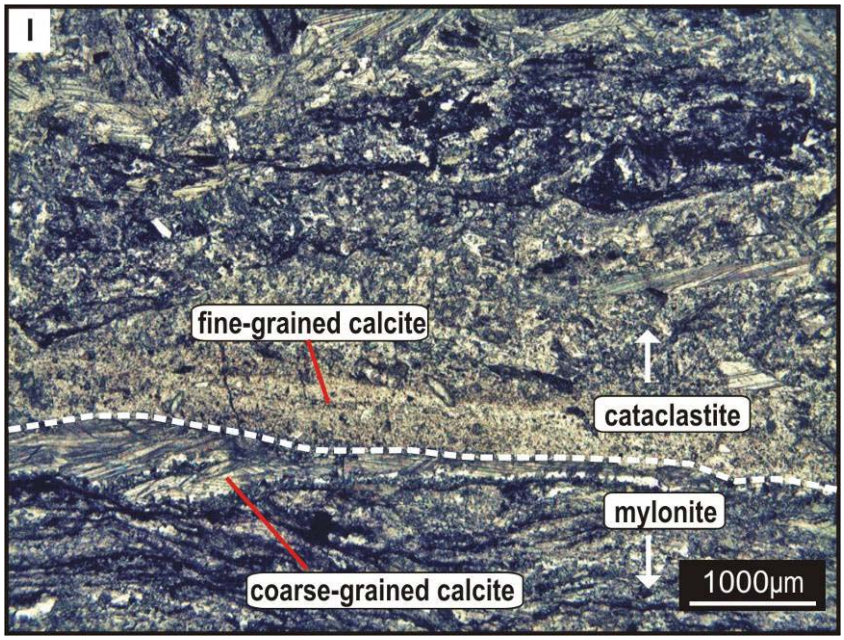


Figure III- 20 continued
l (CPL): Sample **82b** amphibolite-facies schist : lower part: C/S fabrics. Elongated quartz and calcite grains are surrounded by small (1-10µm) subgrains, which indicates dislocation creep regime 2 textures (Hirth and Tullis 1992). Middle and upper part: calcite rich cataclastically deformed band with calcite crystals displaying a shape preferred orientation enclosed into a small grain matrix.

On locality E (Figure III- 8), this contact is marked by a meter scale quartz vein and the associated microstructural deformation pattern are described in Figure III- 22. This sample is characterized by low temperature dislocation creep (regime 1 of Hirth and Tullis, 1992). Original centimetre-size grains are separated into several smaller millimetre-size grains along sinistral deformation bands or grain-scale faults. The deformation bands crosscutting those millimetre-size quartz grains contain very fine recrystallized subgrains (1-10µm). Very high density of tangled dislocations, sub-basal deformation lamellae (Lallement and Carter, 1971) and patchy undulatory extinction of millimetre-size quartz grains are characteristic for regime 1 dislocation creep deformation and thus for low-grade semi-brittle deformation (Figure III- 22a-h).

Figure III- 20l shows an example of a calcite rich cataclastically deformed band crosscutting through the high-grade mylonite and thus indicating cataclastic deformation towards deeper levels of the crust during exhumation and inferred migration of the ductile/brittle transition. This penetrative cataclastic deformation is not continuous.

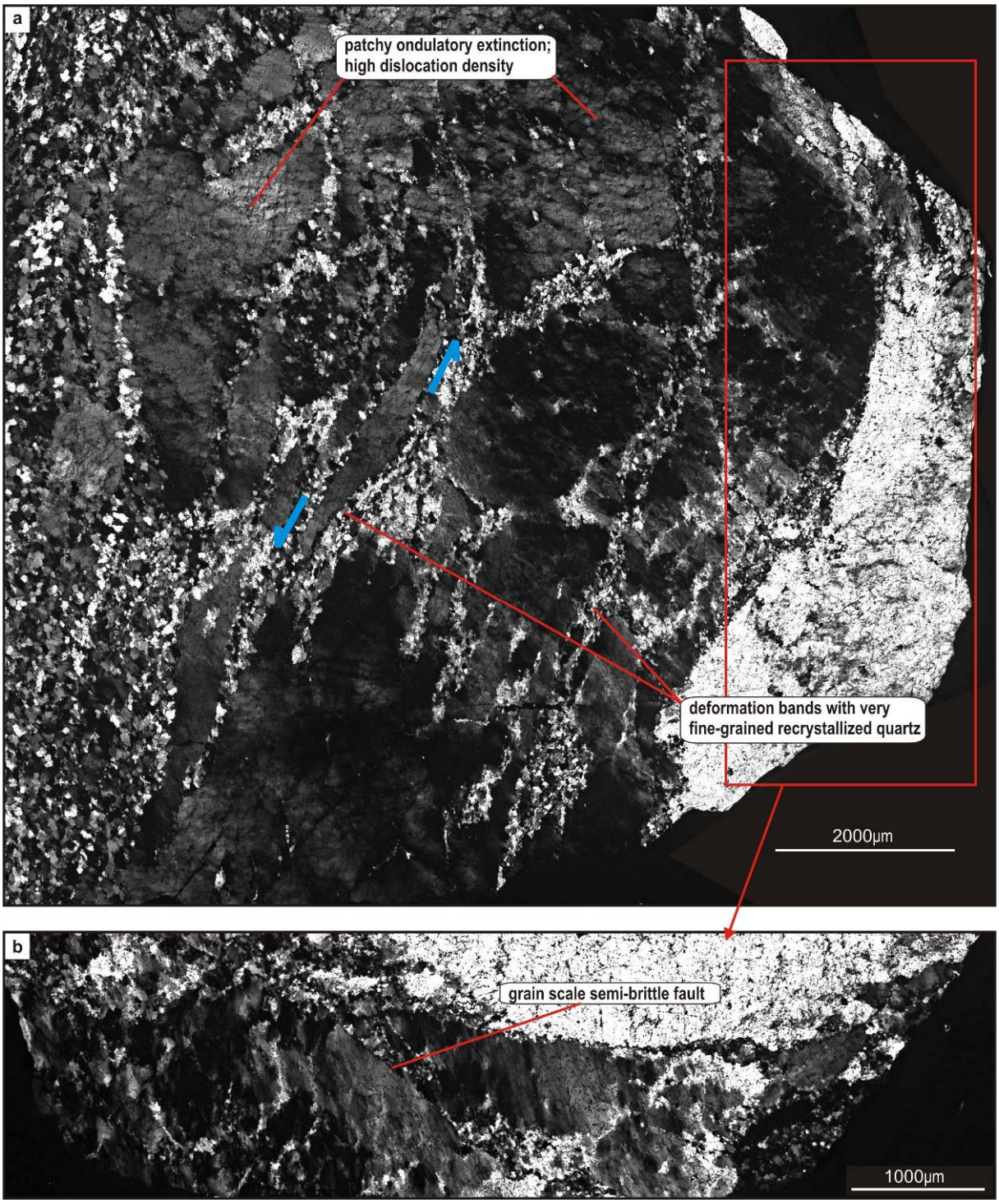


Figure III- 21: Optical microphotographs of **Low to mid greenschist-facies cataclastic to brittle deformation** (E-W transect D', Figure III- 9) and viewpoint E (**Figure III- 8**).

a (CPL): Sample **10** : quartz vein : Centimetre-size grains are separated into several smaller millimetre sized grains along senestral deformation bands (blue arrows) or grain scale faults. The deformation bands crosscutting those millimetre-sized quartz grains contain very fine subgrains (1-10µm). Millimetre-sized quartz grains show patchy undulatory extinction. These microstructures are characteristic for regime 1 dislocation creep deformation (Hirth and Tullis, 1992).

b (CPL): Sample **10**: quartz vein : detail of the right part of microphotograph 1 (90° turned CPL). The sharp limits delimiting millimetre-sized quartz grains are grain scale faults.

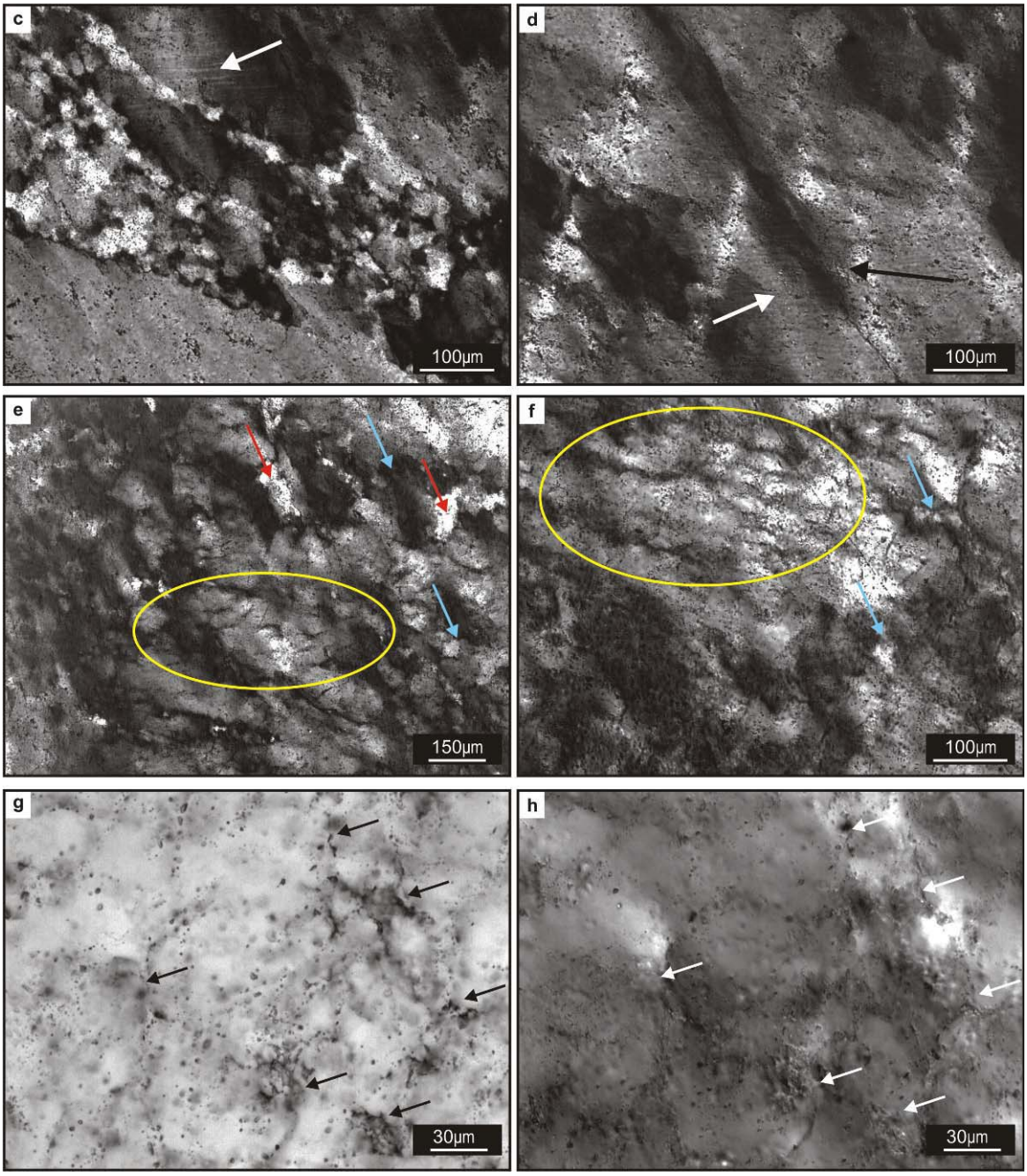


Figure III- 21 continued

c (CPL): Sample **10** : quartz vein: detail of a semi-brittle flow zone with very fine grained recrystallized quartz grains characteristic of regime 1 dislocation creep deformation of Hirth and Tullis (1992). Sub-basal deformation lamellae develop within the larger millimetre size quartz grains (white arrow) (Lallement and Carter, 1971)

d (CPL): Sample **10** : quartz vein: detail of a semi-brittle microfault (black arrow) and sub-basal deformation lamellae (white arrow) (Lallement and Carter, 1971)

e (CPL): Sample **10** : quartz vein: detail of patchy undulatory extinction within millimetre sized quartz grains: high density of tangled dislocations (yellow circle), subgrain boundaries (blue arrows) and recrystallized subgrain formation (red arrows)

f (CPL): Sample **10** : quartz vein: idem

g (CPL)/**h** (NL): Sample **10** : quartz vein : Concentration of randomly distributed fluid inclusions. Darker zones correspond to larger decrepitated fluid inclusions concentrated at the subgrain boundaries (black (left) and white (right) arrows).

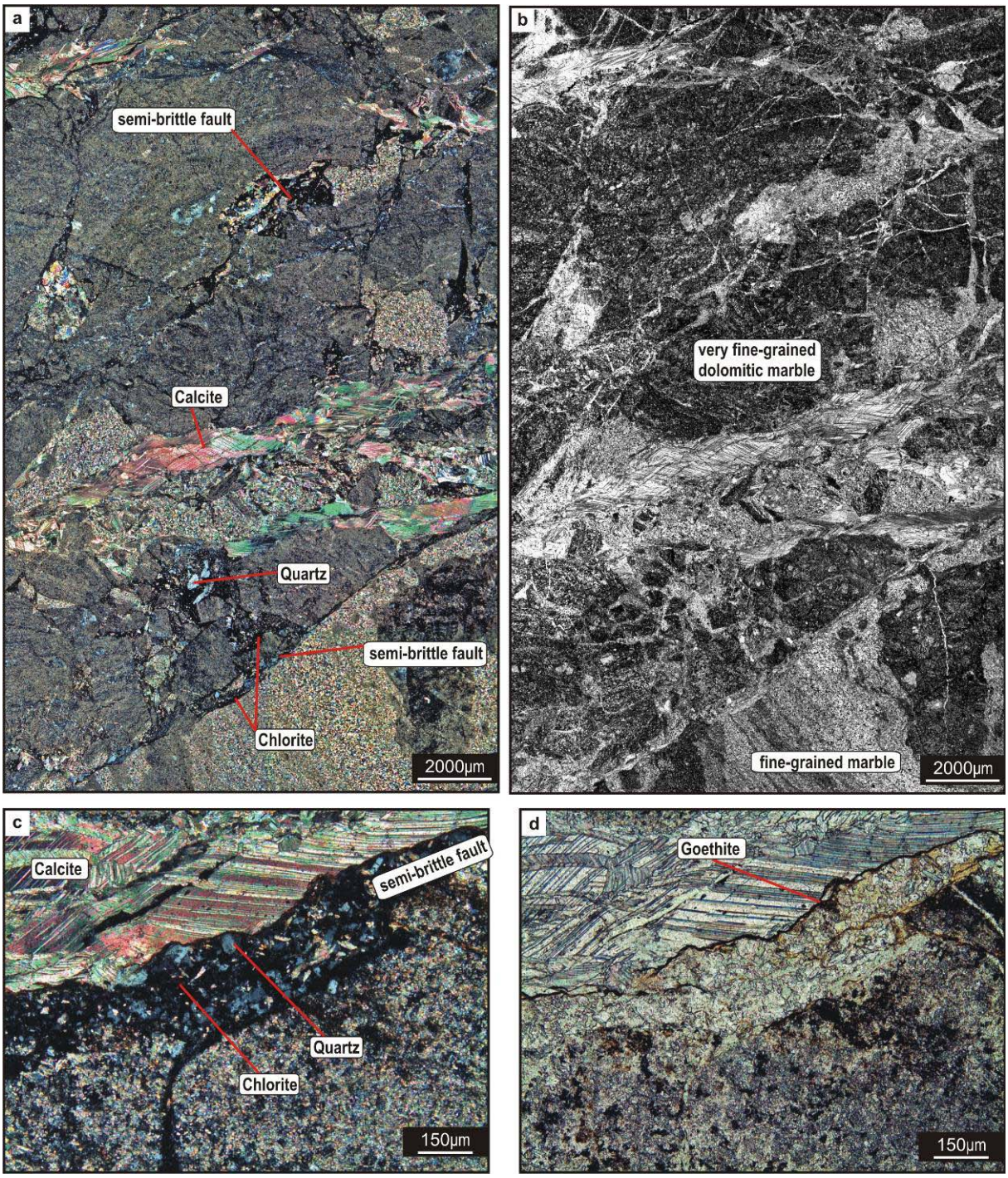


Figure III- 22: Optical micrographs of Low temperature cataclastic to brittle deformation. **Low to mid greenschist-facies semi-brittle faulting (cataclastic flow).** (E-W transect D' (Figure III- 9 and detail of Figure III-19).

a (CPL)/**b** (NL): Sample **48** : semi-brittle deformation within marbles. Large zone of a thin section showing the relationships between semi-brittle faulting and late stage calcite crystallization within fractures as well as the heterogeneously distributed fragments of fine-grained marble and very fine-grained dolomitic marble.

c(CPL)/**d** (NL): Sample **48** : semi-brittle deformation within marbles. Detail of a semi-brittle fault zone of very fine-grained chlorite-quartz-calcite aggregates bordered by goethite. Calcite is crystallizing within open fractures. The fine-grained fault gouge appears black and is a result of multiple grain-scale faulting.

- **Greenschist facies "tectonic mélange"**

Marbles and schists above this cataclastic zone are intensely fractured and the initial ductile fabric is disrupted (Figure III- 8, Figure III- 23 and Figure III- 9 zone vi). This so called "tectonic mélange" unit is characterized by a high concentration of faults and by blocs of various lithologies (various types of marbles, chlorite-schists, graphitic schists, cataclasites, greenschist-facies mylonites, metabasites, etc). These observations suggest that this unit is a strongly attenuated remnant of an upper crustal low-grade metamorphic unit crushed and thinned from several kilometres in thickness to several hundreds of meters.

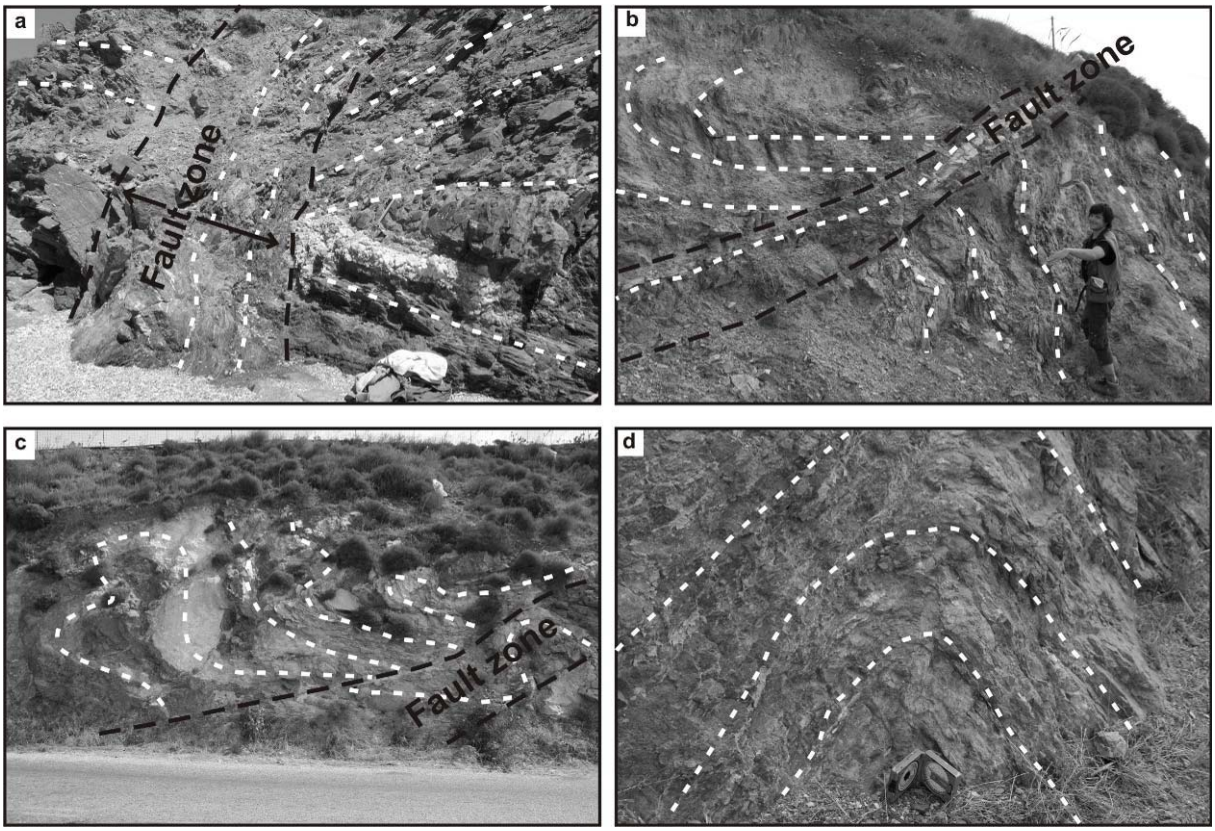


Figure III- 23: Photographs of the "tectonic mélange" (viewpoint E, **Figure III- 8**, and cross section D', Figure III-9). Foliations are indicated by white dashed lines and the fault zones by black dashed lines. **a)** highly fractured chlorite-schists (dark) and quartz vein (white). Foliations are completely disrupted within the fault zone compared to the wallrock **b)** highly fractured and folded chlorite-graphite schist. **c)** highly fractured and folded low grade marble (white) and chlorite-schists (dark) **d)** detail of folded chlorite-graphite schist.

The contact of the "tectonic mélange" unit and the juxtaposed upper unit is marked by a detachment fault separating greenschist-facies metamorphic rocks with non metamorphic serpentinites and sedimentary rocks. This is the detachment previously described by Gautier et al., (1994). This contact as well as the contact between cataclasites and the tectonic "mélange unit" is locally buried below large scale kilometric landslides constituted of amphibolite-facies rocks (Figure III- 8 and Figure III-24).

Figure III- 24: Photograph of the fault at the base of the amphibolite-facies landslide above the cataclasite.

- **The greenschist-facies ultramylonite-catclasite tectonic contact (umyl-cc).**

The macroscopic and microscopic structural features defining the tectonic sequence of different structural units from high-grade amphibolite-facies protomylonite and mylonite towards low-grade greenschist-facies ultramylonite and cataclasite textures seem to be a continuous sequence of concordant structures when interpreting the cross section on Figure III- 9 (zone i-v). However, as described above, the transition from the mylonite to the ultramylonite is marked by a tectonic contact and a particular marble layer which is folded together with the umyl-cc tectonic contact (Figure III- 12). These folds do not affect the high-grade mylonite. The complex three dimensional structures can be best understood when combinig Figure III- 9 and Figure III- 12 in order to take into account folds within the umyl-cc tectonic contact in contrast the highly transposed and planar structures of the amphibolite-facies mylonite.

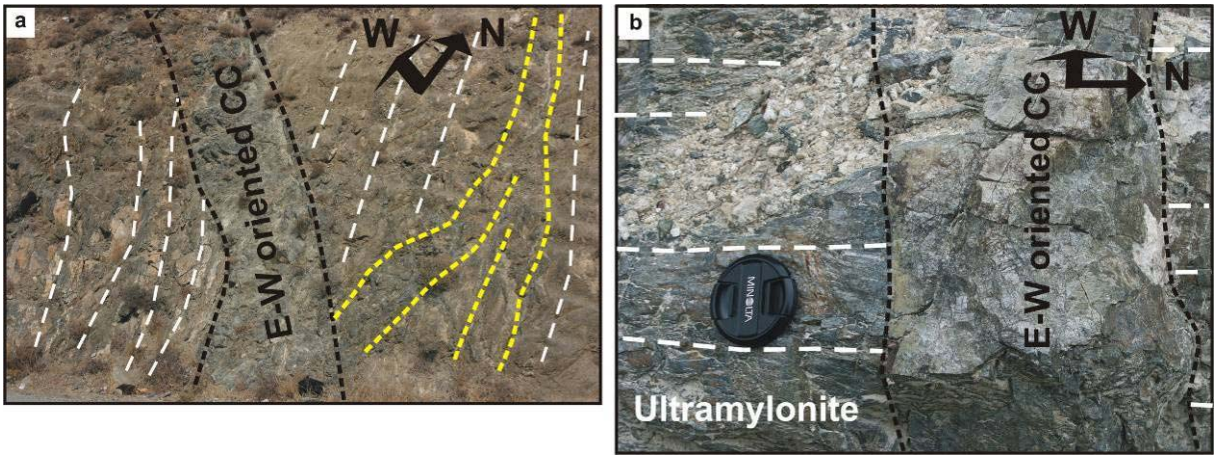


Figure III- 25 : Photographs of E-W trending cataclasites crosscutting N-S trending cataclasites a) and ultramylonites b).

(Viewpoint D, Figure III- 8 and Figure III- 12, and cross section D', Figure III- 9). White dashed lines indicate foliations. Yellow dashed lines indicate N-S oriented cataclasites. Black dashed lines indicate E-W oriented cataclasites (cc).

E-W oriented greenschist-facies cataclasites crosscut the umyl-cc tectonic contact (Figure III- 25). These cataclasites do also affect, to a lesser degree, the underlying high-grade mylonite (Figure III- 15c). The chronologic relationship between folding and high-grade mylonitic deformation is not straightforward. The disharmonic deformation at the transition between the umyl-cc tectonic contact and the high-grade mylonite indicates that it represents a major decollement horizon attesting for strain partitioning. These observations point out a more recent juxtaposition of two structural levels previously separated by several kilometres of continental crust. This contact is further described along strike in the following paragraphs.

The umyl-cc tectonic contact thins out towards the north and is only several tens of meter thick on section C. To the west, the hanging wall of the umyl-cc is marked by folded homogenous low grade marble and chlorite-schists. This transition can be best observed from viewpoint B (Figure III- 8, Figure III- 27).

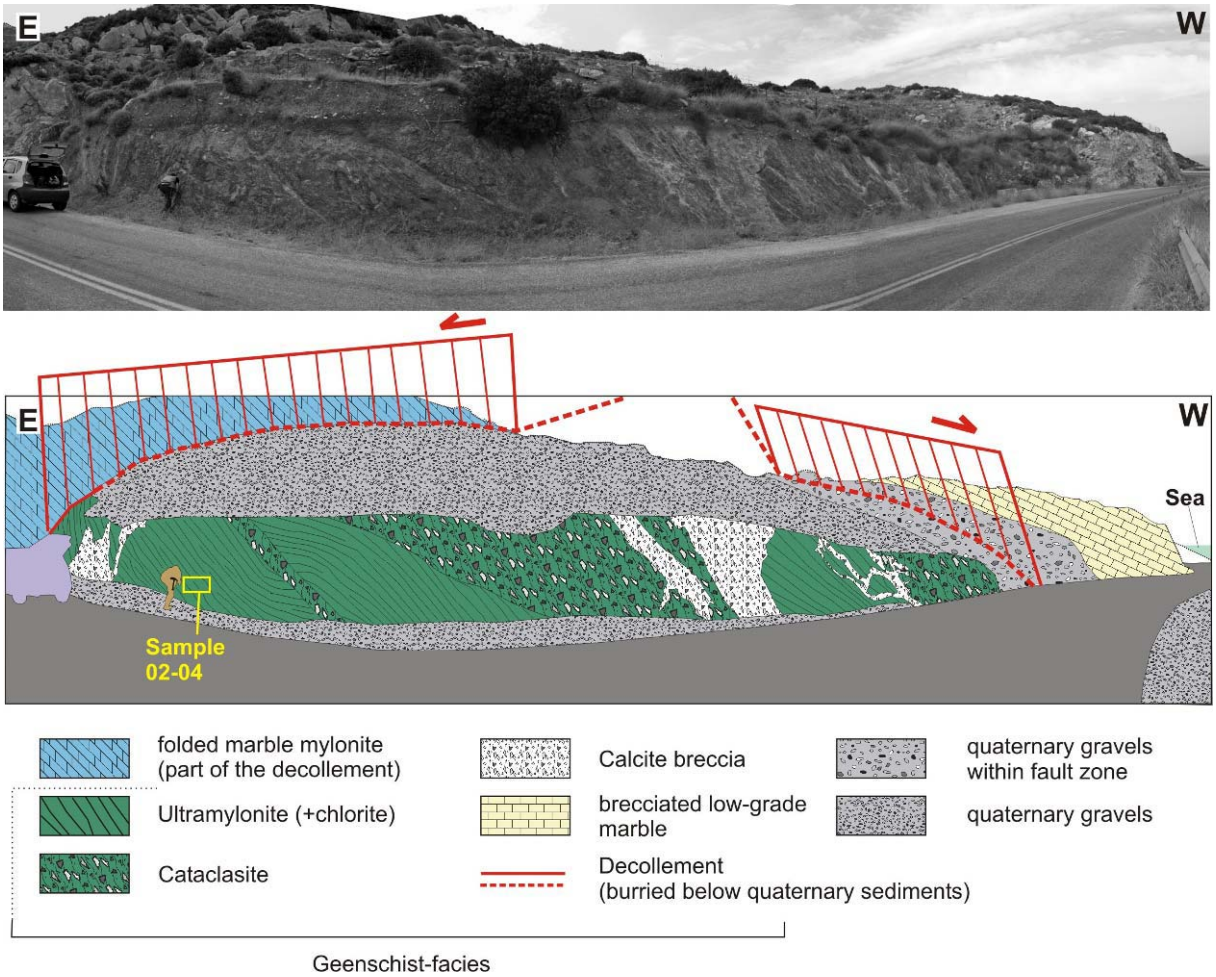


Figure III- 26 : Panoramic view (above) from spot C (Figure III- 8) and photointerpretation drawing (below). Note that microphotographs from sample 02-04 (Figure III- 18) are illustrating the greenschist-facies ultramylonite exposed also in Figure 31.

Progressively towards the north from spot C to spot B and A (Figure III- 27, Figure III- 28), the hanging-wall rocks are marked by the progressive disappearance of chlorite-schist and the appearance of biotite-schist passing trough a transition where both minerals were stable. The amphibolite-facies mylonite is marked by highly transposed planar structures whereas the juxtaposed low-grade metamorphic rocks are folded. The overall metamorphic gradient within the hanging wall from spot D towards spot A is increasing from chlorite-schist towards higher grade biotite-schist. On an E-W transect in viewpont A, biotite-schists are juxtaposed to the high-grade mylonite decollement layer. Greenschist-facies rocks and the umyl-cc tectonic contact are completely lacking as this contact is concordant with the high-grade mylonite decollement layer towards the north.

Within the hanging-wall of the umyl-cc tectonic contact, deformation characteristics also show a progressive evolution from the strongly brittle faulted “tectonic mélange” unit towards folded, less faulted chlorite-schists northwards. Thus two gradients can be observed within the hanging-wall, one

related to an increase in metamorphic grade and one related to less and less brittle deformation towards the north. Together, both gradients reflect a deeper structural level towards the north and a shallower structural level towards the south within the hanging-wall.

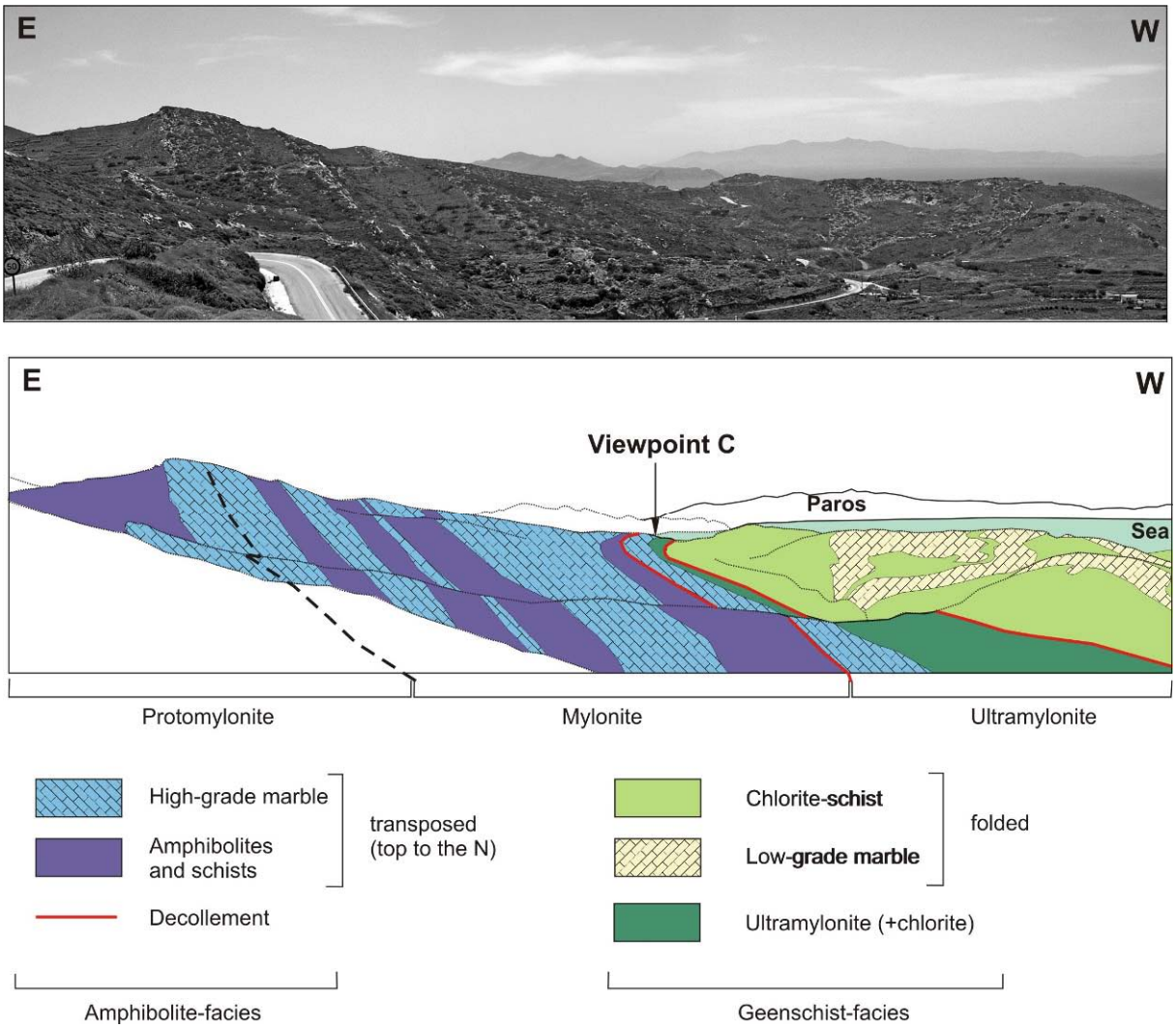


Figure III- 27 : Panoramic view towards the south (above) from spot B (Figure III- 8) and photointerpretation drawing (below).

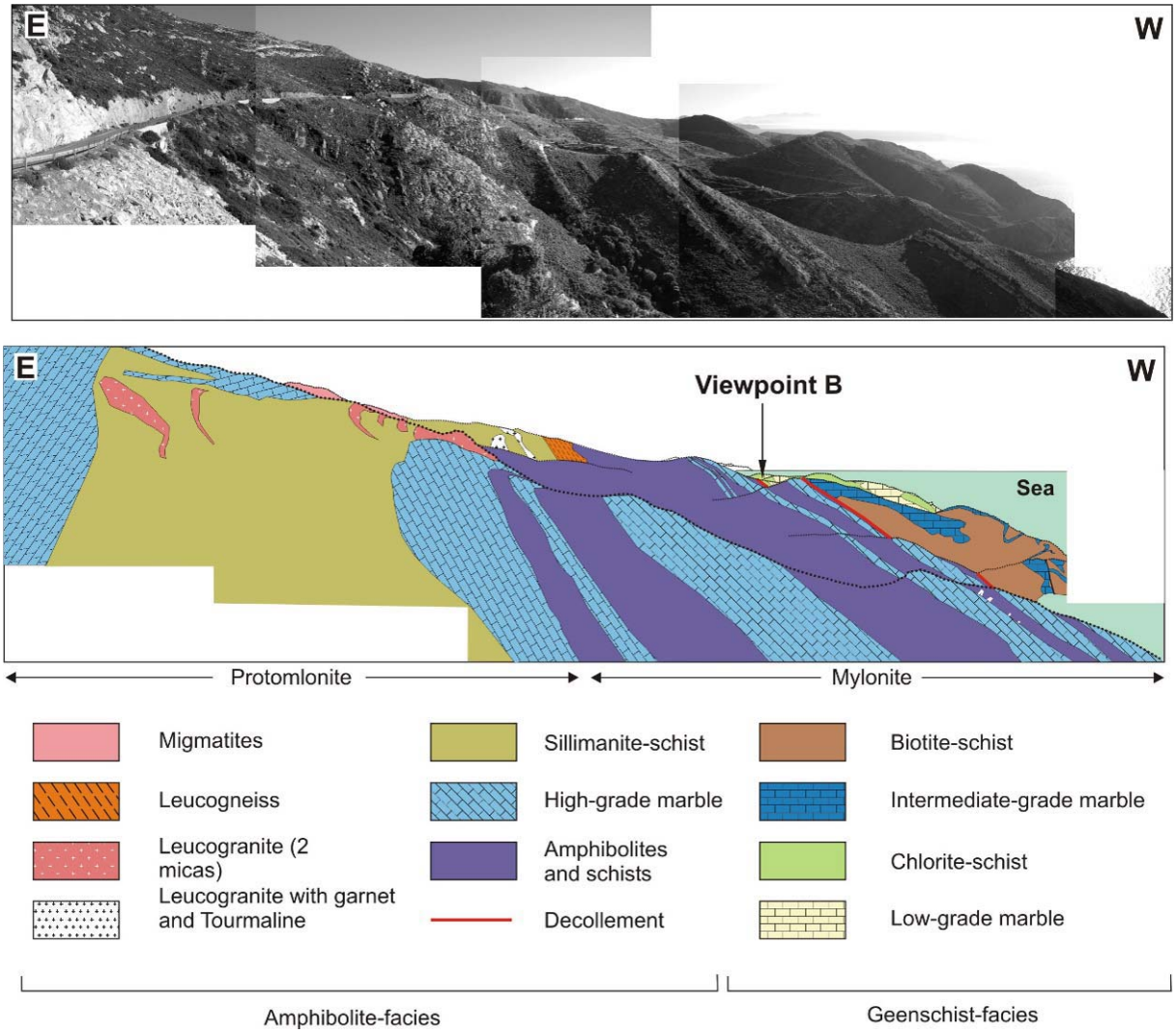


Figure III- 28 : Panoramic view (above) from spot A (Figure III- 8) and photointerpretation drawing (below).

- **Cataclasites affecting the granodiorite**

Cataclasitic deformation is also affecting the granodiorite pluton, exposed on the western side of Naxos Island. A thick cataclastic zone wraps around the northern edge of the pluton (Figure III- 29 spot A). This zone is characterized by intense fracturing attested by angular granodiorite clasts and the presence of a dark-green coloured fine grained matrix of chlorite. At the microscopic scale, these cataclasites display highly fractured granodiorite and K-feldspars clasts. The matrix is constituted of a very fine-grained chlorite-quartz matrix (Figure III- 30a/b). The shape preferred orientation of small grains and variation in the grain-size among various cataclastic layers define a cataclastic foliation. This foliation bears a NNE-trending stretching lineation. The increase in the quartz content of the cataclastic zone compared to the surrounding rocks is interpreted as reflecting an input of silica owing to hydrothermal activity and the corresponding cataclasites are defined as silicified cataclasites (Figure III- 30b).

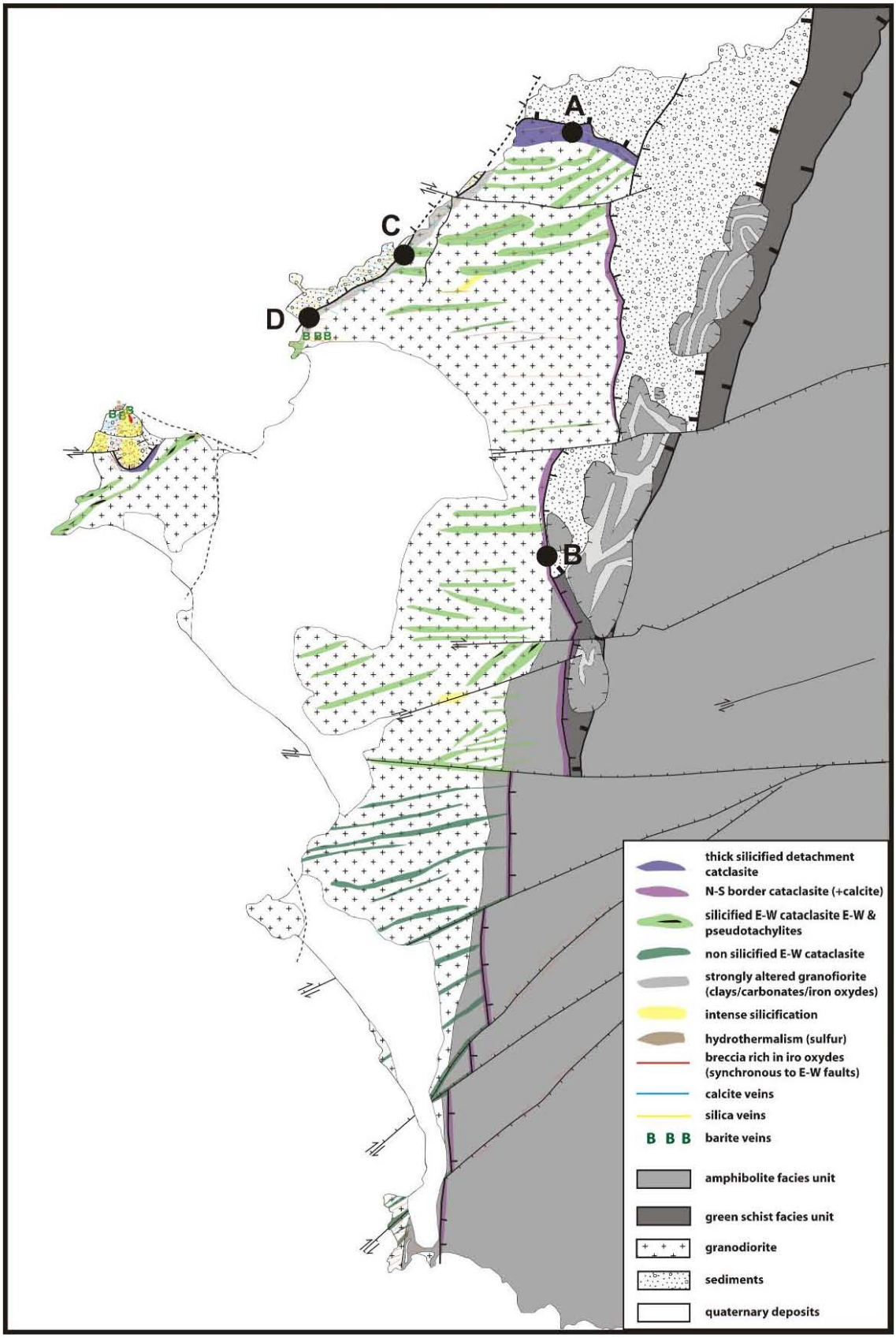


Figure III- 29 : Map of the granodiorite pluton illustrating the distribution of cataclasites and alteration zones owing to fluid circulations are indicated. Spots A to D refer to localizations for samples and sites described within the text.

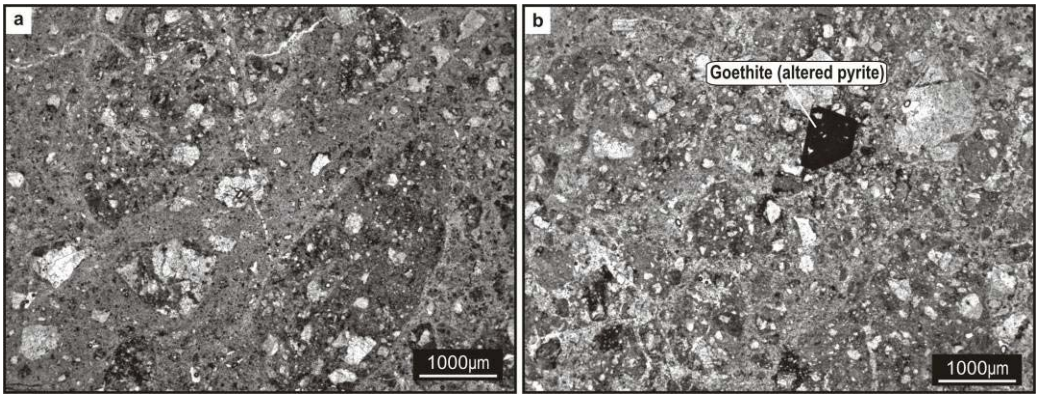


Figure III- 30: Optical microphotographs under normal light of sample 07-8b coming from viewpoint A (Figure III- 29). This sample is representative of the detachment cataclasite. **a)** Cataclastic flow and intense multiple grain scale fracturing are characteristic. The white angular grains are fractured K-feldspar crystals that flow within a very fine grained chlorite-quartz rich matrix. The darker zones within the matrix are richer in chlorite and date from an earlier activity of cataclastic flow. The lighter zones within the matrix crosscut the darker chlorite rich ones and are richer in very fine grained silica. Note also the difference in grain size between the first generation of cataclastites and the second one. The silica dominated matrix contains much finer grains than the chlorite dominated. **b)** idem. Note the presence of pyrite (altered into goethite) within the cataclasites which probably attest for hydrothermal activity as these pyrites are very common.

In addition to the edge cataclasite, the interior of the pluton displays a number of cataclastic zones ranging in size from a few centimetres to several tens of meters (Figure III- 29). These zones, at a high-angle to the magmatic fabric of the granodiorite, trend roughly WSW-ENE and dip steeply to the north or to the south. These cataclasites are completely silicified in the northern part of the pluton but not in the southern part. The silicified cataclasites are resisting erosion and form ridges in the topography, whereas non-silicified cataclasites correspond to valleys. ENE-WSW trending faults are concentrated in the vicinity of cataclastic zones, whether silicified or not (Figure III- 29). This suggests that these zones localize deformation first during cataclastic deformation and then during more discrete fracturing as these rocks get exhumed closer to the surface. In contrast to the thick silicified cataclasite that wraps the northern part of the granodiorite, the high-angle cataclasite bordering the granodiorite pluton to the east and to the west is characterized by a dark green chlorite and calcite matrix (Figure III- 29, spot B and Figure III- 31). The ubiquitous presence of calcite in the cataclasite as (i) fractured grains within the matrix (Figure III- 31a), (ii) a cement in the pore space Figure III- 31c/d/e/f), and (iii) within veins (Figure III- 31b), indicate continuous input of Ca-rich fluids during and after cataclastic deformation. These border cataclasites, marking the eastern and western contact of the granodiorite, cross-cut the cataclastic zone at the northern tip of the pluton and accompany the latest stages of its exhumation.

At the northern tip of the pluton, the low angle silicified cataclasite is marking the contact between granodiorite and Cenozoic sediments whereas on the south-eastern side of the pluton, the high angle calcite-rich border-cataclasite marks the contact with high-grade schists (Figure III- 29).

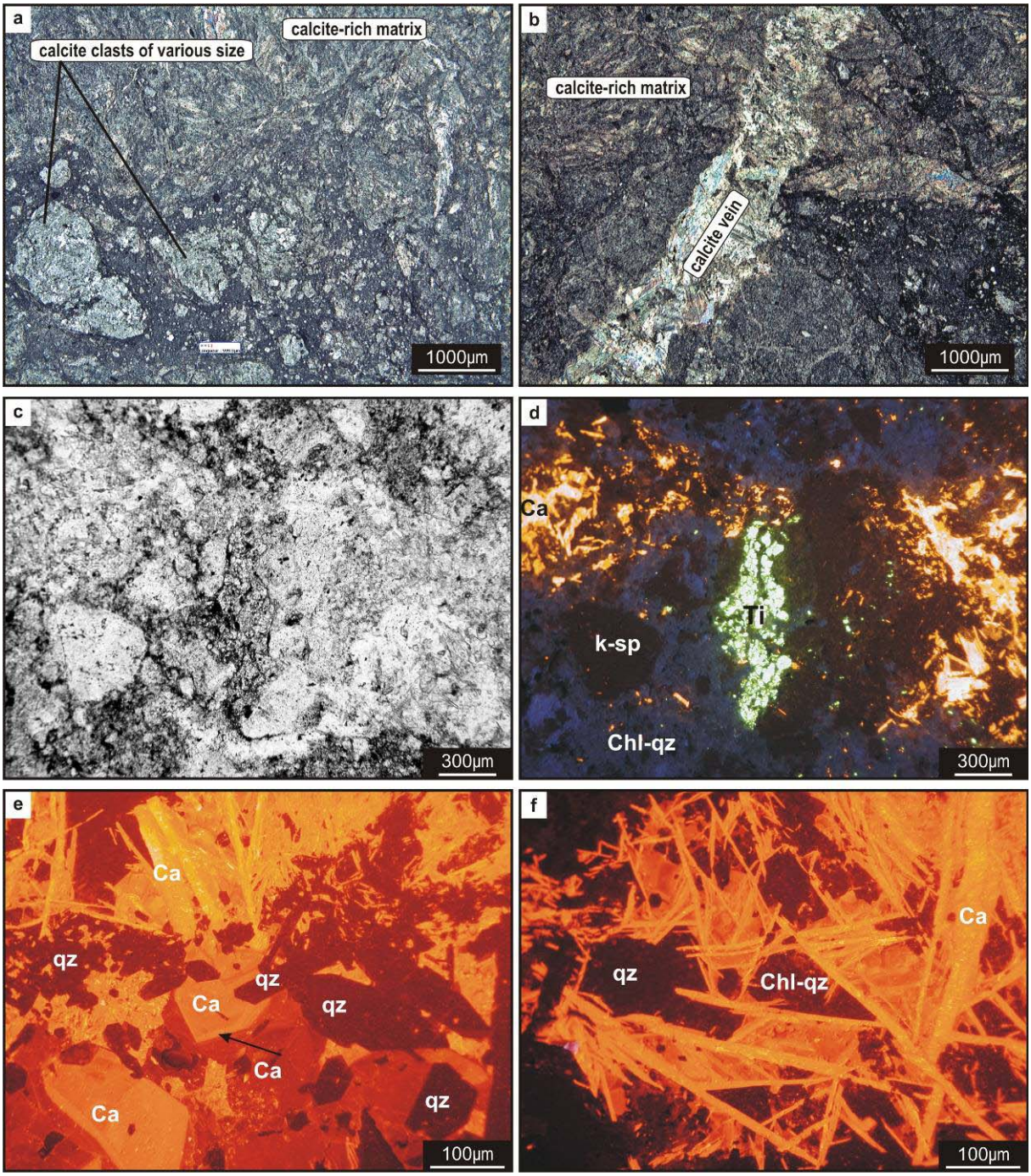


Figure III- 31: Optical microphotographs under normal light (a/c), polarized analyzed light (b) and cathodoluminecense light (d/e/f) of sample 04-71 coming from viewpoint B (Figure III- 29). This sample is representative of the N-S oriented border cataclasite. Ca = calcite; qz = quartz; Ti = titanite; chl-qz = chlorite-quartz **a)** multiple grain-scale fracturing and grain-size reduction within a fine-grained chlorite (dark zones) and calcite matrix (bright zones) matrix. **b)** Ca rich matrix crosscut by calcite veinlet. **c** and **d** show the nature of the matrix and relative chronologies between fluid circulations and deformation pattern. The blue zones (d) correspond to the silica-chlorite rich matrix and the black angulous clasts correspond to K-Feldspar crystals. The crushed mineral in the centre is a Titanite crystal and the orange bright zones are constituted of calcite rich zones. **e** and **f** show a detail of the calcite rich zones. Note the zonations within the calcite crystals (black arrow) and their euhedral texture as well as the crystallization of late stage euhedral quartz (black hexagonal crystals).

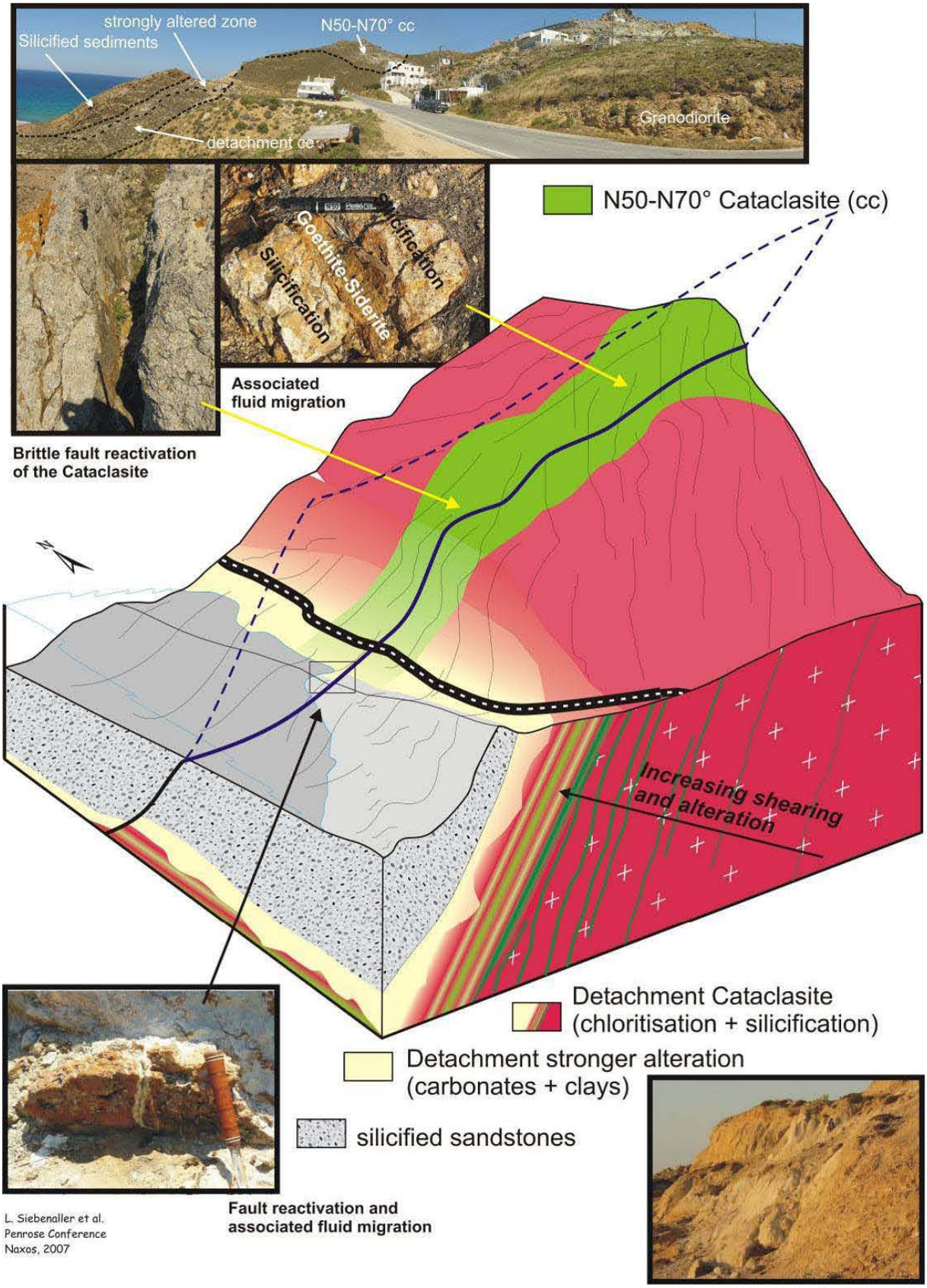


Figure III- 32: Blockdiagram of the contact cataclasite on the western part of the granodiorite and associated alterations attesting for fluid circulations.

Along the western edge of the granodiorite pluton, the cataclastic contact is affected by strong hydrothermal alteration (Figure III- 29, Figure III- 32 (spot C)).

The most prominent fluid circulation event is expressed by a thick chlorite- and epidote-rich gouge with feldspar clasts that potentially correspond to retrogression of the granodiorite associated with surface derived fluid circulation during the development of the cataclastic detachment. This gouge is cemented by quartz attesting for the circulation of silica-saturated fluids. This silicification is also affecting the non-metamorphic upper unit sandstones and conglomerates just above the detachment. ENE-WSW trending faults cross-cut the gouge and are coated with goethite, siderite and calcite attesting for the circulation of Fe and Ca rich fluids in these (Figure III- 32). The latest expression of this hydrothermal activity affecting the contact zone of the granodiorite as well as the juxtaposed sediments is formation of barite veins (Figure III- 29, Figure III- 33 (spot D)).

Discussion arise about the role of the different cataclasites, some being associated with the detachement while others are clearly oblique and locally reactivated as brittle normal faults.

- **Faults**

Faults affect not only the metamorphic and magmatic units but also the upper ophiolitic and sedimentary unit. Within the hanging wall, above the high-grade mylonite the MP/MT metamorphism associated to the NNE-SSW extensional shearing strongly overprinted the previous ductile fabric due to N-S shortening related to the accretionary wedge and associated crustal thickening.

The upper unit display remnants of an ophiolitic pile (mainly serpentinites). These observed remnants have been obducted during the Early Cretaceous and never subducted as revealed by the occurrence in Paros of late Early Cretaceous shallow marine limestones unconformably lying on top of them (Papageorgakis, 1968; Robert, 1982) The sedimentary sequence of Paros-Naxos presents from bottom to top, (i) Eocene marine limestones, (ii) Eocene (Oligocene ?) fanglomerates (only exposed in Naxos), and (iii) Miocene marine and fluvial deposits. Thrusts affect these sediments on both islands. To the North of Melanes (Figure III- 34h) the serpentinites display a reverse contact on top of the Paleogene fanglomerates. If the age of the deformed units may fit with an expected Paleogene age in relation with the crustal thickening stage, the roughly N-S direction of the fault plane does not seem in agreement with a N-S shortening related to the Africa-Eurasia plate kinematics. In other places, thrusts clearly cross-cut Early Miocene marine sediments (Figure III- 34i). These observations are in apparent contradiction with the supposed Early Miocene extensional shearing coeval with the Naxos dome migmatitic rise (Jansen and Schuiling, 1976, Gautier et al., 1993, Vanderhaeghe, 2004).

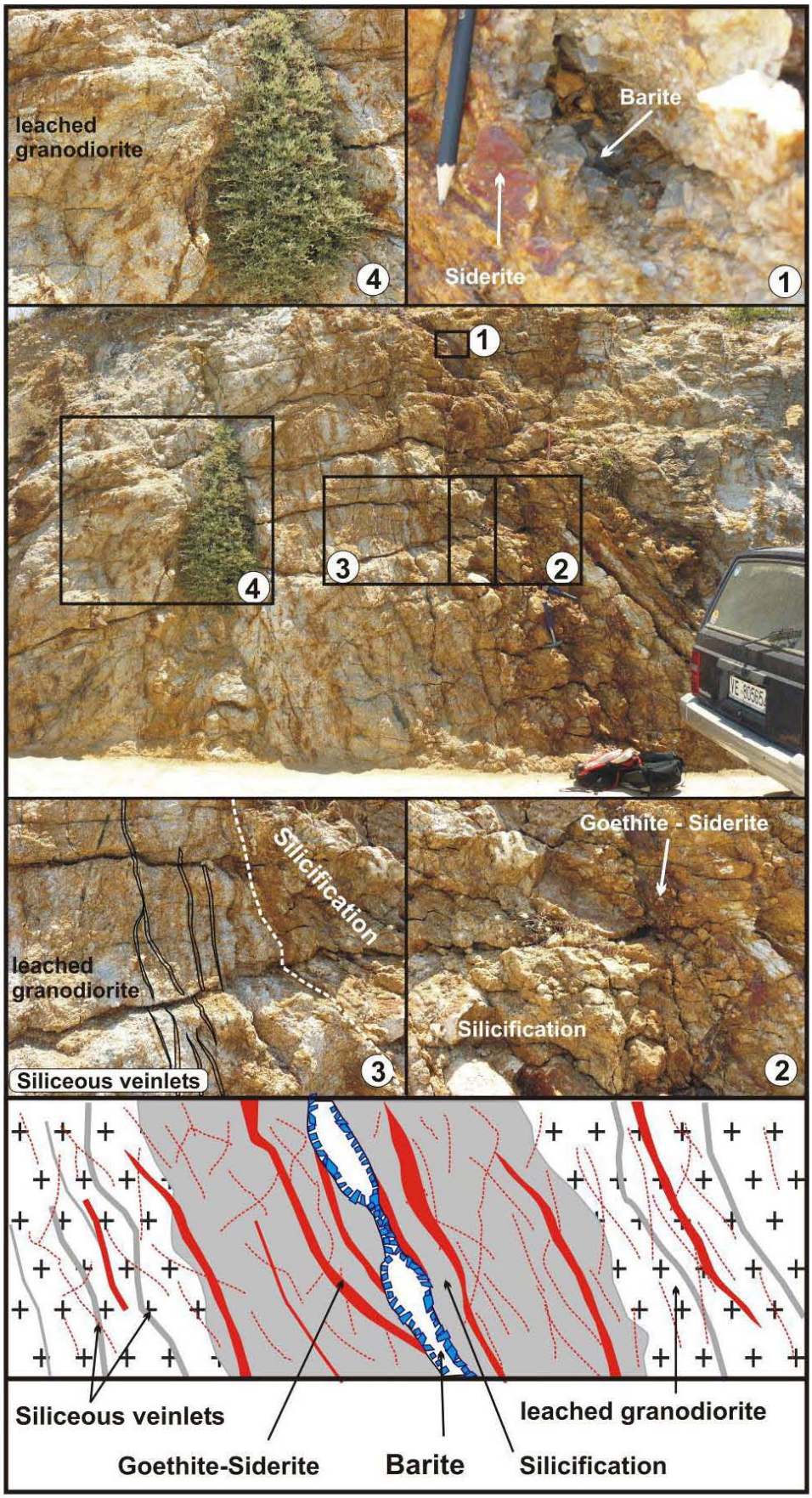


Figure III- 33: Successions of hydrothermal fluid circulations affecting the granodiorite below the detachment zone within E-W oriented fractures.

Locally, the Naxos metamorphic units may be apparently thrusted over the Miocene sedimentary units (Figure III- 34f) but these contacts are in fact related to the frontal deformation of kilometre-scale landslides of Serravallian-Tortonian age (Hibsch et al., in prep). At higher structural level, some reverse fault contact could be related to gravitational sliding. On the contrary, some local reverse faulting evidences can be observed within the metamorphic unit of the MCC, usually close to the tectonic contact with the upper unit. It mostly displays striations related to E-W shortening. All these observations lead to the question of the possible existence of a past E-W trending shortening stage which may explain some folded structures which occurred at deeper levels (see above). Another explanation could be the occurrence of local compressional tectonic palaeostresses at the vicinity of kilometre-scale corrugation structures in relation with the NNE-SSW extension.

The E-W direction of shortening can be observed at a much wider scale, in relation with strike-slip tectonics. It has been recognised in other islands (Boronkay, 1994) as it has been also recognised in Naxos and Paros. It affects the Cenozoic sediments and the metamorphic and magmatic units. Several E-W to ENE-WSW striking faults affect the whole island (Figure III- 34c) and display transtensional kinematics such as the Melanes Fault which created a kilometre-scale apparent right-lateral displacement of the border of the granodiorite associated to oblique-slip transtensional kinematics (Figure III- 34 c). This fault system cross-cuts all other faults such as the high- to low-angle normal faults directly responsible for the metamorphic rocks and granodiorite exhumation (Figure III-34a/b). The Dhanakos fault (Figure III- 34d) locally preserved Neogene olistostromic deposits reworking Permian rocks, probably those described by Roesler (1972), in a local releasing bend at its junction with the sea. To the West, this major fault seems to make the limit between the silicified and non-silicified cataclasites within the granodiorite and also seems to make and end to the main northward-dipping detachment structures.

Detachment faults are also marked by brittle deformation accompanying the last steps of exhumation. On the contrary compared to the western side of the migmatite dome, where the transect D’ was described (Figure III- 9), no amphibolite-facies mylonites and greenschist-facies ultramylonite and cataclasite had been recorded at the eastern side. The sequence at Moutsouna puts into contact chlorite-schists with the non-metamorphic sedimentary unit. This contact is marked by a sharp fault plane indicating top to the north sense of slip.

The northern part of the granodiorite is also wrapped by such a sharp fault contact (Figure III- 34e). Cataclasites are still preserved below this contact, contrary to the Moutsouna detachment fault where such a thick cataclastically deformed zone lacks.

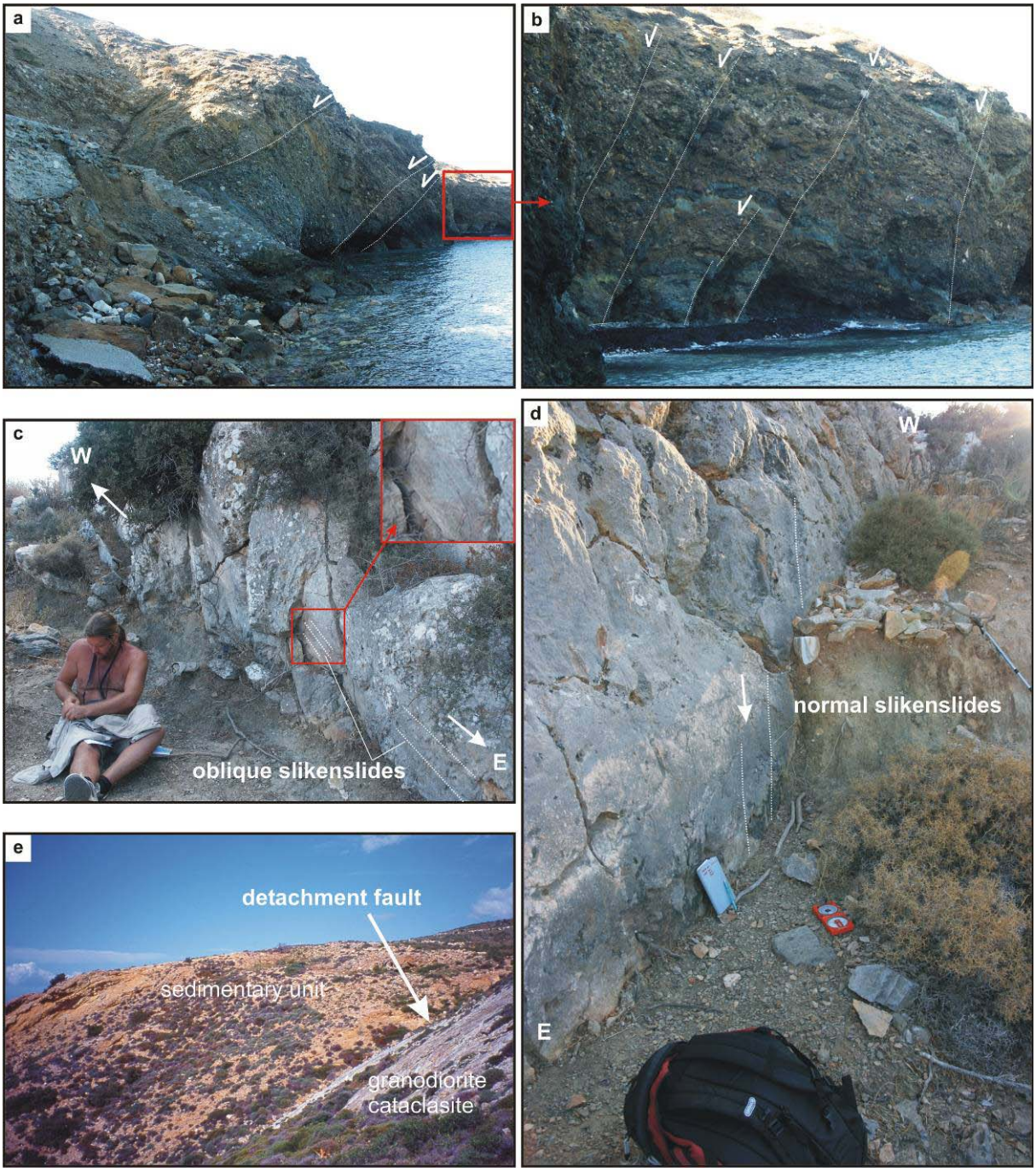


Figure III- 34: Field photographs of the various expressions of brittle deformation. **a)** Tortonian conglomerates North of the granodiorite affected by low angle normal faulting. **b)** detail of photograph a) showing higher angle dips **c)** E-W oriented Melanes fault characterized by oblique-slip trantensional kinematics. **d)** oblique-slip kinematics of the kilometrescale Dhanakos fault crosscutting the whole island at the south of the migmatite dome. This photograph is taken along its eastern part before reaching the sea **e)** Sharp contact on top of the cataclstic detachment of the granodiorite and juxtaposed sediments.

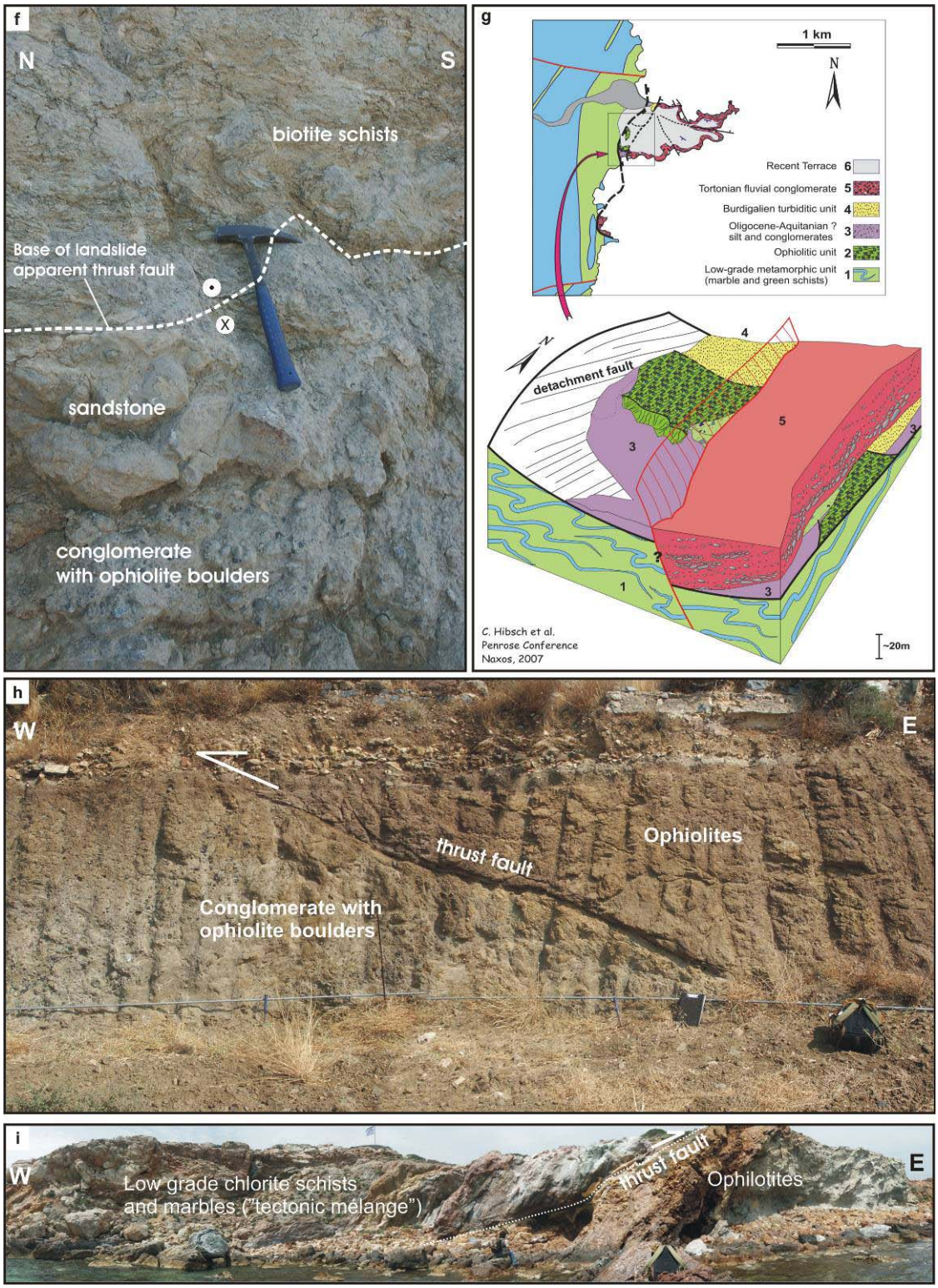


Figure III- 34 continued: f) apparent thrust fault at the front of one of the kilometre-scale landslides. Biotite-schists and marbles are overthrusting Paleogene conglomerates. **g)** schematic representation of the detachment fault at Moutsouna (East of Naxos Island). **h)** westward oriented reverse faulting of ophiolites on top of Paleogene fanglomerates (north of Melanes). **i)** northward oriented thrusting of the greenschist-facies "tectonic mélange" unit on top of ophiolites and Neogene sandstones (South-East of Paros island).

III.3.2.5 Discussion

- **Brittle fault analysis (southern part of the dome)**

A peculiar ENE-WSW and WNW-ESE trending conjugate fracture network affects the southern end of the Naxos migmatitic dome. This fracture network is quite penetrative within migmatites and leucogneiss as evidenced on aerial photographs (Figure III- 35) but does not affect the overlying marble and schist layers.

The fault and vein network has been analysed in details along an E-W cross-section across the southern end of the migmatite dome (sites 1 to 5, location on Figure III- 34). Three main set of quartz veins have been evidenced (Siebenaller et al, submitted (chapter V)). In summary, the first set of veins (V1) displays various directions around a broad E-W strike reflecting transposition to various degrees into the foliation. The second set of veins is striking roughly N-S and is only partly transposed (V2). Both sets of veins are cross-cut by a last group of veins associated to syntectonic brittle faults which interpretation is of particular interest:

The veins from this last group commonly show tension-gash morphologies and are broadly striking E-W with almost vertical dip. They are distributed "en echelon" or form a zigzag pattern where tension gashes are connected by stepover transfer faults (Figure III- 36a and Figure III- 37b). The minerals association filling these veins is specific encompassing syntectonic automorph quartz crystals elongated parallel to the walls of the vein (Figure III- 36c and Figure III- 37b), locally tourmaline and ubiquitous euhedral white mica crystals coating quartz crystals (Figure III- 36a and b).

These tension gashes display a residual void. At the first stage of fluid circulation, mineralization generally start to grow from both side of the veins thanks to minor lateral fluid flow coming from the wall rock and main longitudinal fluid flow within the vein (Figure III- 37a). During following stages, crystal growth progressively seals the vein. The lateral fluid flow is blocked by the minerals and the longitudinal flow is reduced in narrow pathways (Figure III- 37a). The vug results when no more lateral fluid flow is possible.

In the veins which have been studied in this example, the crystallisation started in narrow parts of the tension gash and the walls frequently remained devoid of quartz crystals (Figure III- 37b). These data suggest that the centre of the tension gashes were filled by gas and the water was repelled towards the narrow zones of the tension gash forming a meniscus (Figure III- 37c). The crystals may have been only able to grow where the water was trapped (Figure III- 37c). This interpretation may explain the abundance of CO_2 fluid inclusions in this last quartz generation (Siebenaller et al, submitted (chapter V)).

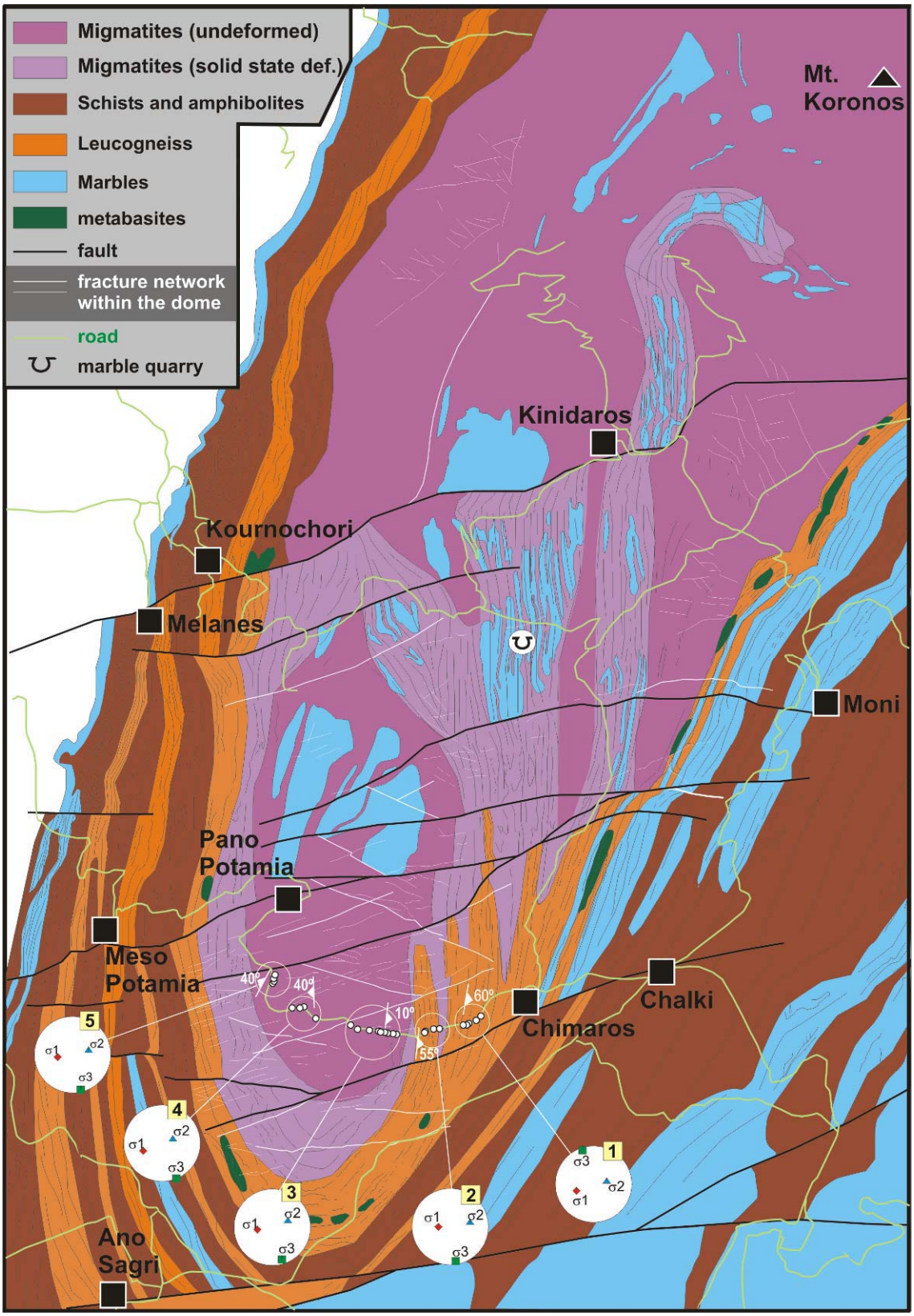


Figure III- 35: Geological and structural interpretation of the southern part of the migmatite dome. Compilation of geological, structural, microtectonic and geomorphic data aerial photos. Sites 1 to 5 are the locus of a detailed microtectonic study of the fracture network and associated veins. Details from the ductile fabrics of the migmatite subdomes and high grade marbles where modified after Kruckenberg (personal communication)

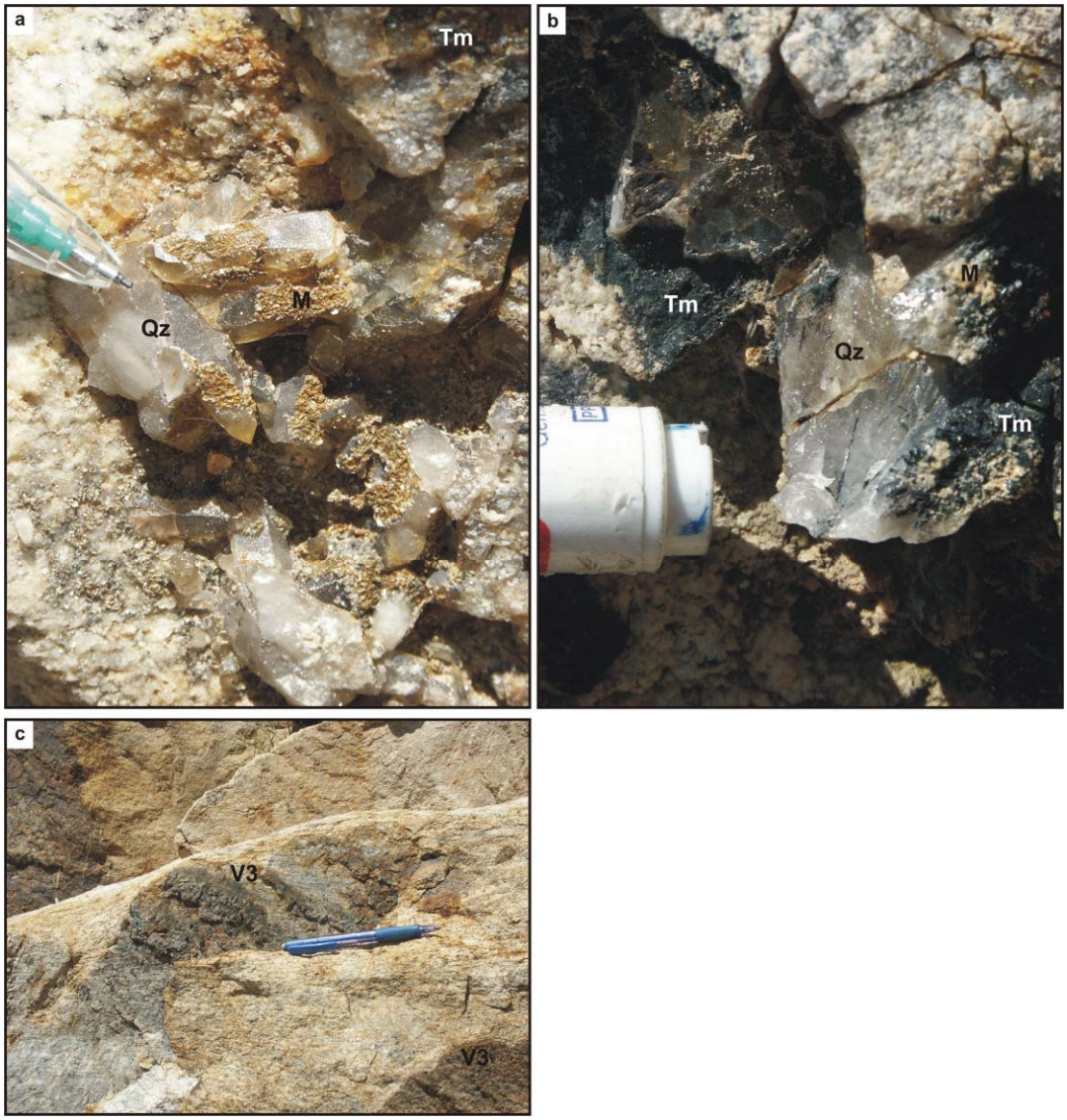


Figure III- 36: **a)** detail of discordant vein showing last mica crystallization on top of euhedral quartz; **b)** euhedral quartz (1) , tourmaline (2) and white mica (3) crystallization sequence; **c)** discordant vein with quartz crystal growing parallel to the wall (see also Figure III- 37).
Tm = Tourmaline; Qz = Quartz; M = Mica.

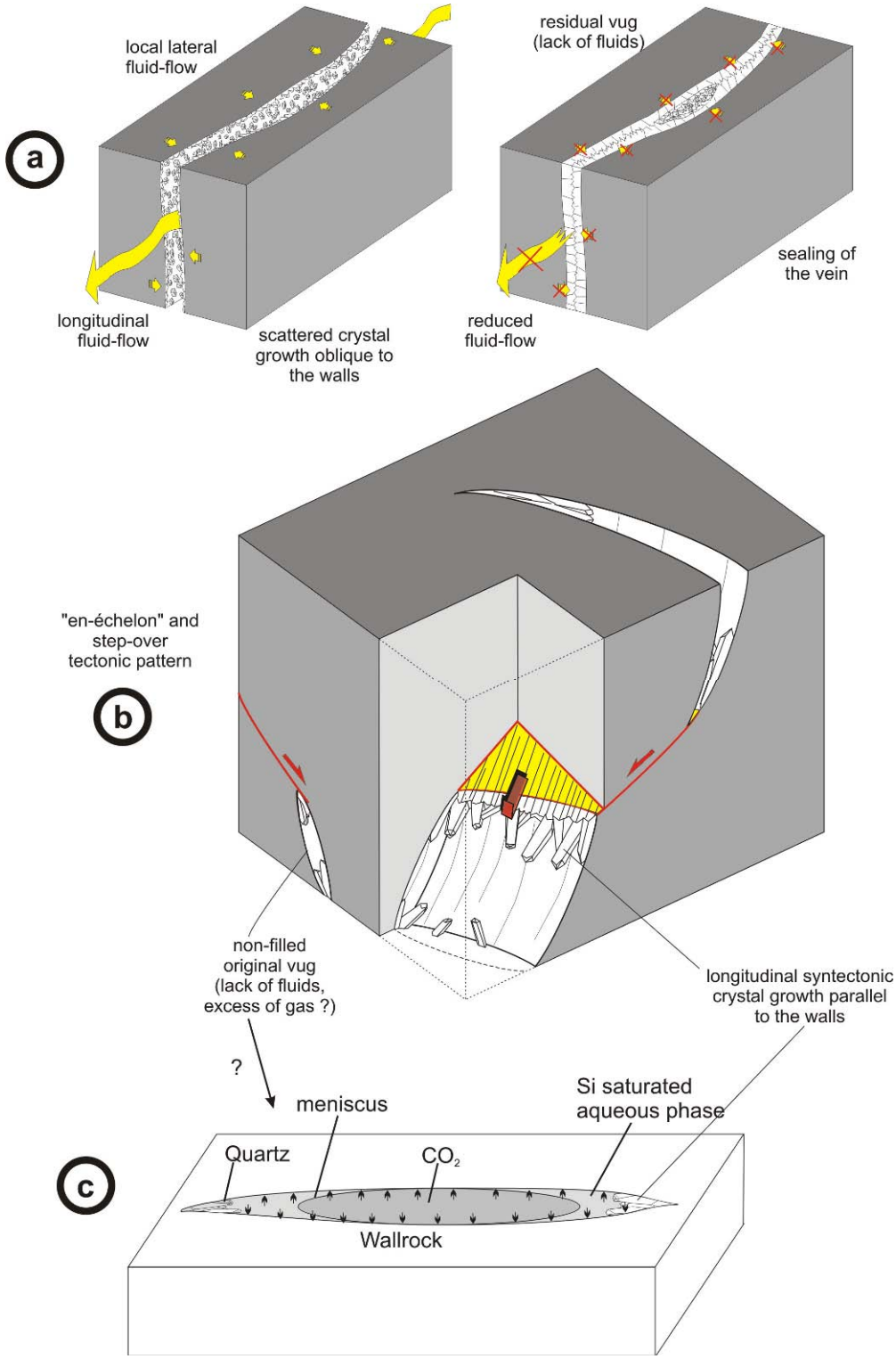


Figure III- 37: Schematic representation of V3 vein formation **a)** crystal growth and sealing of a tension-gash **b**) schematic representation of V3 syntectonic quartz crystal growth; **c)** hypothetic model of quartz crystals growing parallel to the wall of V3 veins in presence of immixible CO_2.

The absence of meteoric fluid inclusions within these quartz (Siebenaller et al, submitted (chapter V)) suggest that this fractures formed at depth under lithostatic pressure. This is at odd with the

evidence for the geodic geometry of the vein filling. This suggests that at the time of quartz crystallization, the void was occupied by fluids under lithostatic pressure. The presence of important quantities of fluid might lead to overpressures within the southern part of the migmatite dome as fracturing is accompanied by important quartz crystallization which contains high amounts of CO_2-H_2O fluids. The overlying marbles and schists do not contain such veins and are devoid of the associated fracture network. This suggests that fracturing affected the more competent migmatite and leucogneiss at its northern tip and that at the same time the overlying less competent schist and marble deformed ductilely. The marble and schist might have formed an impermeable cap for fluids advecting from deeper structural levels and accumulating at the top the migmatite-leucogneiss lower unit. Fluid overpressures under lithostatic pressure regime resulted under a regional top to the north extensional stress field which generated a conjugated network of normal faults and associated V3 tension gashes veins. This process is compatible with the postulates of Etheridge et al (1983), who argued that sufficient permeabilities for fluid advection could be maintained in the intermediate and deep crust if fluid pressures are high such that the effective stresses are low and cracks and tension gashes can propagate and stay open. However, in a high-permeability system the pressure at the top of a sealed lithostatic reservoir will soon exceed the local lithostatic pressure and hydraulic fracture will break the cap (Yardley, 1986). In this particular case, hydraulic fracturing was probably not able to break through the ductily flowing marble and schist cap, since there are no evidences recorded of such a vein and associated fracture network above the migmatite dome.

The fault system associated with the veins described above displays two main directions (Figure III-38) in accordance to the fault pattern observed on aerial photographs (fig 30, white lines). The structural measurements have been made on both sides of the migmatitic dome in foliated migmatites or in leucogneisses. The average foliation is presented for each microtectonic site (Figure III- 35 and Figure III- 37). The dip of the foliation is characterized by high angles at the eastern border of the migmatite dome (50 to 70°E) and by lower angles at the western part of the dome (25 to 45°W). Dip angles of faults decrease from 20° to 40° towards the contact with the metasedimentary unit on the eastern side of the dome, whereas they increase from 50° to 80° on the western side. These fluid overpressures under lithostatic pressure regime resulted under a regional top to the north extensional stress field which generated a conjugated network of normal faults and associated V3 tension gashes veins. This process is compatible with the postulates of Etheridge et al (1983), who argued that sufficient permeabilities for fluid advection symmetry will be discussed in a following paragraph.

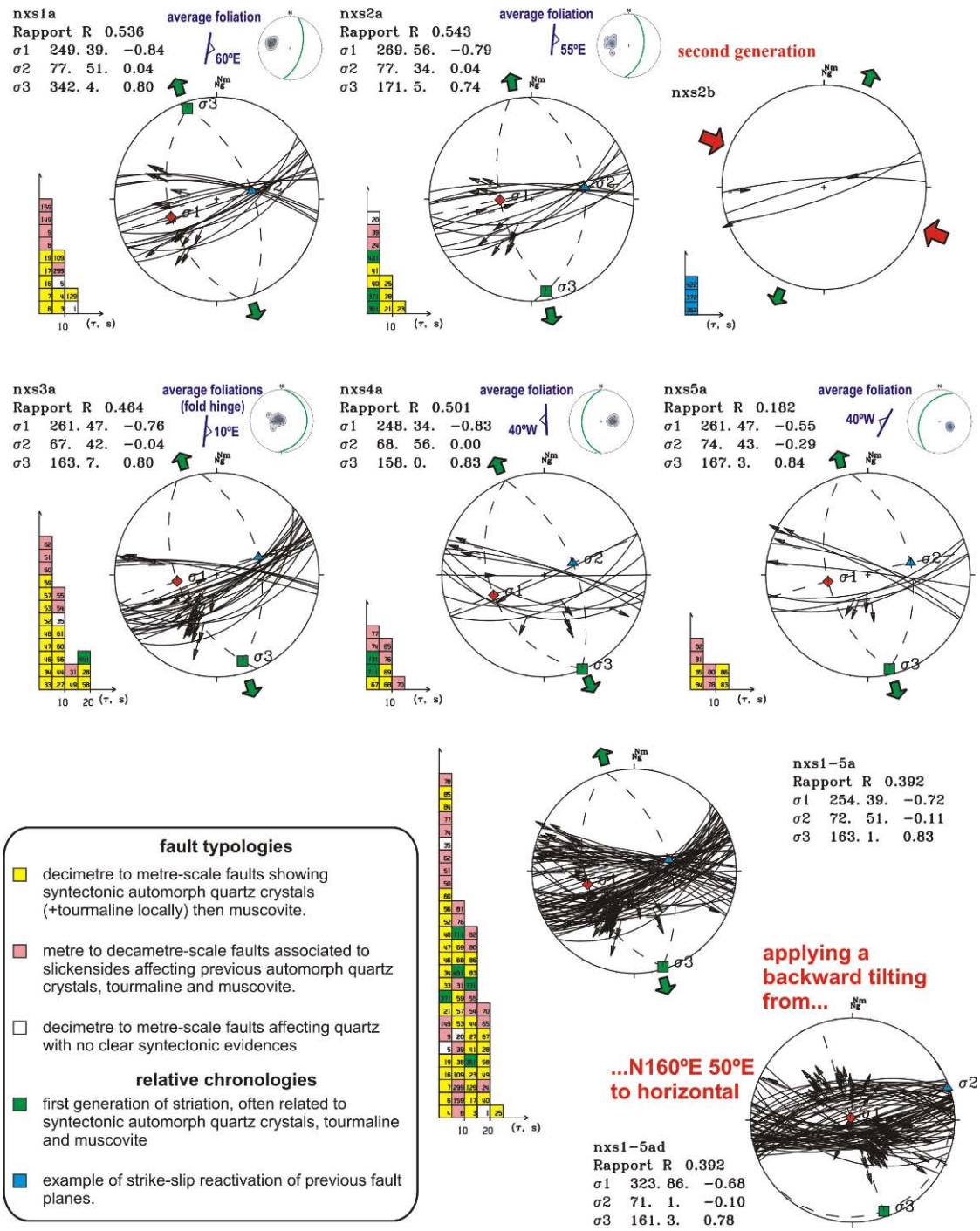


Figure III- 38: Results of the detailed microtectonic study performed on a transect through the southern part of the migmatite dome (Figure III- 35, sites 1 to 5).

Faults are distinguished on the basis of their geometries, their associated mineralization and cross-cutting relationships (Figure III- 38).

- The first group corresponds to decimetre to metre-scale faults related to syntectonic automorph quartz crystals, tourmaline and muscovite as described above.

- The second group displays metre to decametre-scale faults, some of them showing slickensides affecting tension-gashes from the first group. Despite these relative chronologies,

palaeostress computation (Figure III- 38) shows that these fault ruptures are compatible and probably occurred during the same palaeotectonic event. These larger scale faults illustrate an evolutionary step of deformation localization between the first "en échelon" geometries towards the map-scale faults observed on aerial photographs.

- The thrid group of faults affects quartz with no clear syntectonic evidences. These quartz veins may belong to previous sets of partly transposed veins, or the outcropping fault slickenside may have been of too poor quality to identify the syntectonic quartz. Anyway, some of theses faults seem also compatible with the computed palaeotectonic regime.

These faults are cross-cut by strike-slip faults as shown on site 2 (Figure III- 38).

The microtectonic analysis of the 5 sites (Figure III- 35 and Figure III- 38) shows almost the same regime independently from the dip of the foliation of the migmatite and leucogneiss. The minimum palaeostress axis $\sigma 3$ is almost horizontal and trends NNW-SSE. This direction of the minimum stress axis is slightly oblique to the NNE-SSW trending stretching and mineral lineation of the metamorphic rocks. The intermediate stress axis, $\sigma 2$, is located at the junction of the two set of faults and Fluid overpressures under lithostatic pressure regime resulted under a regional top to the north extensional stress field which generated a conjugated network of normal faults and associated V3 tension gashes veins. This process is compatible with the postulates of Etheridge et al 1983, who argued that sufficient permeabilities for fluid advection is consistent with a conjugate fault system. The maximum paleostress axis, $\sigma 1$, is oriented at 40 to 50° from the vertical for all microstructural sites considered in this study. At the time of faulting, at least one of the princpial stress axis is supposed to be vertical and one horizontal. To account for this peculiar distribution of the paleostress axes, three hypotheses are proposed:

* The main paleostress axis $\sigma 1$ may reflect deviation of the stress axes at the time of faulting at the vicinity of mechanical anisotropies such as at the vicinity of a major fault. This implies that the faults compiled in order to compute the paleostresses correspond to second order faults compared to an unidentified major fault. If displacement along the major fault was consistent with simple shear, then the $\sigma 3$ paleostress axis should also be deviated.

* The deformation corresponds to a biaxial constrictional regime within a corrugation with $\sigma 1$ close to $\sigma 2$. In such case, both sigma directions would not be meaningful, but this is not confirmed by the R ratio ($\sigma 1$-$\sigma 2$/$\sigma 1$-$\sigma 3$) which is close to 0.4/0.5 and thus rather suggests a triaxial regime.

* The palaeostress regime revealed by these fault ruptures has been fossilized and theses faults were subsequently rotated. The rotation required to move σ1 in a vertical position is on the order of 50º with an axis of rotation parallel to the NNW-SSE striking σ3 axis (Figure III- 38). This would imply an eastward tilting of the same amount (50°) postdating the migmatite dome formation. What appears to be clear is that, at least, the apparently dome-shaped structure at the southern end of the large-scale Naxos migmatite dome was already present when the fracturing occurred since microtectonic data are compatible from either edges of the dome (westward or eastward dipping). The strikes and dip of the overlying schist and marble units to the east are clearly oblique to the map-scale fabric within the dome which displays sub-dome structures (Figure III- 38). These subdomes display apparent right stepover "en echelon" geometry from South to North.

Paleogeographic and paleorographic data demonstrated the activity of an important N-S striking and westward dipping normal fault during the Late Serravallian and Early Tortonian. The sedimentation suggested eastward gentle slopes associated to karstic erosion and travertine deposits towards Koufounisia islands and westward abrupt slopes in relation with the fault activity as revealed by kilometre-scale landslides and associated olistostromic deposits. These data are in agreement with an eastward tilting of the island possibly posterior to the formation of the migmatite subdomes. These subdomes have been interpreted as recording vertical diapiric ascents (Vanderhaeghe, 2004). A 50° rotation of the metamorphic rocks of the middle and lower unit will significantly affect the orientation of the metamorphic foliation of these rocks.

Kilometre-scale tilting of the middle crust could be related to the above described amphibolite-facies mylonite located at the western side of the migmatite dome. The activity of this high-grade mylonite could be coeval with continuous input of partially molten material at depth. An important additional observation sustaining these hypotheses is the normal fault fracture network within the granodiorite not being tilted, which presents very similar palaeostress directions (Figure III- 39).

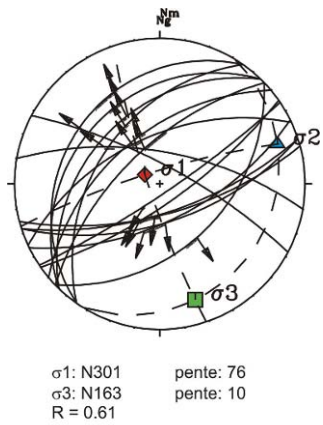


Figure III- 39: Results of the microtectonic study at the western part of the granodiorite near Stelidha.

Would this tilting be confirmed, what happened before tilting of the dome would have to be reinterpreted. The diapiric ascent at the scale of the whole Naxos dome may be a deeper larger structure than most of the subdomes observed in the field. This younger vertical motion is described by previous works of Vanderhaeghe, (2004), who describes magmatic and ductile fabrics within the migmatites and transposition of younger magmatic veins and dikes cutting into the migmatite and the surrounding schists and marbles (16-13Ma period) after the anatexis which affected the upper migmatites (21-17Ma). As soon as the roof of the migmatites started cooling and crystallizing, it reacted as a solid whereas ductile flow was still active at the margins within the high-grade marbles and schists wrapping around the more competent migmatite-leucogneiss lower unit. From 17 to 13 Ma magmatic activity below the migmatites (Kruckenberg, personal communication) is migrating continuously towards the North, as the latest magmatic intrusions, discordant tourmaline-garnet leucogranite dikes, are recorded within and around the northen part of the migmatite dome. This thermal anomaly may be a good candidate for a last "bottom-up" stage of movement which may have affected the northern part of the dome. This pattern may explain that the northern part of the dome is now at the same structural level compared to the southern part while ASM data suggested it was at a lower level at a certain step of the evolution of the Naxos dome (Kruckenberg, personal communication) This anomaly might have been still active enough by the end of Miocene times to perturb the 100°C isotherm and explain the surprising young ages from Apatite fission track data (7-8Ma, Seward et al, in prep, annexe)) only recorded around the northern tip of the dome.

The formation of kilometre-scale landslides are related to the tilting, the diapiric ascent which both resulted to a steep slope on top of the high-grade mylonite. This deformation process is probably contemporaneous of the granodiorite emplacement and the intrusion of leucogranite sheets and dikes within the amphibolite-facies rocks accounting for continuous magmatic activity below the already crystallized upper part of the migmatite dome. The local thermal anomaly, inferred from the granodiorite intrusion might enhance mylonitic deformation within the upper crust and thus unroofing of most of the middle and upper crustal metamorphic rocks on the western part of the island. This could explain the important dissymmetry in thickness of the marble and schist unit from the eastern to the western part of the dome. Much more material has been extended towards the north during ductile shearing of the high grade mylonite at the western part of the dome than it is the case at the eastern part where ductile fabrics are marked especially by isoclinal folding but never attain complete transposed fabrics. In other words the granodiorite is the cause of this major dissymmetry as huge amounts of material have been unroofed at the western part since there are no remnants of the schist and marble unit preserved at the northern contact of the granodiorite detachment fault.

Isostatic rebounding would be the consequence of this kilometre thick low grade metamorphic upper crust being completely laminated and unroofed, and thus enhance even more the faster exhumation of the western part comprising the granodiorite compared to the eastern part where a normal gradient of metamorphic rocks can be maintained until reaching the detachment fault. Continous magmatic activity below the crystallizing granodiorite pluton as attested by dacitic volcanism at about 9Ma (Sanchez-Gomes, 2002) might stimulate the exhumation of the granodiorite. This vertical mouvement might be best expressed by the N-S directed cataclasites the border the granodiorite. These cataclasites are accompanying the latest steps of exhumation and are discordant to the high-grade mylonite, the greenschist-facies utramylonite and to the thick cataclasite at the northern part, which thus accompanies an earlier stage of the granodiorite exhumation. These border cataclasites is crosscut by E-W oriented transtensional faults.

III.3.2.6 Conclusion

- **Detachment system**

A single detachment was described by Gautier et al, (1993). Such detachment can be considered at a first order to explain the exhumation of the Naxos MCC and granodiorite but in detail, this can be now interpreted as a complex detachment system where asthenospheric ascent and partial melt resulted in granodiorite setting, appearance of a new detachment system, eastward tilting of the island and diapiric migmatitic ascent which strongly influenced the present-day dissymmetric geology of the island. According to the structures described in this paper, we propose a refined model for the extension-related structures active during the formation of the Naxos MCC that we define as a detachment system. This detachment system, comprise high-grade mylonite, cataclasite and brittle structures. Classical models for the formation of a MCC invoke a single detachment structure that localizes deformation throughout the extension history. This is the case in the simple shear model of extension (Wernicke, 1981, Lister and Davis, 1989) in which a single shear zone rooting at the base of the crust or the lithosphere accomodates extension. These conceptual models are reinforced by the results of analog models (Brun et al., 1994, 1995). Similarly, in the pure shear models of extension (McKenzie, 1978b, Gans et al., 1987, Malavieille, 1987) the flat decollement horizon that accomodates strain partitioning at the brittle/ductile transition is considered fixed with a given rock unit during crustal extension. These models do not take into account for the thermal reequilibration of rocks as they get exhumed during crustal extension. The consequence of such homogenous uplift would be that mylonites, ultramylonites and to a weaker extend cataclasites could not be preserved as these ductile structures would be continuously unroofed by the late stage brittle ones during exhumation. The isogrades would also follow a normal gradient in such a case until zones close to the

contact detachment zones where surface derived fluid infiltration enhances retrograde metamorphic reactions and tends to cool and thus tighten the isogrades. Such a scenario is effectively observed on Naxos Island and preserved at the eastern part of the dome. The detachment fault at Moutsouna is somewhat a typical expression of the above described succession (fault, cataclasite, greenschist-facies shear zone, greenschist-facies and amphibolite-facies isoclinal folding), where the upper crust comprising low grade schists and marbles has been completely unroofed by ductile and brittle structures. The mylonites and cataclasites accompanying crustal thinning at an earlier stage of exhumation are no more preserved at the Moutsouna detachment as the last exhumation steps were accompanied by brittle faulting. These structures might be found towards the north below the sea, due to the geometry. In contrast, at the western part of the dome, mylonites and ultramylonites are recorded (due to the particular geometry inferred from the high angle dipping high grade mylonite decollement) and do not correspond to the same structural level as the Moutsouna detachment.

When discussing the crosscutting relationships between the decollement layers within the middle unit, the detachement fault separating low grade metamorphic rocks with sedimentary rocks and the cataclasites bordering the granodiorite, it seems to be clear that we can not clearly relate in space and in time these structures as a single detachment. Thermal anomalies at the Moho generating mantle derived magmatism, expressed by grandodioritc intrusions are very common within the Agean region and recorded at several other islands. Such magmatic activity might be thus considered when reasoning about single detachments or more complex detachment systems as exhumation rates will probably be enhanced due to such activity as attested by the rapid extrusion and related tilting within the western part of Naxos Island.

PARTIE IV: MICROSTRUCTURES ET DISTRIBUTION DES INCLUSIONS FLUIDES

IV.1 Introduction

L'étude de la distribution des inclusions fluides en relation avec les microstructures a pour objectif de faire le lien entre la déformation des roches et les circulations fluides. D'une part, les caractéristiques géométriques des microstructures sont comparées avec celles des structures décrites dans la (partie III). D'autre part, la chronologie relative des inclusions fluides établie à partir de leur relation avec les microstructures fournit une référence qui sera utilisée dans l'interprétation de la composition et des caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides présentées dans les parties suivantes. La synthèse de ces données permettra de discuter l'évolution des circulations fluides lors de la formation d'un MCC et de l'exhumation des roches métamorphiques. Ce chapitre sera axé plus spécifiquement sur la distribution des inclusions fluides par rapport aux microstructures et ceci non seulement en un seul site mais en plusieurs sites clés à travers la coupe structurale de l'île de Naxos. Cette partie de l'étude est basée sur l'analyse microstructurale non seulement des veines de quartz mais également d'autres minéraux piégeant des inclusions fluides comme la tourmaline, le grenat, le béryl, l'apatite et le disthène. L'analyse microthermométrique/Raman des inclusions fluides des échantillons traités pour l'analyse microstructurale est détaillée dans les chapitre V et VI, qui traiteront également de la géochimie (LA-ICP-MS, crush-leash et isotopie ($\delta^{13}C$ et δD)) des inclusions fluides piégées dans ces différentes unités structurales.

Le but de cette étude détaillée des microstructures est de d'abord donner un large inventaire de la distribution des inclusions fluides par rapport aux microstructures des minéraux hôtes et ceci en rapport avec le niveau structural en prenant en compte les gradients de déformation respectifs mise en évidence dans le chapitre III.3.2. A travers cet inventaire nous allons tester l'impact des fluides sur les mécanismes de déformation et le développement des microstructures d'une part et d'autre part l'influence du développement de microstructures sur la distribution des inclusions fluides. Le but est donc de non seulement raisonner par rapport aux paramètres physiques traditionnels comme la pression, la température et le taux de déformation quand on analyse les microstructures d'une roche déformée, mais d'également introduire la notion de quantité de fluide présente lors de la déformation et quelle rôle ces volumes de fluides peuvent avoir eu sur les textures de déformation.

L'impact de la recristallisation par migration des joints de grains sur la redistribution des fluides a été reconnu par d'autres auteurs (Urai, 1986a, Mullis, 1987, Drury et Urai, 1990, Jessell et al. 2003, Bons et Urai, 1992). Cette étude propose une description détaillée des microstructures et plus

particulièrement par rapport aux joints de grains. Les objectifs sont de répondre aux questions (1) comment se combinent les processus de base de la déformation pour transformer la microstructure ? (2) le mécanisme qui transforme la microstructure implique-t-il la formation de sous-grains ? Si c'est le cas est-ce que c'est un processus continu ou discontinu ? (3) si la migration des joints de grains apparaît, est-ce qu'elle est continue ou discontinue ? Quel est l'état physique du joint de grain lors de la migration (présence de fluides, de solides,) ?

Nous nous intéresserons tout d'abord plus particulièrement aux transferts de fluides au sein de la croûte ductile sous pression lithostatique. En effet dans la croûte moyenne et profonde la pression des pores est très élevée et la perméabilité faible. Les travaux de Watson et Brenan (1987) sur les angles de mouillage en présence de faibles proportions de fluides de compositions diverses au niveau des joints de grains ont conclu qu'un véritable film interconnectant les joints de grains ne pourrait pas exister pour les roches dans la croûte moyenne et profonde. Cette conclusion est valable dans le cas d'un équilibre entre la pression fluide et la pression des pores mais cependant, dans des conditions de métamorphisme rétrograde en présence de rapports fluide/roches beaucoup plus élevés, comme dans le cas de Naxos (Kreulen 1980, Buick et Holland 1991), la situation pourrait changer drastiquement lors de la migration dynamique des joints de grains (Drury and Urai, 1990). Des travaux récents de Famin et al. (2004) se basant sur la spectroscopie infrarouge sur les longueurs des liaisons OH dans la phase aqueuse des fluides au niveau des joints de grains dans la croûte métamorphique rétrograde montrent également la possibilité pour ces fluides de se connecter en films continus compte tenu des angles de mouillage déduits. Le transfert de matière au sein de la croûte en cours de déformation est un domaine très vaste impliquant des disciplines depuis le mécanique des roches jusqu'à la géochimie. Nous allons essayer par la suite dans les deux chapitres suivants approcher également en partie cette thématique par l'analyse géochimique des différentes phases fluides contenus dans les échantillons analysés, en rapport avec leur distribution par rapport aux microstructures. De ce fait nous allons y faire souvent référence à la partie descriptive explicitée dans les paragraphes qui vont suivre.

IV.2 Étude de la distribution des fluides par rapport aux microstructures des minéraux hôtes

IV.2.1. Localisation des échantillons

Les échantillons étudiés proviennent des différents niveaux de la coupe structurale de Naxos (Figure IV- 1a et b). L'unité inférieure est représentée par des échantillons de migmatites et de leucogneiss (échantillons 04-113/114/115/118/122, 06-02/07/17/33/35). L'unité médiane est représentée par des schistes à disthène recoupés par les veines de leucogranite à tourmaline-grenat-béryl

(protomylonite) (échantillons 07-14/26/58c), les schistes à biotite juxtaposés à la mylonite du facies amphibolitique (échantillon 06-193), les schistes verts à chlorite au Sud (échantillon 06-192) et par les schistes à chlorite sous-jacents au détachement de Moutsouna à l'Est (échantillon 06-73). Le contact. Le contact entre l'unité médiane et l'unité supérieure est représenté par l'ultramylonite du faciès schiste vert (échantillons 04-52a/51b). Le pluton de granodiorite est représentée par les échantillons (échantillons 06-74/183, 07-06'/60/66a/107).

IV.2.2 Migmatites

L'étude microstructurale des migmatites est exposée dans la partie V. Trois générations de veines de quartz y sont distinguées en fonction du degré de transposition. Les veines de type 1 sont complètement transposées dans la foliation des migmatites. Les veines V1 sont recoupées par les veines V2 partiellement transposées et orientées globalement Nord-Sud et par les veines V3 non transposées. L'interprétation en termes d'évolution spatio-temporelle de la déformation et de la circulation des fluides au cours de la déformation et de l'exhumation du MCC est donnée dans les chapitre III.3.2 et V. Dans les paragraphes qui vont suivre nous allons créer un inventaire d'observations et d'interprétations de microstructures et de distributions de fluides sur lesquels vont être basées les travaux plus spécifiquement liés à la chimie des fluides (chapitre V et VI).

- **Les veines complètement transposées (V1)**

Les veines complètement transposées sont les moins abondantes comparé aux veines plus tardives V2 et V3. D'après l'étude présentée au chapitre V, ces veines ont piégé tous les fluides depuis le domaine ductile jusque dans le domaine fragile. Deux échantillons ont été sélectionnés pour l'étude des microstructures et de la distribution des inclusions fluides (06-17 et 0-115).

- Microstructures

Les veines V1 présentent une distribution des grains de quartz homogène avec des grains pluri-millimétriques. Les extinctions ondulantes en échiquier témoignent de l'activation de deux systèmes de glissements caractéristique de déformation de haute température. Les joints de grains ont des formes dentelées indiquant une migration de joints de grains aboutissant localement à la formation de grains néoformés en bordures des gros grains. Cette microstructure traduit la prédominance de la recristallisation statique sur la déformation interne des grains (Figure IV- 4A)(Figure IV- 4b/c/e). Cette texture correspond au « dislocation creep regime 3 » définit par Hirth and Tullis (1992). Il est à noter que la taille des grains recristallisés dans les veines de quartz est de plus grande que dans les gneiss quartzofeldspathiques à micas encaissantes.

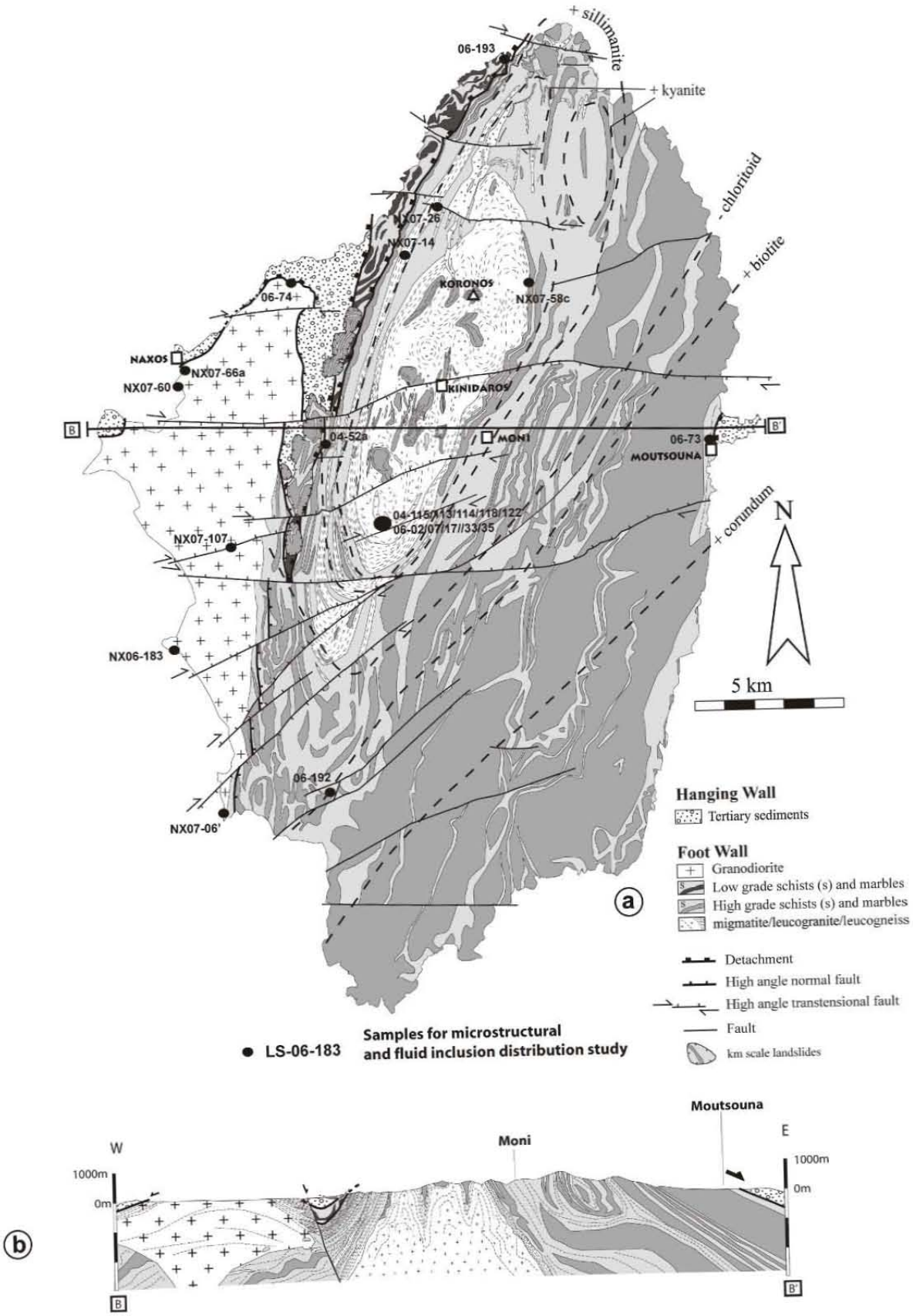


Figure IV- 1: a) Carte géologique de Naxos modifiée d'après Jansen (1977) et la localisation des échantillons. **b)** coupe structurale E-W montrant la géométrie des différents niveaux structuraux discutés dans le chapitre III.

Ceci peut s'expliquer par une croissance des grains recristallisés plus facile dans le cas de la veine de quartz du fait de la composition homogène, contrairement aux roches encaissantes de composition plus hétérogène dans lesquelles la migration des joints de grains est ralentie par les niveaux riches en mica plus particulièrement (Tullis, 2002).

Cette microstructure traduit la prédominance de la recristallisation statique sur la déformation interne des grains (Figure IV- 4A)(Figure IV- 4b/c/e). Cette texture correspond au « dislocation creep regime 3 » définit par Hirth and Tullis (1992). Il est à noter que la taille des grains recristallisés dans les veines de quartz est de plus grande que dans les gneiss quartzofeldspathiques à micas encaissantes. Ceci peut s'expliquer par une croissance des grains recristallisés plus facile dans le cas de la veine de quartz du fait de la composition homogène, contrairement aux roches encaissantes de composition plus hétérogène dans lesquelles la migration des joints de grains est ralentie par les niveaux riches en mica plus particulièrement (Tullis, 2004).

- Distribution des inclusions fluides

Rappels : Les notations des types 0 à 5 pour les inclusions fluides correspondent aux différentes générations décrites dans la partie IV :

Abréviations : JG = Joint de Grain ; IF = Inclusion Fluide, PIF = Plan d'Inclusions Fluides ; AIF = Alignement d'Inclusions Fluides, SG = Sousgrain , MJG = Migration du Joint de Grain

Type 0 = fluide triphasé à 90-95% de CO_2 (L+V) et 5 à 10% H_2O (L) (rapports à température ambiante) piégé en tant que inclusion fluide primaire (synchrones à la cristallisation du minéral hôte) généralement décrit dans les minéraux autres que le quartz (biotite, muscovite, tourmaline, grenat, disthène et apatite)

Type 1 = fluide primaire syn-recristallisation très salé marqué par la présence de plusieurs phases solides (halite, calcite, sidérite et marcassite)

Type 2 = IF piégées dans les zones de quartz non recristallisées. Les IF sont piégés selon des alignements généralement courbes du à la déformation du réseau cristallin du quartz. Ces inclusions ont souvent des textures de décrépitation et des rapports CO_2-H_2O très variables, ainsi que des mélanges entre plusieurs générations de fluides. Ces inclusions pourraient correspondre aux inclusions fluides primaires type 0 piégés dans les autres minéraux non déformés mais ayant subit des modifications en raison des décrépitations et des mélanges de fluides en relation avec la déformation.

Type 3 = fluide triphasé à 75-85% de CO_2 (L+V) et 15 à 25% H_2O (L) (rapports à température ambiante) et à marcassite piégé dans des plans d'inclusions fluides (PIF) intracristallins. Ces PIF sont

donc affectés par une migration des joints de grains. Dépendant des échantillons les types 3 peuvent être subdivisés en sous-types a et b qui seront explicités et illustrés au moment de leur apparition dans le texte.

Type 4 = fluide triphasé à 90-95% de CO_2 (L+V) et 5 à 10% H_2O (L) (rapports à température ambiante) piégé dans des plans d'inclusions fluides transgranulaires. Ces PIF sont donc postérieurs aux à la déformation plastique et à la recristallisation des grains de quartz et traduisent le passage à la déformation fragile des quartz.

Type 5 = fluide biphasé à 80-90% H_20 (L) et 10-20% gaz (V) peu dense (rapports à température ambiante) piégé dans des plans d'inclusions fluides transgranulaires. Ce sont des fluides aqueux dérivés de la surface piégés en profondeur de la croûte fragile.

Les 5 types de fluides comprennent des sous-types (annotés a, b, c…).

Recristallisation: Les phases de recristallisation des quartz sont marquées **Q1** (quartz primaire avec au cœur des zones préservées de fluides primaires), **Q2** (quartz recristallisé contenant généralement des traces des fluides de type 2 sous forme d'IF isolées et les traces des PIF type 3) et **Q3** (quartz recristallisé ne contenant ni fluides type 1, 2 et 3) mais recoupé par les PIF transgranulaires type 4 et 5. La phase Q1 est appelée quartz primaire, en se référant sur les travaux de modélisation numérique de Jessell et al (2003) qui prédisent que la croissance des grains de quartz (Q2) lors de la recristallisation statique, les cœurs primaires sont préservés (Q1).

*) Premier exemple de veine complètement transposée marquée par la présence de fluides très salés type 1 (échantillon 04-115).

Les veines de type V1 ont des contacts ondulés avec leur encaissant plutôt caractéristiques de la formation de veines sous pression fluides dans le domaine ductile. La Figure IV- 2a-c montre la distribution de ces différents types de fluides au sein d'une des veines complètement transposées V1 (04-115). Les fluides de type 2 sont essentiellement préservés au cœur des grains de quartz préservés de la migration des joints de grain (Q1) (Figure IV- 2b/c) et partiellement conservés dans les grains recristallisés de deuxième génération (Q2) sous forme d'AIF localement courbes orientés N-S en moyenne (cf stéréo Figure IV- 2b). Les grains de quartz recristallisés (Q3) ne contiennent pas de fluides type 2. Le fait que ce ne sont pas des véritables plans cassant mais plutôt des AIF, suivant les dislocations au sein du grain de quartz nous amène à l'hypothèse que ces AIF sont parallèles à l'un des axes cristallographiques du quartz.

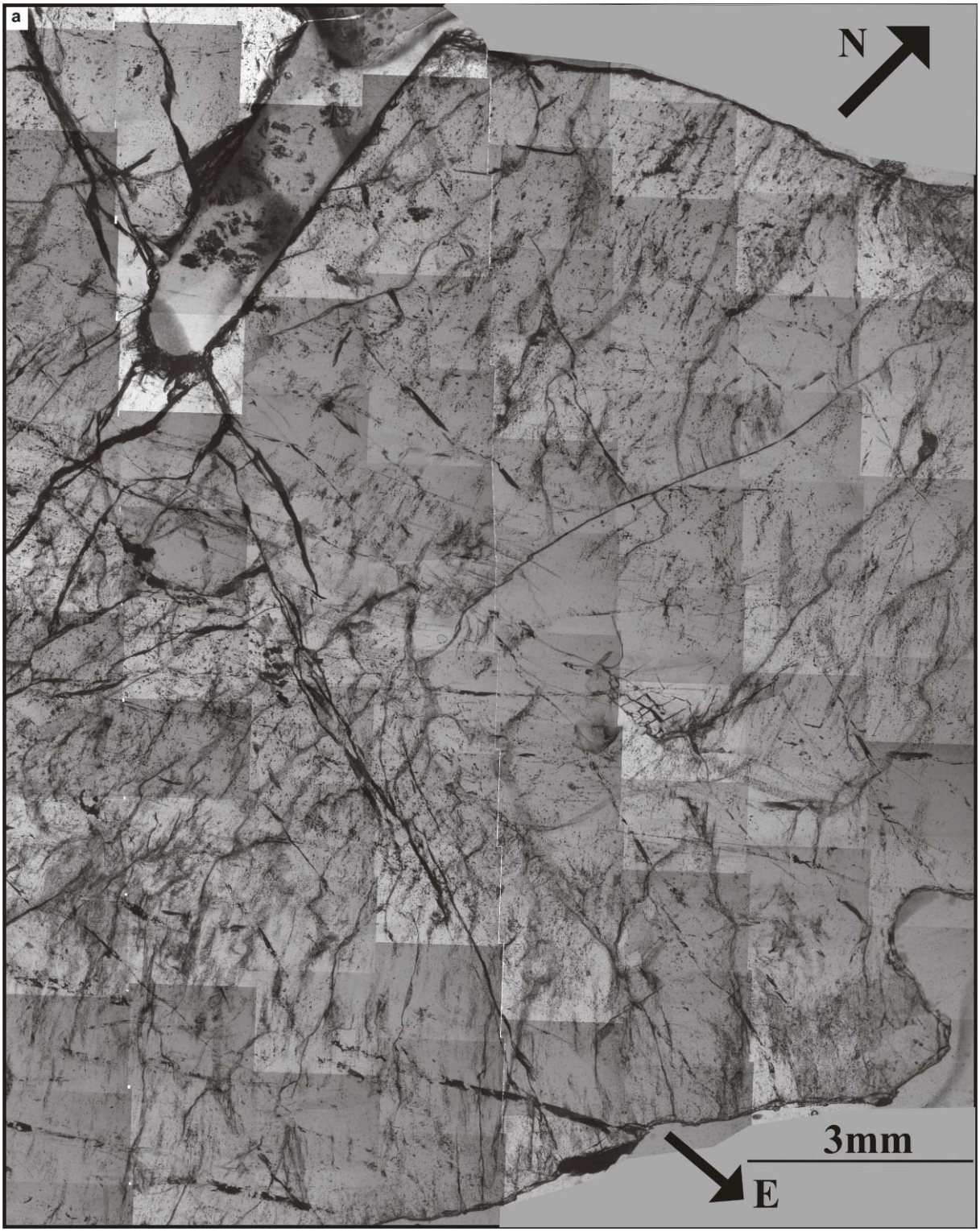


Figure IV- 2: a) Lame épaisse non interprétée horizontale de l'échantillon 04-115 (250µm).

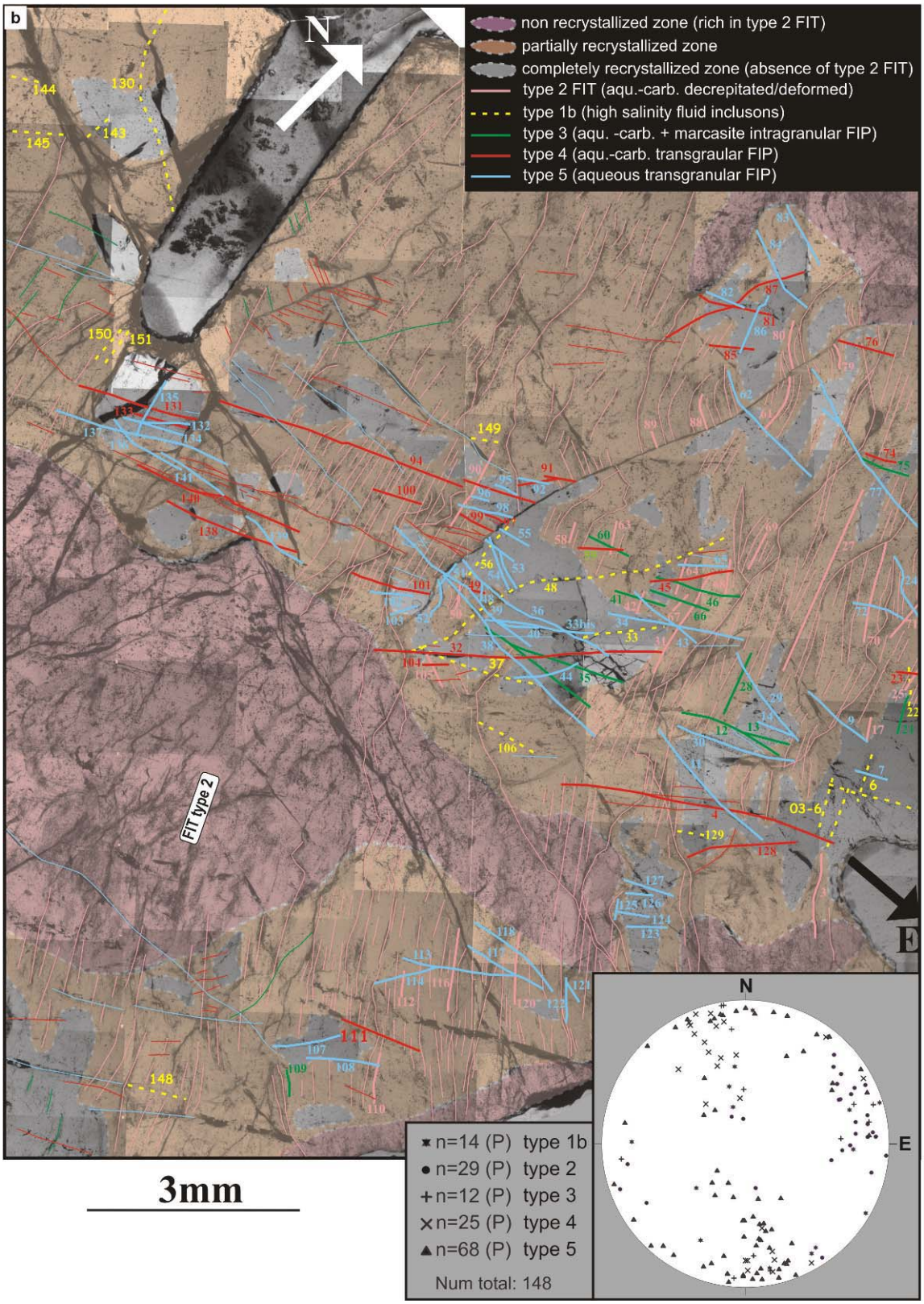


Figure IV- 2 **continuée b)** Lame épaisse 04-115 interprétée montrant la distribution des IF par rapport aux microstructures des grains de quartz. Cet échantillon contient tous les types de fluides depuis le type de 0 au type 5. Le stéréodiagramme montre la distribution géométrique des PIF en fonction du type de fluide. Les détails et interprétations sont donnés dans le chapitre IV.

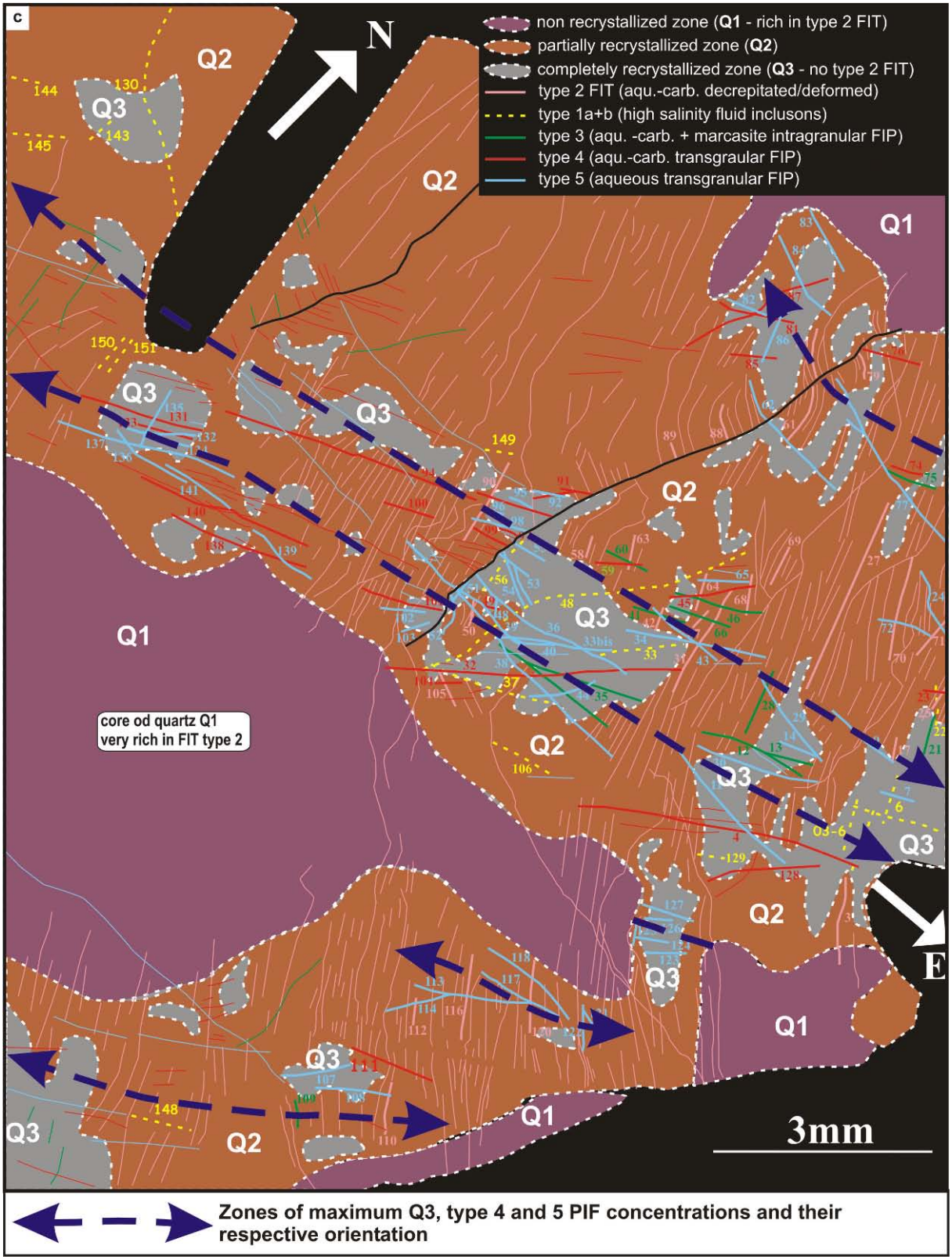


Figure IV- 2**continuée c)** Schéma simplifié montrant uniquement la distribution des fluides par rapport aux zones plus ou moins recristallisées. Noter la forte concentration de PIF type 4 et 5 et d'IF type 1 dans les zones de recristallisation maximale (Q3) contrairement aux zones non recristallisées contenant les plus fortes concentrations en IF de type 2 et très peu de PIF type 4 et 5.

Les zones riches en PIF de type 4 et 5 correspondent aux zones les plus recristallisées, dominées par les cristaux de quartz Q3 pauvres en IF primaires. Cette corrélation pourrait refléter l'impact des

fluides type 4 voire 5 sur le développement de la microstructure. En effet, les déformations expérimentales indiquent que la présence de fluides favorise la migration des joints de grains et la recristallisation (Urai, 1996b). Alternativement, cette absence d'if primaires dans les zones de quartz Q3, pourrait résulter d'un pompage des IF décrépitées (type 2) conduisant à la formation des PIF de type 4 de composition (CO_2-H_2O) (cf partie V).

Cette dernière hypothèse parait plus plausible car la recristallisation des grains de quartz se fait à relative haute température (> 350°C) (Drury and Urai, 1990) alors que les fluides de type 5 aqueux dérivés de la surface sont de composition chimique différente par rapport aux type 2 et trop froids (<250°C) pour induire de la recristallisation. Les fluides piégés dans les PIF type 4 indiquent des températures de piégeage >300°C (partie V) et sont chimiquement plus proches des IF type 2. Le pompage des if primaires et la présence de pif de type 4, sont compatibles avec la perte en volume de fluide dans les grains recristallisés de type Q3. Cet aspect sera plus amplement décrit sur les exemples suivants. L'observation que les zones riches en quartz recristallisé Q3 (Figure IV- 2b/c) contiennent les PIF type 4 de composition proche de celle des IF de type 2 et 3 (cf partie V) n'explique pas pourquoi les PIF type 5 sont également concentré dans ces zones. Les PIF type 4 et 5 sont tous deux piégés dans des plans orientés E-W à fort pendages (>70°). Nous proposons que cette distribution est liée au fait qu'une partie des PIF préexistants type 4 ont du être repris et remplacés par des fluides type 5, toujours dans le même contexte d'extensions N-S favorisant des plans de rupture E-W à grande comme à petite échelle. Les plans d'une même population (type 5 ou type 4) sont compatibles avec une fracturation conjuguée de mode 2 avec une intersection subhorizontale de direction moyenne N70 (Figure IV- 3). Cette géométrie des traces des PIF type 4 et 5 est similaire à celle obtenue après rotation des plans de failles mesurés à l'extrémité Sud du dôme de migmatite (Figure IV- 3). La corrélation entre les PIF et les plans de failles après rotation implique d'une part, que les PIF se sont formés après le basculement régional des roches métamorphiques discuté dans le chapitre III.3.2. D'autre part, cette corrélation implique que les paléocontraintes régionales sont restées compatibles avec une direction de raccourcissement verticale et un allongement horizontal de direction N20 depuis la formation des failles jusqu'à la formation des PIF contenant les fluides de types 4 et 5. Cette interprétation permet de situer la circulation des fluides aqueux (type5) au sein des migmatites après exhumation de ces roches à travers la transition fragile/ductile. De même, l'orientation des PIF de type 4 étant similaire à celle des PIF de type 5, indique que les PIF de type 4 (fluides métamorphiques à CO_2-H_2O, cf partie V), se forment également après basculement des roches métamorphiques. La même configuration entre traces cyclographiques des PIF type 4 et 5 par rapport au réseau de failles débasculé a pu être vérifié sur l'exemple suivant (échantillon 06-17) qui traite également une des veines complètement transposées Figure IV- 5a/d Figure IV- 6).

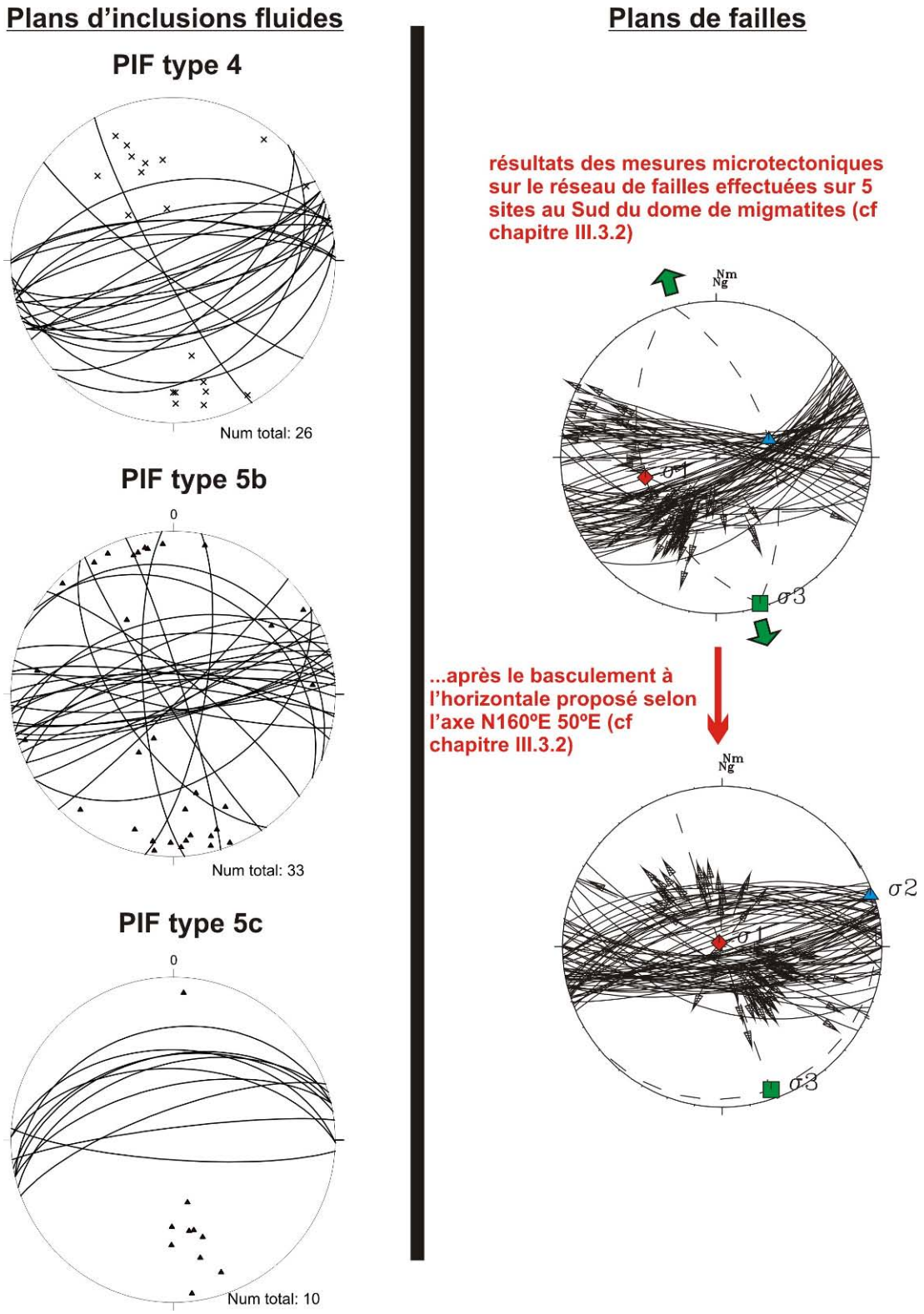


Figure IV- 3: Comparaison entre les traces cyclographiques des PIF (type 4 et 5) par rapport aux plans de failles mesurés sur le même site de l'étude microtectonique exposée dans le chapitre III-3-2). Les croix et triangles correspondent aux pôles des PIF. Les types de fluides 5b et 5c sont définis dans le chapitre V. Ce sont deux types de fluides dérivés de surface avec 5b antérieur à 5c. Les traces cyclographiques des PIF type 4 et 5 sont similaires par rapport aux plans de failles débasculées (stéréo en bas à gauche).

*) Deuxième exemple de veine complètement transposée marquée par l'absence de fluides très salés type 1 (échantillon 06-17).

Les Figure IV- 4A et Figure IV- 5a et d montre la distribution des différents types de fluides par rapport aux microstructures des grains de quartz.

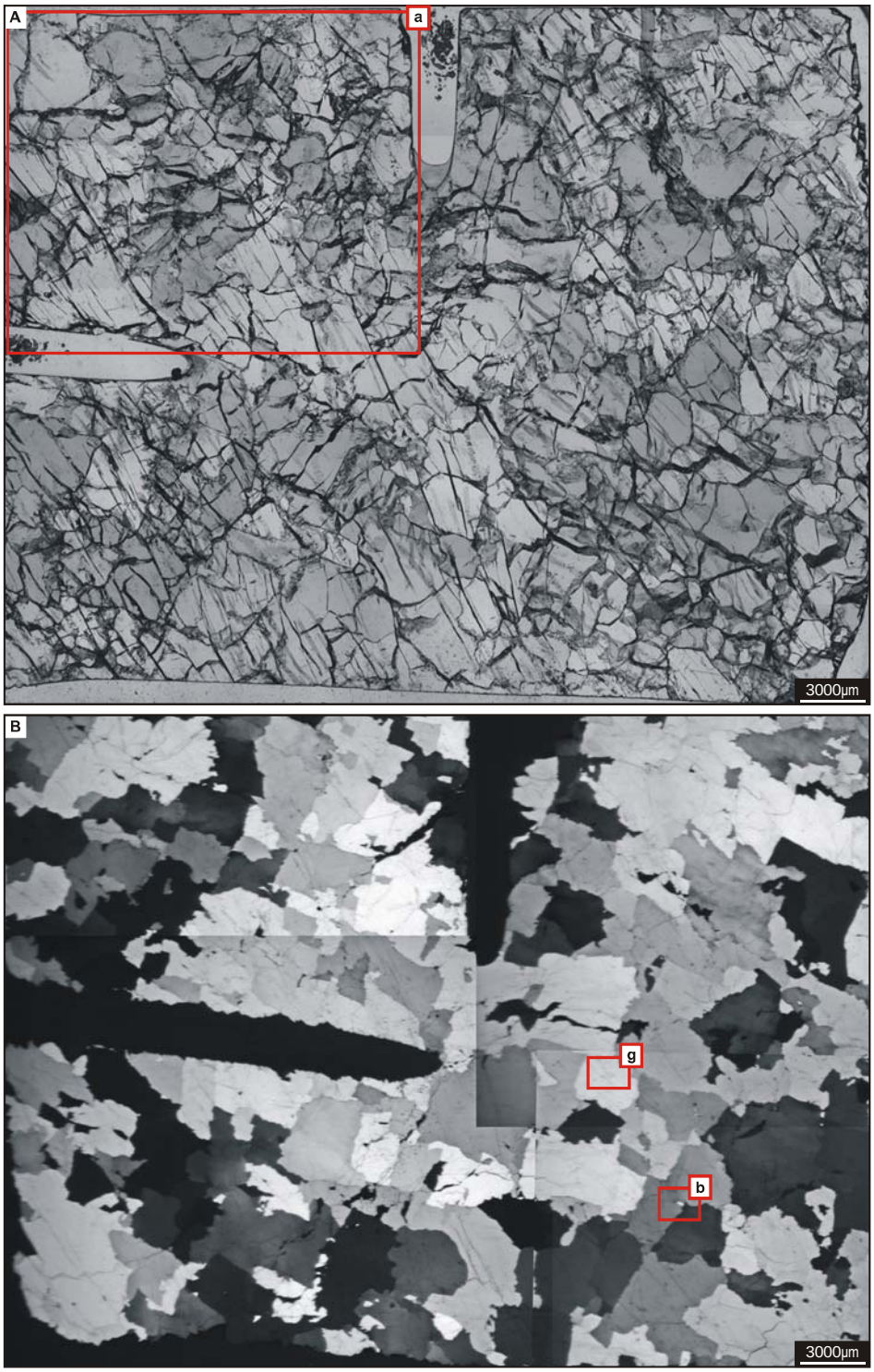


Figure IV- 4: A) Lame épaisse horizontale de l'échantillon 06-17 (250µm). Le cadre rouge a) indique la **Figure IV-5**a). B) Lame mince du même échantillon montrant les microstructures en échiquier et les grains de quartz pluri-millimétriques. Les cadres rouges b et g indiquent la position des figures V-3b et g.

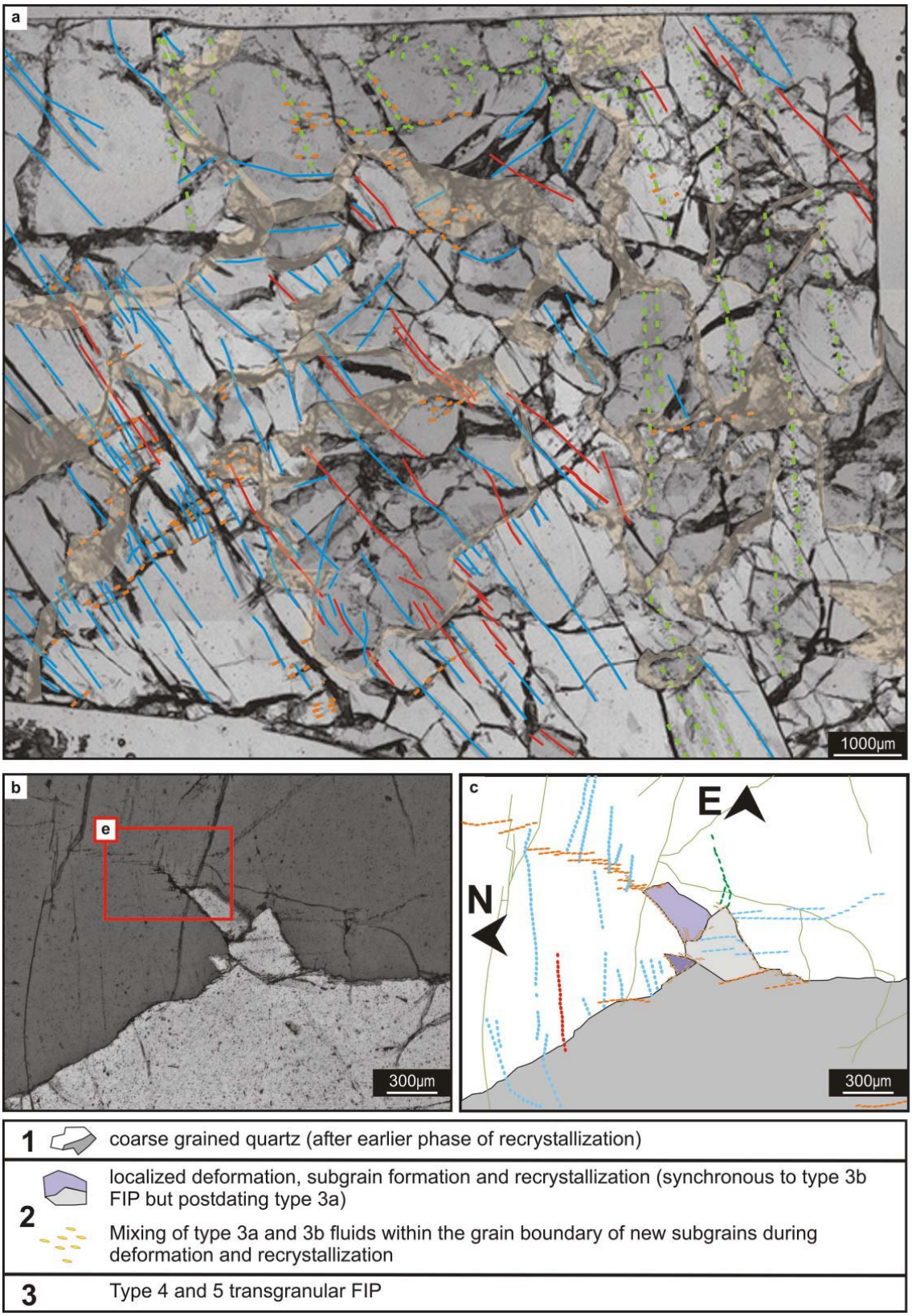


Figure IV- 5: a) Distribution des IF (cf cadre Figure IV- 4A) par rapport aux microstructures des grains de quartz. **b)** Exemple de formation de SG de quartz en présence de fluides se propageant dans le grain adjacent. Le cadre rouge a) indique la Figure IV- 5e. **c)** représentation schématique de la figure b) mettant en évidence la localisation des différents types de fluides par rapport aux SG.

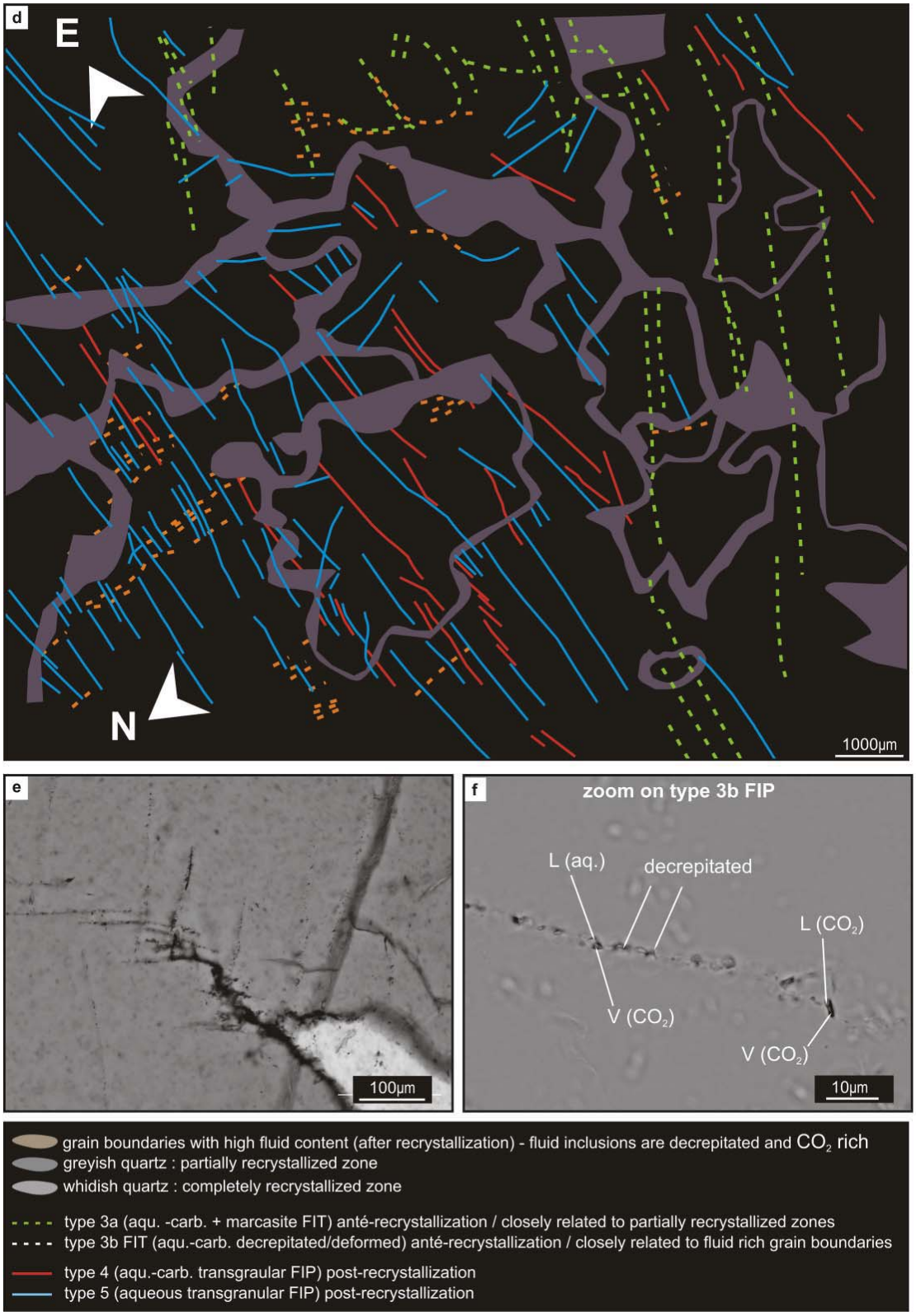


Figure IV- 5 continuée : d) Schéma simplifié montrant uniquement la distribution des fluides de la Figure IV- 5a. **e)** zoom sur le cadre de la Figure IV- 5b montrant la relation directe entre formation du SG de quartz recristallisé dynamiquement et les PIF connecté au niveau de la pointe d'étirement maximal du SG de quartz. Les zones sombres au niveau de du JG sont riches en fluide. **f)** détail des IF piégées dans ces PIF particuliers (type 3b) reliés à ces zones de localisation de la déformation en présence de fluides.

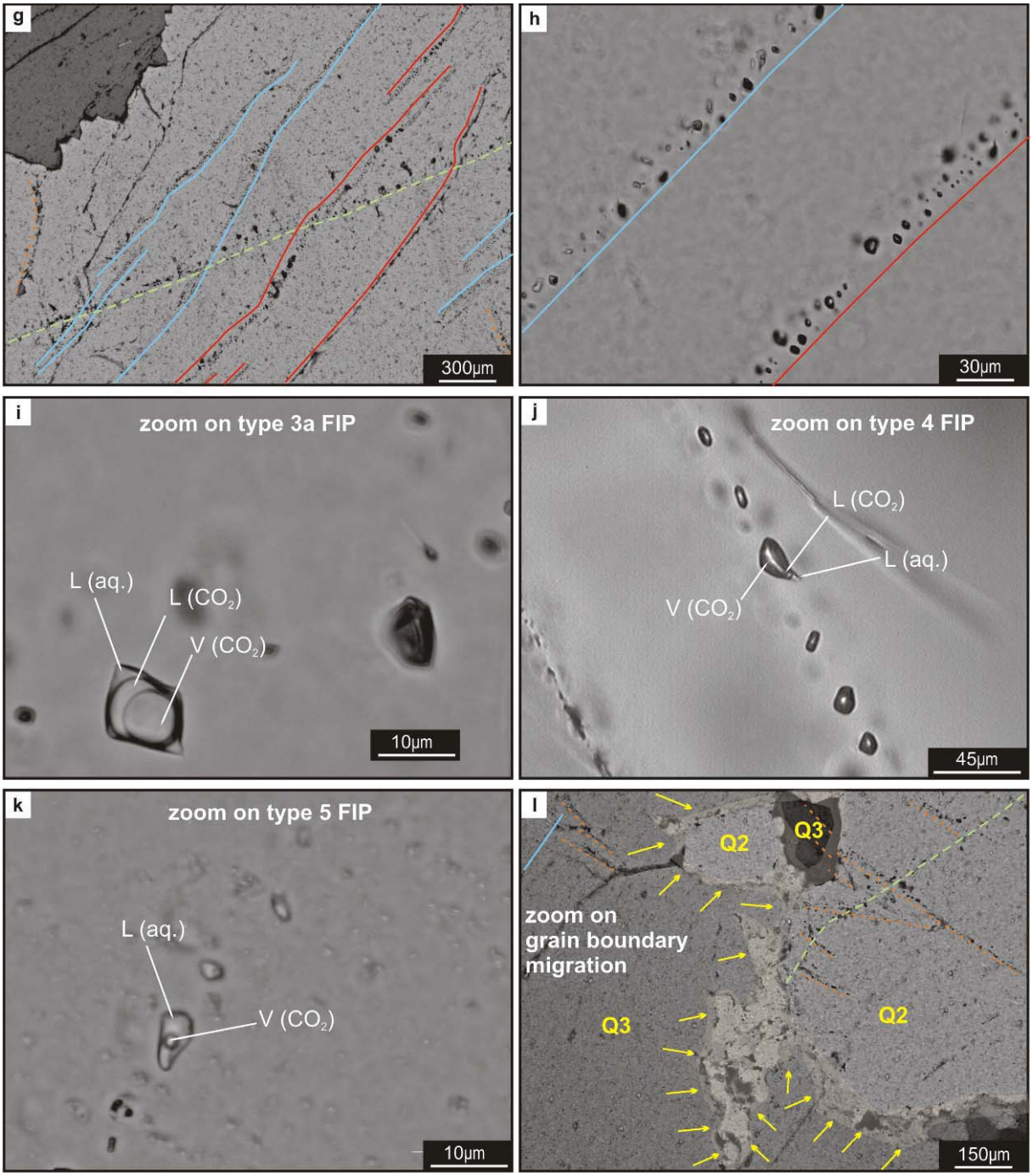


Figure IV- 5 continuée : g) relations géométriques entre PIF type 3, 4 et 5. **h**) détail sur les PIF type 4 et 5. i) détail d'une IF type 3. **j)** détail d'IF type 4. **k)** détail d'IF type 5. **l**) détail d'un JG entre deux gros grains riches en IF. Le grain recristallisé Q2 ne contient pas de fluides au contraire du grain non recristallisé Q1, riche en fluides. Les PIF type 3a et 3b sont perpendiculaires. La MJG déduite de la microstructure et de la distribution des IF (Q2 vers Q1, indiqué par les flèches jaunes) est perturbée au niveau de la zone du PIF type 3a.

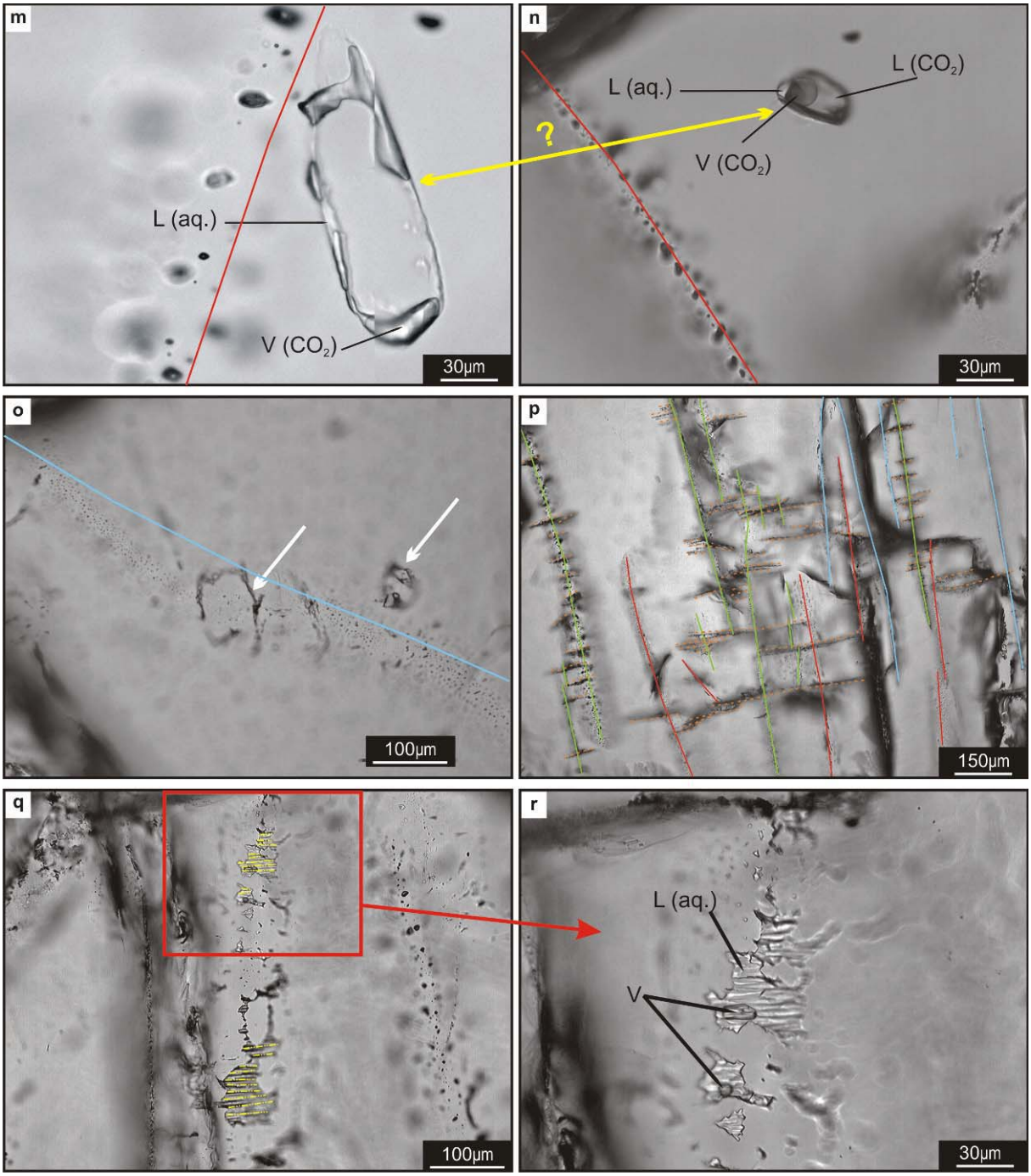


Figure IV- 5 continuée: **m)** IF primaire triphasée décrépitée (type 0) (type annulaire, Boullier, (1991), Pecher, (1981) avec l'axe du PIF type 4 passant en bordure. **n)** IF primaire non décrépitée (type 0). **o)** IF primaires décrépitées (flèches blanches) (type « aile de papillon », Pecher, (1981)) avec l'axe du PIF type 5 passant à travers. **p)** grain de quartz riche en PIF type 3a décrépitées. Les petits PIF type 3b sont perpendiculaires et géométriquement liés au PIF type 3a, étant donné que leur extension est d'égale longueur de part et d'autre du PIF type 3a **q)** PIF aqueux faiblement penté par rapport à l'horizontale. Noter les lignes subparallèles bien marquées au sein des ces IF plates qui pourraient correspondre à un des plans de glissement (axes cristallographiques a, b ou c) du grain de quartz. **r)** détail de q

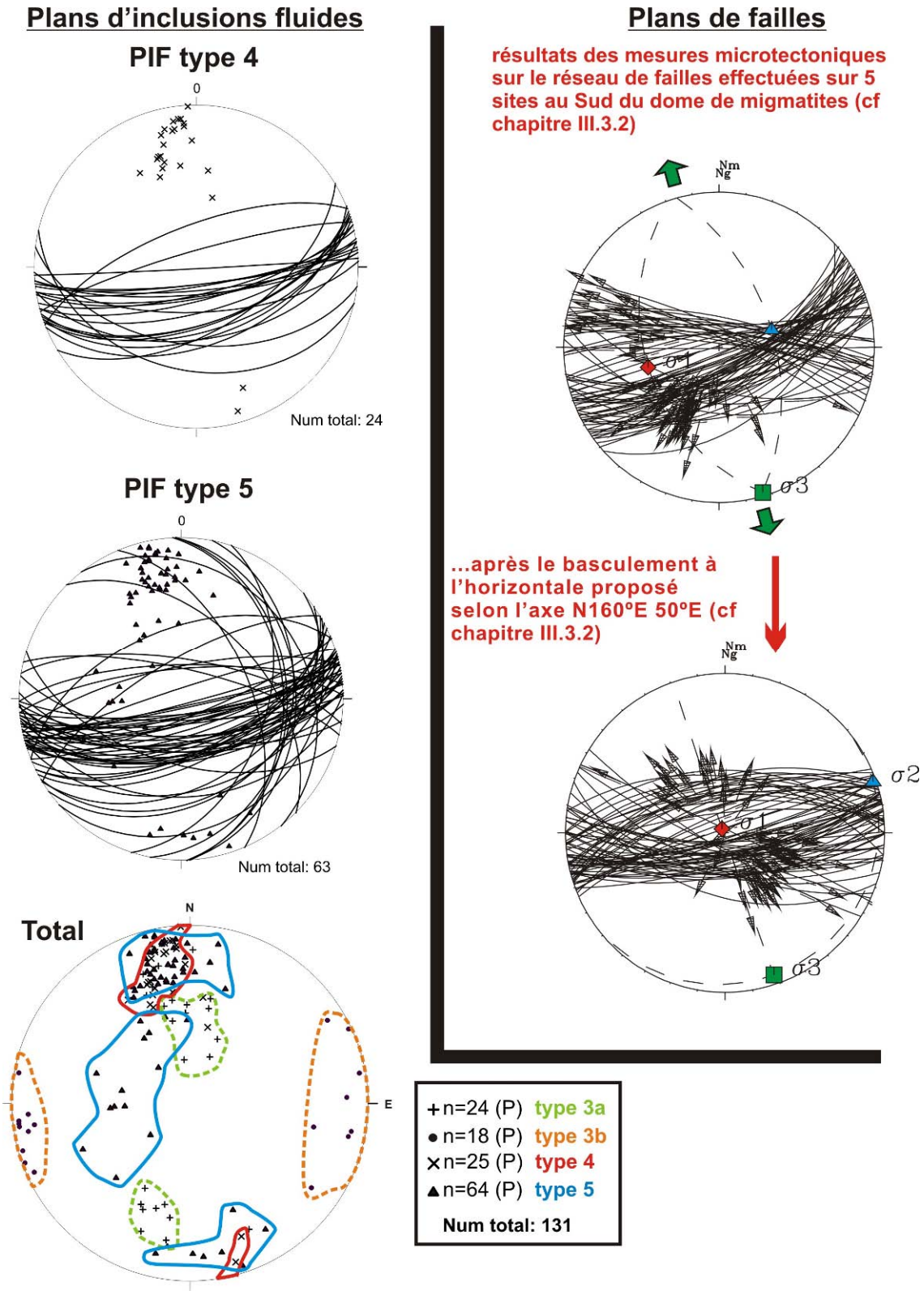


Figure IV- 6 : Comparaison entre les traces cyclographiques (hémisphère inférieure) des plans d'IF (type 4 et 5) par rapport aux plans de failles mesurés sur le même site reportés dans le chapitre III-3-2). Les symboles (croix, triangles,…) correspondent aux pôles des plans d'IF. Les PIF de type 3b sont perpendiculaires PIF 3a (stéréo en bas à droite). Les traces cyclographiques des PIF type 4 et 5 sont similaires aux plans de failles après rotation (stéréo en bas à gauche).

Des fluides de type 3 sont présents dans les zones de quartz affectés par la migration de joint de grains (Q2) mais sont absents dans les quartz de troisième génération (Q3) (Figure IV- 5a/d et l). Les zones riches en PIF de type 3 sont également riche en quartz Q2 Figure IV- 5a et d (quartz grisâtres sur la Figure IV- 5a). Comme dans l'exemple précédant les zones les plus riches en PIF de type 4 et 5 correspondent aux zones les plus riches en quartz Q3 (quartz plus clair sur la Figure IV- 5a)

Les PIF type 3b, 4 et 5 sont la clé de la compréhension du passage des roches migmatitiques à travers la transition fragile/ductile basée sur les observations résumées ci-dessous :

***) Type 3b :**

- faible extension (jusqu'à quelques centaines de microns) Figure IV- 5a/b/c/d/e et p)

- liés au surpressions (fracturation hydraulique, suite à l'accumulation de quantités importantes de fluides au niveau des JG dans un gradient de pression et de taux de déformation élevé à pression lithostatique) de fluides dans les JG en cours de recristallisation dynamique avec formation de SG (Figure IV- 5b/c/e/l).

- liés aux surpressions (décrépitation lié au fait que la pression interne de l'IF est supérieure à la pression externe suite à des gradients de variations fortes de pressions lors de l'exhumation (Vityk et Bodnar, 1995) au sein des IF des PIF intracristallins type 3a. Ces plans sont orientés toujours perpendiculaires et géométriquement liés par rapport aux PIF type 3a étant donné que leur extension est d'égale longueur de part et d'autre du PIF type 3a. L'occurrence de cette géométrie n'est observée que dans certains grains de quartz. Cette particularité implique probablement que les axes cristallographiques du grain de quartz doivent être orientés adéquatement par rapport aux contraintes locales pour que ce type de fracturation puisse apparaître (Figure IV- 5p).

- les deux variantes ont la particularité d'être piégées indépendamment des échantillons selon un axe quasi N-S, qui pourrait correspondre à un des plans de glissement du quartz. Pour pouvoir vérifier cette hypothèse il faudrait développer une technique où l'on pourrait mesurer en point par point l'orientation du grain de quartz en question par rapport au PIF respectif.

- les deux variantes sont composées d'IF à formes irrégulières et à rapports liquide-gaz très variables (Figure IV- 5f), chimiquement apparentés aux fluides type 3 (riches en CO_2).

***) Type 4:**

- piégés dans des PIF transgranulaires de plus forte extension (millimétriques, Figure IV- 2b et c, Figure IV- 5a/d/g) comparé aux PIF type 3b.

- subparallèles aux PIF type 5 (Figure IV- 2b/c et Figure IV- 5a/d/g et h et orientés N70 à N85 (Figure IV- 3 et Figure IV- 6)

- souvent axés sur des IF primaires à 90%CO_2 et 10%H_2O (Figure IV- 5n) ayant décrépités (Figure IV- 5m). Cette particularité suppose que ces PIF peuvent être issus de la décrépitation d'IF primaires à volume important, décrit aussi à d'autres endroits où des roches ont été exhumées et ont donc subis fort gradients de pressions lors de leur remontée à la base de ces phénomènes de décrépitation (Boullier, 1991). Des analyses expérimentales ont également pu mettre en évidence ce type de décrépitation formant des IF annulaires avec des PIF centrés dessus (Pecher, 1981, Vityk et Bodnar, 1995).

- Composition chimique très proche de ces IF (Figure IV- 5j) par rapport aux IF primaires (cas de l'échantillon 06-17 Figure IV- 5m et n) et par rapport aux IF type 2 (Figure IV- 5b et c) et 3 (Figure IV- 5i) (cf détails sur la chimie dans la partie V). Cette affinité chimique ainsi que le distribution géométrique des ces PIF par rapport aux IF primaires et type 2 et 3 suggèrent que ces fluides sont en effet l'expression la plus évoluée du même fluide à CO_2-H_2O lorsque ces roches passent de la déformation ductile à la déformation cassante (cf discussion de la partie V). Les seuls paramètres qui varient, sont les rapports plus faibles de la phase aqueuse par rapport aux IF type 2 et 3 surtout et le mode de piégeage, clairement postérieur aux derniers phénomènes de recristallisation (Q3) alors que les PIF type 2 et 3 sont antérieurs (Figure IV- 2b et c), Figure IV- 5l)

Le phénomène de décrépitation engendre une perte sélective de la phase aqueuse par rapport à la phase gazeuse, ce qui a été démontré par Bakker et Jansen (1991, 1994) et Bakker (2006). Ce phénomène est également applicable dans le cas présent où les fluides type 3b et 4 sont généralement beaucoup plus concentrés en gaz (CO_2) que les IF primaires, type 2 et type 3 desquelles ces fluides sont dérivés suite à la décrépitation (Figure IV- 5k par rapport à j, m et n)(cf détails dans le partie V).

***) Type 5:**

- Les PIF type 5 sont transgranulaires et recoupent toutes les microstructures, ce qui les caractérise comme étant les dernières évidences de circulations de fluides au sein des ces veines de quartz. Cependant, ces IF montrent des phénomènes de décrépitation avec les PIF distribuées en gerbes radiales centrées sur des IF de plus grande taille décrépitées (Figure IV- 5o), comme pour les IF type 3. La décrépitation résulte de l'explosion de l'if liée à la décompression subie par la roche encaissante lors de l'exhumation (Sterner et Bodnar, 1989, Boullier, 1991, Pecher, 1981).

- Les PIF de type 5 à faibles pendages vers le N et contenant des IF plates permettent d'avoir un aperçu sur la paroi intérieure des cavités (Figure IV- 5q/r). Cette surface montre des lignes parallèles pouvant être interprétés comme un des plans de glissement du quartz. Ces lignes sont parallèles au PIF 3b et orientés N-S, argument de plus de les rattacher à un des plans de glissement

des quartz. Il est cependant difficile à déterminer de quel axe cristallographique il s'agit vu que ce mode de fracturation est tardif et reprend une géométrie interne du quartz acquise lors de la déformation à plus haute température.

Nous allons tester par la suite si les conclusions intermédiaires concernant les veines complètements transposées V1, sont applicables aussi aux veines partiellement transposées (V2) et aux veines discordantes (V3).

- **Les veines partiellement transposées V2**

Les veines partiellement transposées ont déjà été introduites dans la partie V, Ces veines n'ont pas enregistré le passage des fluides fortement salés (type 1) et présentent tous les fluides depuis le type 2 jusqu'au type 5. Plusieurs échantillons ont été sélectionnés pour l'étude des microstructures et de la distribution des IF (04-113, 04-114, 04-117 et 06-02).

- Microstructures

Les veines transposées V2 présentent des grains de quartz de petite taille (<1mm) montrant des évidences de recristallisation dynamique avec des sous-grains (micrométriques) (Figure IV- 7a/b/d). Les anciens joints de grains de grains de plus grande taille (anté-recristallisation dynamique) sont soulignés par les limites indiquées par les flèches jaunes sur la Figure IV- 7a et b). Les grains de quartz ne montrent pas de texture en échiquier mais surtout des bandes de déformation et des zones d'extinction ondulante, marqueurs de la déformation à plus basse température comparés aux veines V1. Les zones de quartz Q2 sont caractérisées par l'absence de textures de déformation interne du réseau cristallin du quartz (Figure IV- 7a/b/d/f). Cette texture indique que ces zones enregistrent une recristallisation statique des grains de quartz.

- Distribution des inclusions fluides

Nous allons utiliser l'exemple des veines V2 (ce paragraphe) et surtout V3 (paragraphe suivant) pour expliciter plus les phénomènes de MJG (dynamique et/ou statique). Les textures typiques de recristallisation dynamique avec formation de SG en bordure de grains recristallisés Q2 pour les veines V2 sont illustrées dans la Figure IV- 7a-d. En effet, lorsque deux JG convergent lors de la MJG résultant est doublement enrichi en particules balayées (fluides et solides) (Figure IV- 7c/d). Ce JG est non seulement riche en fluides et solides mais correspond également à une zone de localisation de la déformation par recristallisation dynamique vus que c'est là où se forment les SG de taille micrométrique (Figure IV- 7a/b/d). Les interactions entre un JG entrain de migrer et des phases fluides et solides (impuretés et dislocations) contenus dans le cristal ont été décrits et interprétés par Drury et Urai (1990). Nous retrouvons les mêmes textures pour les grains recristallisés.

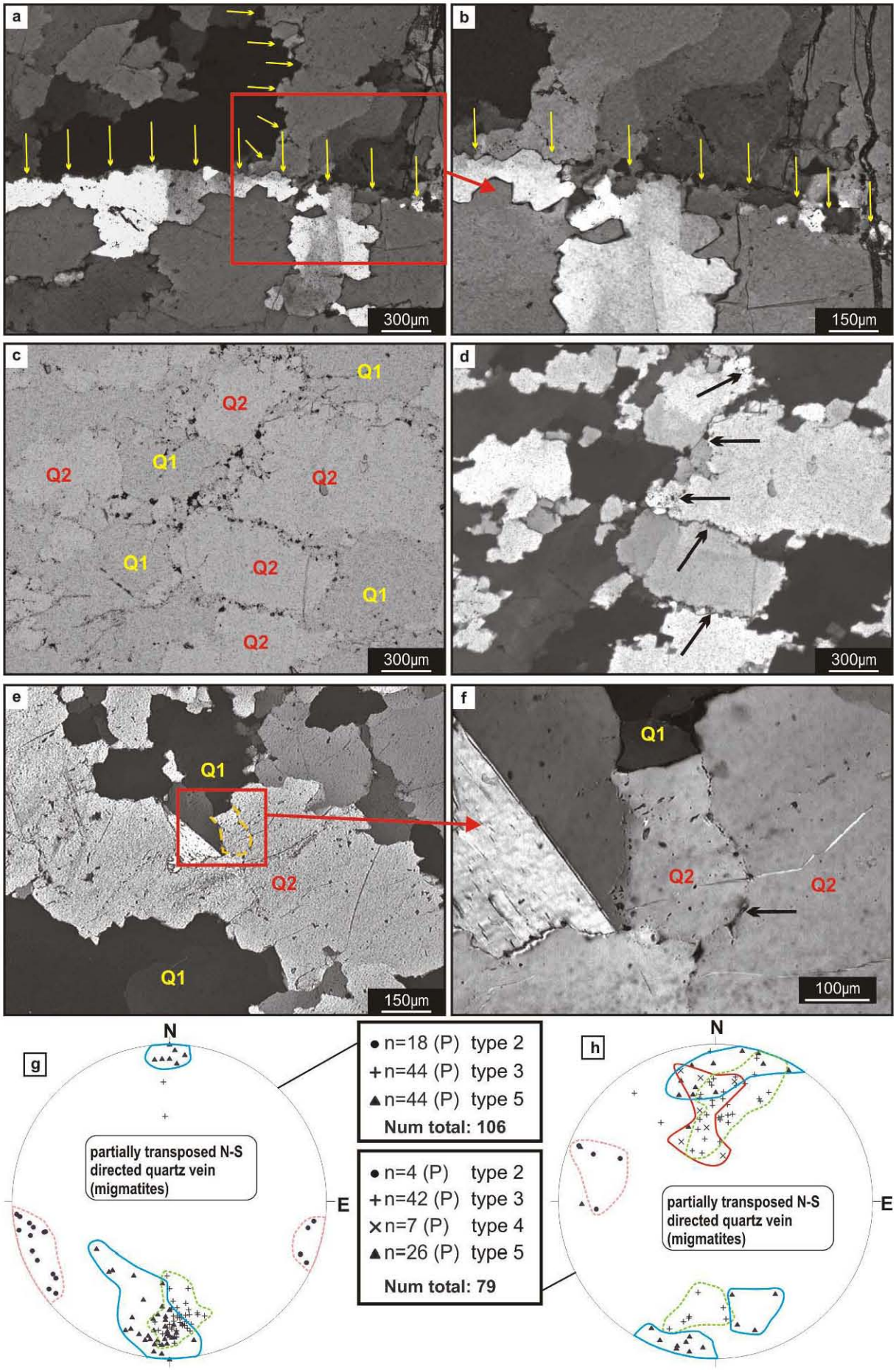

a
300µm
b
150µm
c
Q1
Q2
Q2
Q1
Q2
Q1
Q2
Q1
Q2
300µm
d
300µm
e
Q1
Q2
Q1
150µm
f
Q1
Q2
Q2
100µm
g
N
E
partially transposed N-S directed quartz vein (migmatites)
● n=18 (P) type 2
+ n=44 (P) type 3
▲ n=44 (P) type 5
Num total: 106
● n=4 (P) type 2
+ n=42 (P) type 3
× n=7 (P) type 4
▲ n=26 (P) type 5
Num total: 79
h
N
E
partially transposed N-S directed quartz vein (migmatites)

Figure IV- 7: Photos de lames mines en LPA et stéréos indiquant la géométrie des PIF recoupant les veines partiellement transposées V2. La taille des grains est plus petite (dépassant rarement le millimètre) que dans les veines V1. **a)** Les flèches jaunes indiquent des zones qui pourraient constituer des anciens JG avant recristallisation dynamique et formation de SG de taille plus petite. **b)** zoom sur a) montrant le détail de ces limites où on voit des SG de très petite taille en présence de beaucoup d'IF (points noirs). **c)** LN et **d)** LPA de la même zone montrant la présence de fluides et de solides (points noirs) au niveau des JG des quartz Q2 (plus clairs en c)). Les flèches indiquent les zones riches en fluides. La première flèche à partir du bas indique les petits SG (quelques microns) au niveau des zones de contact entre deux grains recristallisés. Ce sont typiquement des zones entre deux grains recristallisés Q2 où se forment ces SG. **e)** et **f**) (zoom sur e) montrent un ancien JG d'un grain Q1 balayé par la recristallisation d'un grain Q2. On devine la forme de cet ancien JG par la présence des IF (indiqués par la flèche noire). **g** et **h** montrent deux exemples de mesures des PIF enregistrés dans ce type de veines. Il n'y a pas de différence remarquable par rapport aux mesures de PIF dans la veine V1 (cf Figure IV- 3et Figure IV- 6).

Le cristal en cours de recristallisation tend à perfectionner son réseau cristallin en balayant les impuretés (phases autres que le quartz) et les dislocations vers le JG (Drury et Urai, 1990). Si les grains de quartz sont riches en fluides et impuretés, ce processus devrait aboutir à la formation d'un film plus ou moins continu de fluides au niveau du JG aboutissant en une structure différente de celle obtenu à équilibre hydrostatique. Ce processus à été démontré par Urai (1983, 1985) dans les roches évaporitiques ainsi que dans les roches silicatés (Urai, 1986b). Les variations chimiques pouvant être enregistrés par cathodoluminescence au sein d'un grain recristallisé attestent également de la présence d'un film de fluide interconnecté et a été modélisé par Jessell et al (2003). Il semble être évident que l'expulsion des fluides vers les JG engendre une diminution de la quantité en IF (Figure IV- 7c/d) dans les quartz Q2 beaucoup plus purs que les quartz Q1. D'autre part les JG sont capables de migrer à travers un obstacle (IF ou solide) (Drury et Urai, 1990) laissant derrière, l'IF ou le solide intégré dans le grain recristallisé. Ce phénomène peut également être observé lorsqu'un JG (Q2) migre à travers un JG Q1 (Figure IV- 7e/f) et dépend de la nature et de la composition de l'obstacle. La suite nous montrera que ce mode de recristallisation dynamique et statique n'est pas un phénomène local mais peut être observé à travers toute la croûte ayant subi du métamorphisme rétrograde en présence de forts rapports fluide/roche.

En ce qui concerne la distribution des PIF, les stéréodiagrammes de la Figure IV- 7g et h montrent la même géométrie pour les PIF type 2, 3, 4 et 5 comme pour les veines V1 précédemment discutées.

- **Les veines discordantes à la foliation des migmatites V3, non déformées**

Les veines V3 sont synchrones au jeu de failles conjuguées affectant le sud du dôme avant basculement régional des roches métamorphiques (cf partie III.3.2). Ces veines n'ont pas enregistré le passage des fluides fortement salés (type 1) et présentent surtout des très forts rapports fluide-aquo-carbonique/quartz. Plusieurs échantillons ont été sélectionnés pour l'étude des microstructures et de la distribution des IF (04-118/122, 06-07/33/35).

- **Microstructures**

Le contact entre la veine de quartz et l'encaissant (migmatites) est rectiligne et est sécant sur les grains de la roche encaissante. Cette géométrie indique que ces veines se forment par fracturation de la roche encaissante (Figure IV- 8). Les cristaux sont de taille pluri-millimétriques aux abords des épontes et de taille centimétrique plus vers le cœur de ces veines (Figure IV- 8). Malgré le fait que ce soient des cristaux automorphes en apparence (cf figure III-36), les grains de quartz ont subit une recristallisation (Figure IV- 8 et Figure IV- 9a/e/f/i/k).

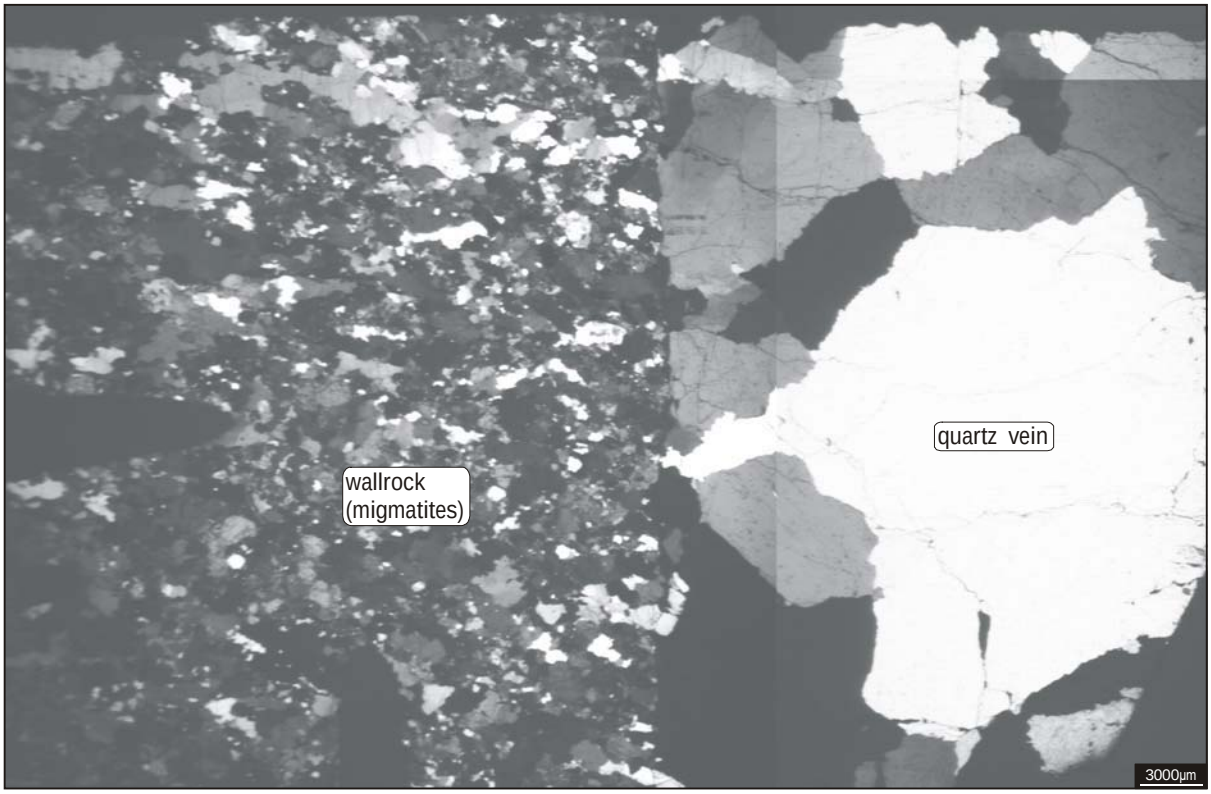


Figure IV- 8 : Photo au microscope optique sous LPA de 'échantillon 06-07. Le contact entre la veine de quartz et l'encaissant (migmatites) est très droit indiquant le caractère cassant de ces veines. La taille des grains de quartz est pluri-millimétrique voir centimétrique vers le centre de ces veines. Les grains de quartz ont recristallisés vu l'aspect dentelé des JG.

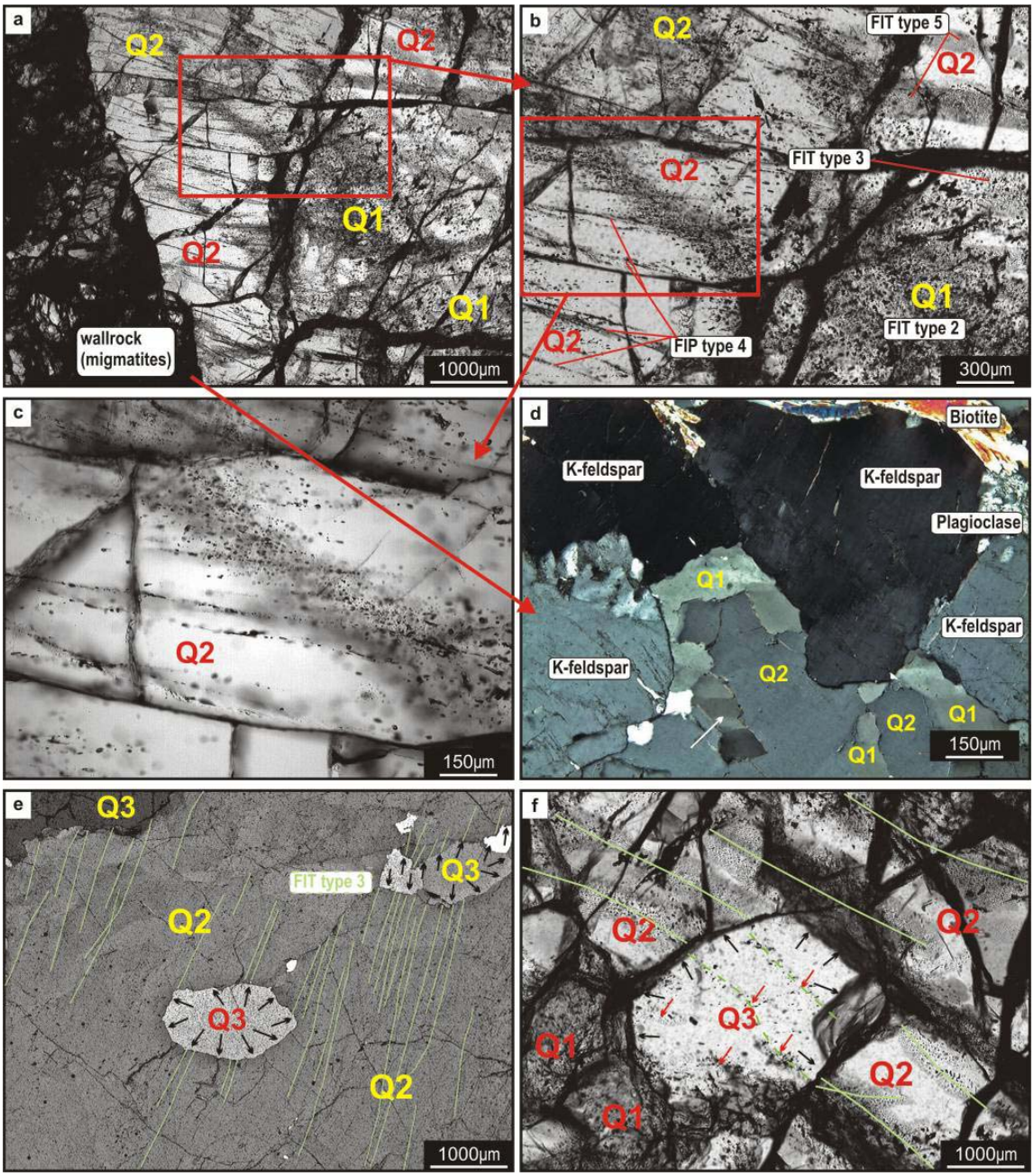


Figure IV- 9: Photos au microscope optique en LN et en LPA de lames minces (LM) et lames épaisses (LEP) de veines V3. **a)** photo de LEP (échantillon 06-07) montrant la distribution des IF dans les grains proches de l'éponte de la veine de quartz. Les grains en bordure de l'éponte ont recristallisés (Q2). Les grains plus éloignes de la bordure vers le cœur de la veine n'ont pas recristallisés (Q1) et sont très riches en IF (points noirs). **b)** zoom sur le JG (GB) (bande noire assez large (>100µm) entre Q1 et Q2. Le JG est ouvert et le film de fluide qui y était inclus c'est échappé suite au découpage de la lame. Les grains de quartz Q1 sont très riches en IF type 2 (H_2O-CO_2). La trace de ces grands amas de fluides (type 2) vus dans Q1 (à droite dans b)) se retrouve dans le grain Q2 après MJG. Elles se retrouvent regroupées sous forme d'AIF (plan diagonal). Les textures d'IF en forme de tube (Drury et Urai, 1990) sont indiquées par la flèche bleue. Les PIF type 4 sont axés sur cet AIF. **c)** zoom sur l'AIF type 2 (plan diagonal). La texture est attribuée au fait que le JG à du migrer à travers ces amas de fluides concentrés dans les grains Q1 anté-recristallisation. **d)** zoom sur la roche encaissante qui montre également les phénomènes de recristallisation. Il y a beaucoup moins d'IF. Les quartz Q1 montrent des bandes de déformation (flèche blanche), alors que les quartz recristallisés Q2 ne montrent pas de torsions du réseau cristallin. **e)** photo de LM en LPA de grains de quartz recristallisés de dernière génération Q3, dépourvus d'IF. **f)** zoom sur ces grains Q3 en LEP. La MJG (flèches noires) est passé à travers des PIF intragranulaires type 3, en laissant derrière quelques témoins de ces IF n'ayant as pu être expulsés vers le JG (flèches rouges).

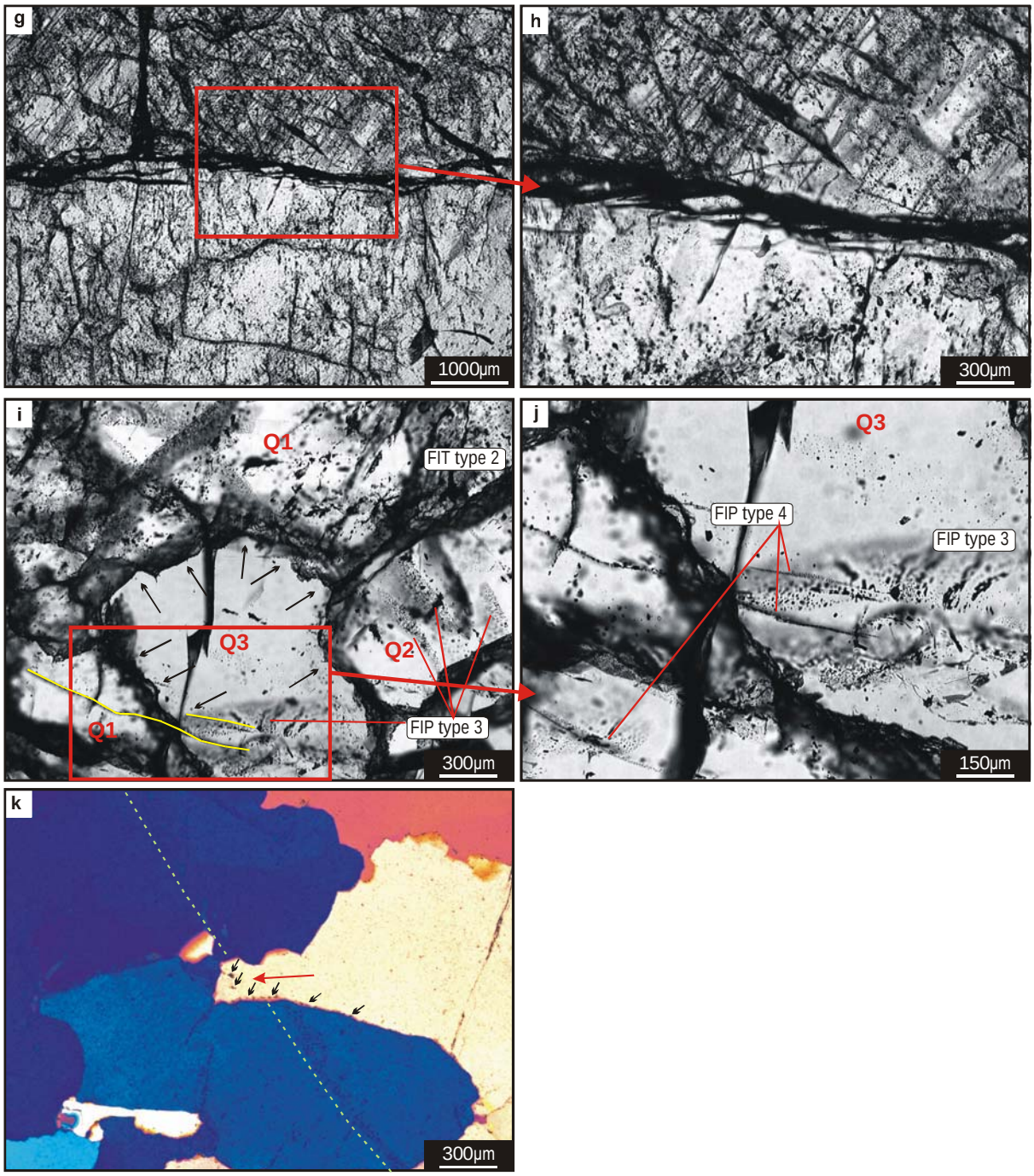


Figure IV- 9 continuée: **g)** et **h)** (zoom) zone de contact entre un grain recristallisé (en bas) contenant un très grand nombre d'IF distribuées aléatoirement (la MJG est passée à travers). Le grain non recristallisé (en haut) contient une quantité énorme de PIF type 3 (plans obliques) connectés sur le JG (trace noire horizontale). **i)** relations entre quartz recristallisés Q3, Q2 et non recristallisés Q1. Les PIF type 3 sont balayés par la MJG du Q3. Les flèches indiquent la zone recristallisée (pauvre en IF). **j)** zoom sur bas du grain Q3 (i). Il reste des témoins de PIF type 3 entiers contentant par contre que des IF décrépités sombres. Les Pif type 4 transgranulaires, décrit exhaustivement pour les veines V1 (cf ci-dessus), sont ici également centrés sur ces PIF type 3 décrépités. **k)** exemple de MJG à travers un PIF type 3 (flèche rouge). Les flèches noires indiquent la zone enrichie en IF dans le joint de grain suite à l'expulsion des fluides vers le JG. Les IF affectés par ce phénomène son d'avantage décrépitées et montrent des formes irrégulières (deux flèches noires en partant du haut)

- Distribution des inclusions fluides

La distribution des IF au sein des veines V3 est marquée par la MJG (Figure IV- 9a/b/e/f/g/h/i/k), en présence de volumes d'IF aquo-arboniques (Figure IV- 9a/g) supérieurs aux veines V1 et V2. Lorsque le joint migre à travers les grains de quartz Q1 très riches en fluides type 2, il laisse ces derniers derrière lui sous forme d'AIF (Figure IV- 9a/b/c). Ce regroupement en AIF pourrait correspondre au moment où le front de migration du joint de grain balaye d'abord les IF et ensuite après changement des conditions physico-chimiques au niveau du joint entraînerait le passage à travers les IF du JG an migration Figure IV- 9(a/b/c). Les différents modes de MJG à travers un obstacle (IF ou solide) décrits par Drury et Urai (1990) sont observés dans cet échantillon. Un exemple est donné par les IF en formes de tube typique du passage par le joint de grain à travers ces IF (Figure IV- 9b).

Les JG sont riches en petits sousgrains indicatif de rotation-recristallisation (Figure IV- 9g/h). La quantité d'IF à travers laquelle le joint a migré et a laissé derrière lui, est très importante (Figure IV- 9g/h) et est probablement proportionnelle à la quantité d'IF primaires présentes dans les grains Q1 avant recristallisation (Figure IV- 9a). Les PIF type 3 connectés sur le JG Figure IV- 9g/h) sont probablement issus des surpressions de fluides au niveau du JG vu la quantité expulsée par les grains Q1 balayés. Cependant cette observation n'est probablement valable que pour les grains de quartz dont l'orientation d'un des plans de glissement est perpendiculaire au joint de grain facilitant ce mode de fracturation. Cette dernière est induite probablement sous pression fluide élevée dans les JG. Le nombre de PIF type 3 et l'extension de ces PIF diminue proportionnellement depuis le JG vers le cœur du quartz Q1. Cette observation est probablement la meilleure définition trouvée pour discuter de la présence des PIF intracristallins type 3 postérieurs aux AIF type 2 préservés au sein des grains primaires et antérieurs au PIF type 4. Dans les autres exemples la recristallisation a été trop importante pour pouvoir discuter des relations géométriques de ces PIF. Les PIF type 4 sont axés sur les AIF (Figure IV- 9c/j) indiquant des surpressions postérieures à la recristallisation étant donné que les IF dans ces AIF ont décrépités pour la majorité.

Les chronologies relatives entre phases de MJG successives peuvent être déduites de la Figure IV- 9e/f/i/j/k. Il y a au moins trois phases successives de recristallisation (Q1, Q2 et Q3). Les PIF type 3 se forment lors de la phase de recristallisation formant les plages de quartz Q2 (Figure IV- 9g/h). Les PIF type 4 sont postérieurs aux dernières recristallisations formant les plages de quartz Q3 (Figure IV- 9i et j) contrairement aux PIF type 3 (Figure IV- 9e et f).

Ce qui est particulier pour ces veines, est leur mode de formation et le mode de croissance (cf partie III.3.2, figure III-36-37) ainsi que la quantité très importante de fluides aquo-carboniques. Cette particularité nous a amené à proposer le modèle de cristallisation à partir des ménisques des

fractures ouvertes en présence de gaz (CO_2) au cœur de ces ouvertures maintenant une pression fluide élevée. Les quartz de ces veines sont automorphes macroscopiquement et présentent en même temps des textures de recristallisation à l'échelle microscopique.

Les pressions fluides sous la zone imperméable (Etheridge et al. 1983) sont très importantes et engendrent la formation de ces veines en présence de quantités suffisantes de fluides aquo-carboniques pour boucher la porosité et générer des surpressions de fluides. Ce phénomène est donc au mieux traduit par la MJG et la formation continuelle de PIF type 3. La formation des PIF type 4 correspond au moment où la recristallisation n'est plus effective et qu'un saut au niveau des pressions au sein de la roche encaissante à du se produire. L'hypothèse est que ces plans ce sont formés lors du passage de la transition fragile/ductile et donc du passage progressif vers un régime hydrostatique alors que lors de la MJG et formation des PIF type 3 les roches sont sous un régime général de pression lithostatique passant au régime hydrostatique sporadiquement. Ce phénomène traduit donc un mécanisme discontinu depuis la déformation ductile vers la déformation cassante induit principalement par la présence de fluides lors de la recristallisation. La succession de textures de déformation (ductiles et fragiles) culmine dans la formation de PIF purement cassants (PIF type 4 et 5). Cette succession est compatible avec celle observée pour la formation des veines de quartz qui culmine ave la formation des veines discordantes V3 dans le réservoir à fluides aquo-carboniques, alors que les veines ductiles transposées V1 ont pu enregistrer l'histoire précoce avec le passage des fluides salés.

IV.2.3. Schistes à disthène et grenat et leucogranites à Tourmaline-Grenat-(Béryl).

Des travaux antérieurs ont pu mettre en évidence la migration des joints de grains en présence de fortes quantités de fluides dans les roches métamorphiques de bas gradient (Mullis, 1987, Wilkins et Barkas, 1978). Cependant ces études décrivent la distribution des inclusions fluides en relation avec des microstructures de recristallisation statique. L'originalité de cette étude est de comparer la distribution des inclusions fluides par rapport aux microstructures dans les dans les grains de quartz avec celle des minéraux plus compétents comme le grenat, la tourmaline, le béryl, l'apatite et le disthène. Ces relations sont décrites pour des schistes à disthène à proximité des migmatites recoupé par une multitude de filons de leucrogranites à grenat-tourmaline-(béryl) (échantillons 07-14/26/58c, Figure IV- 1).

Les schistes à disthène correspondent à l'isograde VI définies par Jansen and Schuiling (1976) (Figure IV- 1). Ces roches sont situées dans l'unité médiane, au dessus des migmatites constituant l'unité inférieure. Ces roches contiennent localement des leucosomes à tourmaline témoignant d'une fusion

partielle (échantillon 07-58c, Figure IV- 1). Les leucogranites à tourmaline-grenat-(beryl) sont discordants et par endroits partiellement transposés (Figure IV- 10a/b)

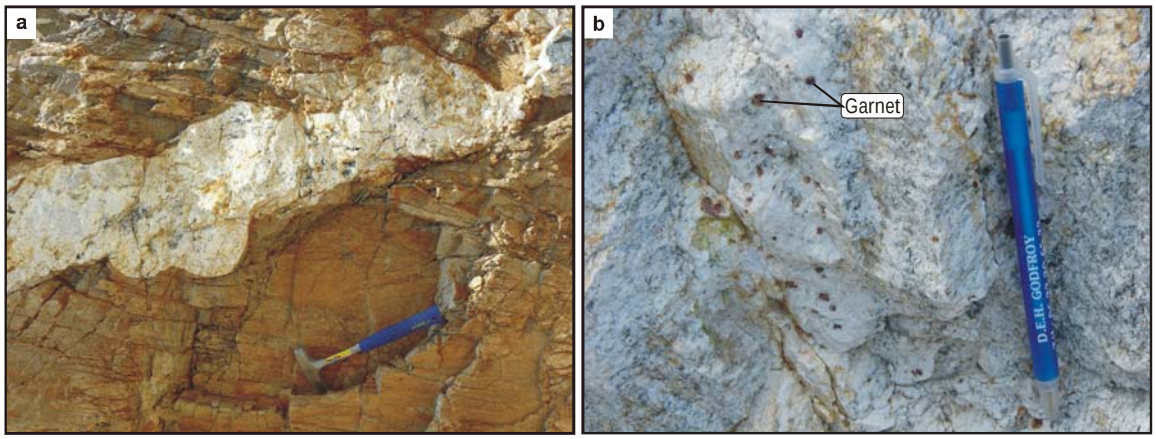


Figure IV- 10: Photos de terrain. **a)** Leucogranite à Tourmaline et Grenat discordant par rapport à la foliation du schiste à disthène. **b)** détail de ces leucogranites avec grenats de taille millimétriques pouvant atteindre le centimètre.

- **les schistes à disthène et grenat**

- Pétrographie et microstructures

Les minéraux principaux des schistes à disthène-grenat (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**) sont le quartz (30%), le feldspath potassique (20%), la biotite (30%) et la muscovite (20%). La foliation est soulignée par des alternances de niveaux riches en quartz-feldspath et des lits à biotite. Ces schistes contiennent également des pseudomorphes de porphyroclastes de disthène et de grenat dont la forme est soulignée par la courbure des lits de quartz-feldspath (cadre d, Figure IV- 11b). Dans le détail, les porphyroclastes de grenat sont composés de grains anguleux associés à des minéraux de quartz et de muscovite sans orientation préférentielle (Figure IV- 11a/b//k/l)) suggérant une transformation du grenat. Ces pseudomorphes de porphyroclastes comprennent également des oxydes de fer et des minéraux de goethite qui enveloppent les autres minéraux et traduisent une altération de la roche (Figure IV- 11c/d/e/f/g/h). Cette texture traduit la transformation partielle du grenat postérieurement à la déformation. Les porphyroclates de disthène sont également partiellement transformés en muscovite (Figure IV- 11a/b/k/l). Les minéraux accessoires comme l'apatite sont xénomorphes (Figure IV- 11n). Par contre la tourmaline est en cristaux automorphes zonés (Figure IV- 11p). La texture polygonale des lits à quartz-feldspath reflète la prédominance d'une recristallisation statique.

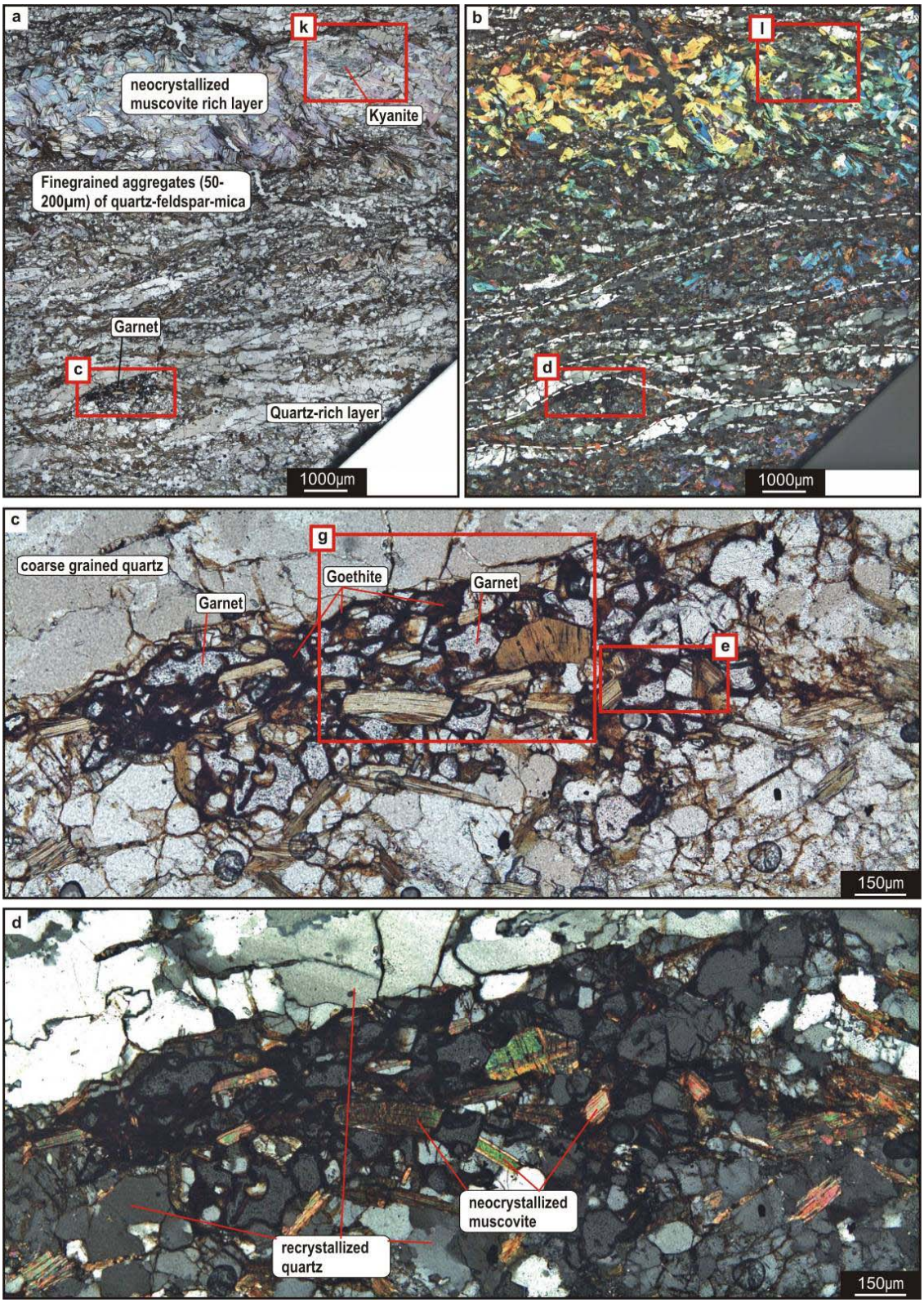


Figure IV- 11: Photos au microscope optique sous LN et LPA montrant la pétrographie et les textures des schistes à disthène. **a)** (LN) et **b)** (LPA) La foliation (traits blancs) est exprimée par des niveaux riches en quartz et des agrégats à grains fins de quartz, feldspaths et micas contrastant avec des niveaux très riche en muscovite. Les textures de déformation des quartz rappellent ceux de la protomylonite (partie III.2.3). **c)** (LN) st **d)** (LPA) zoom sur le cadre rouge marqué en a) et b) agrégats de grenat, quartz, feldspath, micas et d'oxydes de fer. Les grenats sont xénomorphes et entourés d'oxydes de fer. Les muscovites sont automorphes

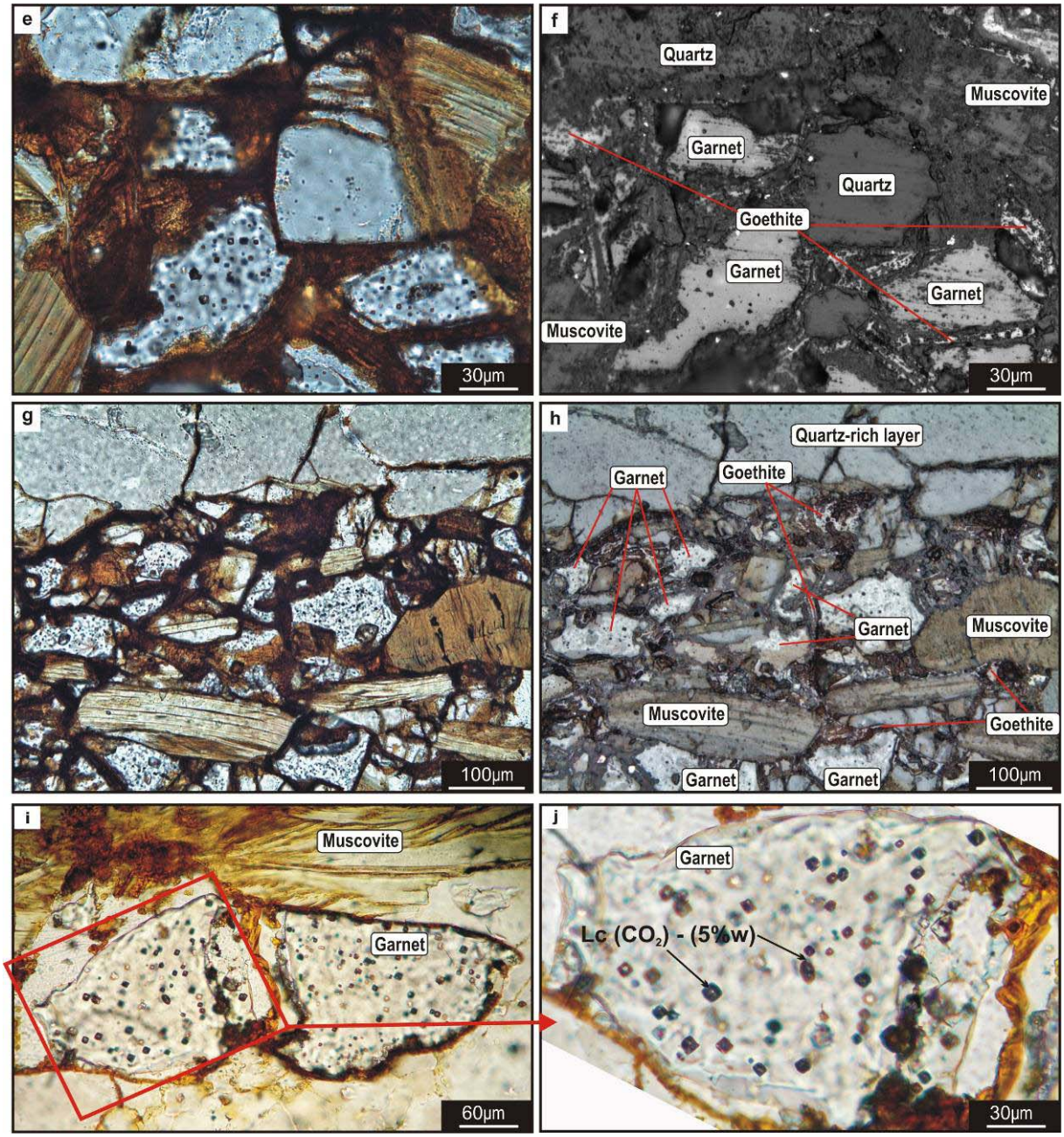


Figure IV- 11 continuée: Photos au microscope optique sous LN et LPA montrant les détails de la photo (cf cadres rouges en c)). **e+g)** (LPA) et **f+h)** (LR) Détail sur la relation entre grenat, quartz, muscovite et oxydes de fer. Les grains de quartz sont automorphes et dépourvus d'IF . Les oxydes de fer forment la matrice de ces agrégats. Les grenats sont xénomorphes et anguleux. **i+j)** détail d'un des clastes de grenat xénomorphes, riche en petites (<10µm) inclusions primaires à CO_2-H_2O de forme cristal négative. La phase aqueuse est à peine visible (≈5%H_2O).

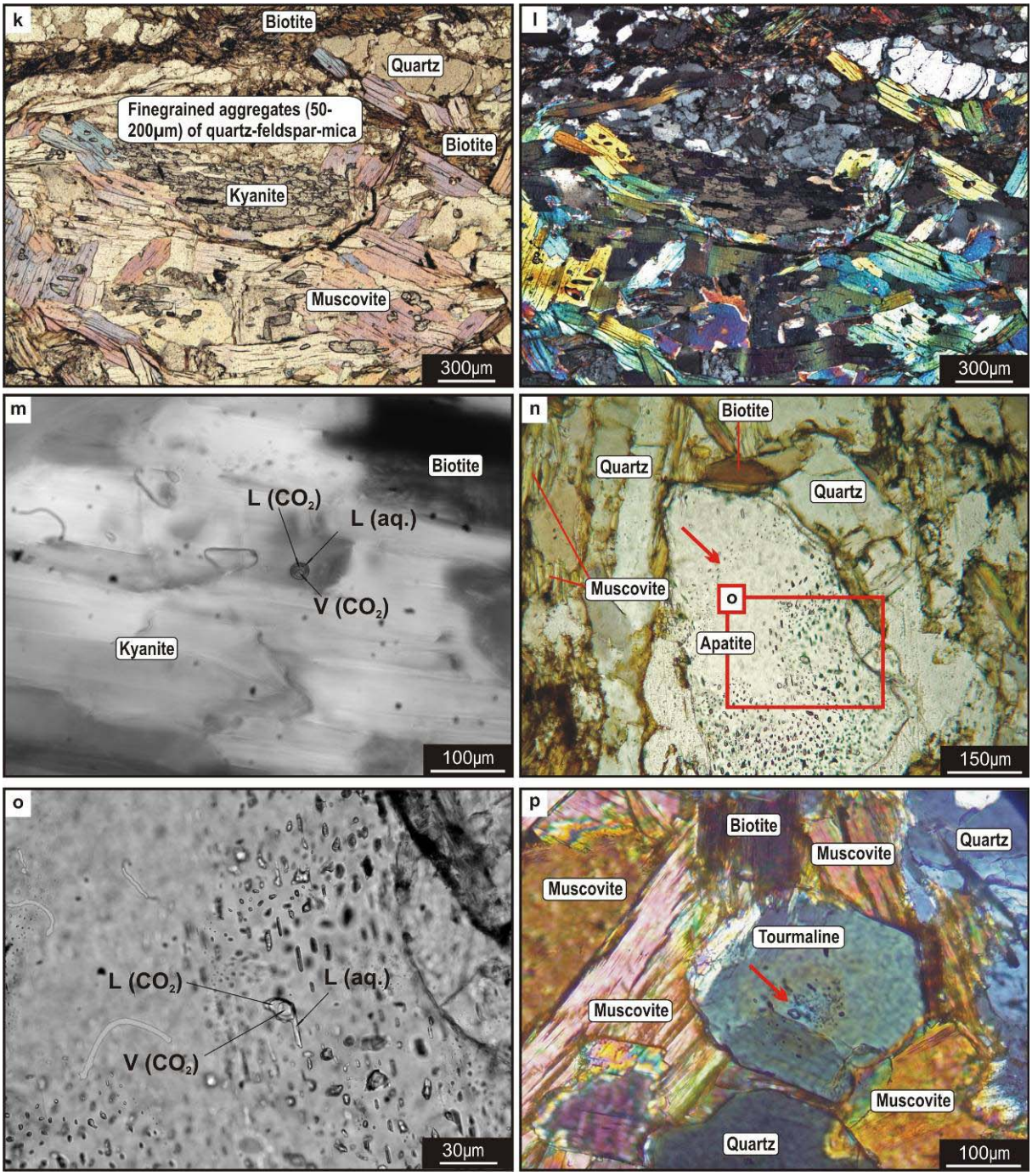


Figure IV- 11 continuée : k) (LN) et **l)** (LPA) détail sur les niveaux riches en porphyroblastes de muscovite automorphes et clastes de disthène xénomorphes. Les muscovites ne sont pas orientées préférentiellement et entourent les cristaux de disthène. Le disthène est fracturé en petits grains. m) détail d'un cristal de disthène en LEP montrant une inclusion fluide primaire à CO_2-H_2O, avec la phase aqueuse très faible (5 à 10%). n+o) détail d'un cristal d'apatite xénomorphe en LEP, très riche en IF à CO2-H2O. Ces IF sont organisés en amas ou en plan comme indiquée par la flèche rouge. p) détail sur un cristal de tourmaline automorphe marqué par des zonations. Le cœur est riches en IF à H2O-CO2 (avec très peu de H2O (<5%)).

- Distribution des inclusions fluides

Les grains de quartz sont recristallisés et ne contiennent pratiquement pas d'inclusions fluides, sauf en bordure et dans les joints de grains et au cœur des grains non recristallisés. En contraste, le grenat (Figure IV- 11e/i/j), le disthène (Figure IV- 11m et l'apatite (Figure IV- 11n/o) contiennent des inclusions fluides à CO_2-H_2O avec des faibles teneurs en H2O à température ambiante (5% pour le grenat, 5 à 10% pour le disthène et 15 à 20% pour l'apatite. Ces IF sont primaire comme particulièrement illustré par la texture des inclusions fluides en cristal-négatif dans le grenat (Figure IV- 11i/j). La tourmaline contient ce même type de fluide avec pratiquement que du CO2 au cœur des minéraux zonés (Figure IV- 11p).

- Relation entre distribution des inclusions fluides et microstructures

Les minéraux de grenat, de disthène, de tourmaline et d'apatite ont en commun la présence d'inclusions fluides primaires à CO_2-H_2O. La position de ces inclusions fluides indique qu'elles sont associées à la cristallisation de ces minéraux au cours du métamorphisme en présence d'un fluide aquo-carbonique. La chimie de ces fluides sera décrite dans la partie VI.

- **Leucogranites à Tourmaline-grenat-(béryl)**

- Pétrographie et microstructures

Les leucogranites à grenat et tourmaline sont composés de quartz (40%) – plagioclase (20%) – k-feldspath (20%) – biotite (2%) – muscovite (5%) – grenat (2%)–tourmaline (5%) et accessoirement du béryl. Leur texture est grenue à pegmatitique (Figure IV- 10a/b) (échantillons NX07-14, NX07-26,Figure IV- 1).

**) Les textures du quartz :*

Les textures du quartz montrent des zones de quartz primaires à gros grains par rapport à des zones recristallisées dynamiquement avec formation de SG (Figure IV- 12l). Le quartz primaire montre des bandes d'extinction peu espacés (20 à 100µm) subparallèles non présentes dans les SG (Figure IV-12l/n). La texture globale rappelle un échiquier, indiquant la déformation à haute température.

**) Les textures de la tourmaline*

Il y a deux générations de tourmaline présentes dans ces échantillons. Une génération de grosse taille (pouvant atteindre quelques centimètres, xénomorphe primaire montrant des zonations du bleu clair au bleu foncé vers du brun-beige (Figure IV- 12a/b/c). La deuxième génération, de plus petite taille (quelques centaines de microns) est automorphe montrant des zonations qui varient dans le même beige de la dernière zonation des tourmalines xénomorphes et ressemble plutôt à la tourmaline en cristaux automorphes observée dans les schistes à disthène (cf Figure IV- 11p). Les

cristaux de tourmaline xénomorphes sont recoupés par un réseau de fractures remplies de grains de quartz non déformé. Ces fractures sont localisées dans la tourmaline et n'affectent pas les minéraux environnants (quartz et feldspaths) (Figure IV- 12a/b/c). Localement, le cœur de cristaux de tourmaline (Figure IV- 12b/c), contient des cristaux de quartz accommodant le déplacement associé à la fracturation de la tourmaline par une extinction ondulante témoignant du contraste rhéologique entre les deux minéraux. Les AIF de type 3 sont également alignés sur ce même plan.

**) Les textures des béryls*

Les béryls sont xénomorphes et sont affectés d'un réseau de microfractures subparallèle à celui des tourmalines (cf. ci-dessus). Les microfractures sont beaucoup plus fines et correspondent à des PIF de type 3 (Figure IV- 12i/j). Ces PIF sont localisés dans les cristaux de béryl et n'affectent pas les grains de quartz, de feldspath ou de goethite (Figure IV- 12i).

** Les textures des grenats*

Les cristaux de grenat montrent des textures sub-automorphes à xénomorphes (Figure IV- 12e/h) et sont marqués souvent par des zonations avec au cœur une phase saumon et en bordure une phase incolore (Figure IV- 12h). Les grenats fracturés contiennent des oxydes de fer.

- Distribution des inclusions fluides

**) dans les quartz*

Les grains de quartz primaires (Figure IV- 12l) contiennent des AIF de type 2 subparallèles aux bandes de déformation (Figure IV- 12m). Les PIF de type 3, 4 et 5 sont, au contraire, sécants aux bandes de déformation du quartz (Figure IV- 12m/n). Les PIF de type 3, 4 et 5 ne sont pas parallèles (Figure IV- 12m/o). Les IF appartenant aux AIF de type 2 sont majoritairement décrépités (Figure IV- 12o). Les IF de type 4 aquo-carboniques sont de petite taille (<7µm) et composées de 90% de CO_2 et 10% H_2O à température ambiante (Figure IV- 12o). Les IF de type 5 aqueuses sont composées de 80% de phase aqueuse et de 20% de phase gazeuse à température ambiante (Figure IV- 12n). Sur la Figure IV- 12e les de quartz entourant le grenat ont balayés leur contenu en fluides expulsés vers les joints de grains. La Figure IV- 13 montre une zone plus riche en SG de quartz marquant la recristallisation. On y retrouve les étapes successives de MJG balayant des quantités importantes de fluides vers les JG. Ces zones sont recoupés post-recristallisation par des PIF contenant des IF aqueux type 5.

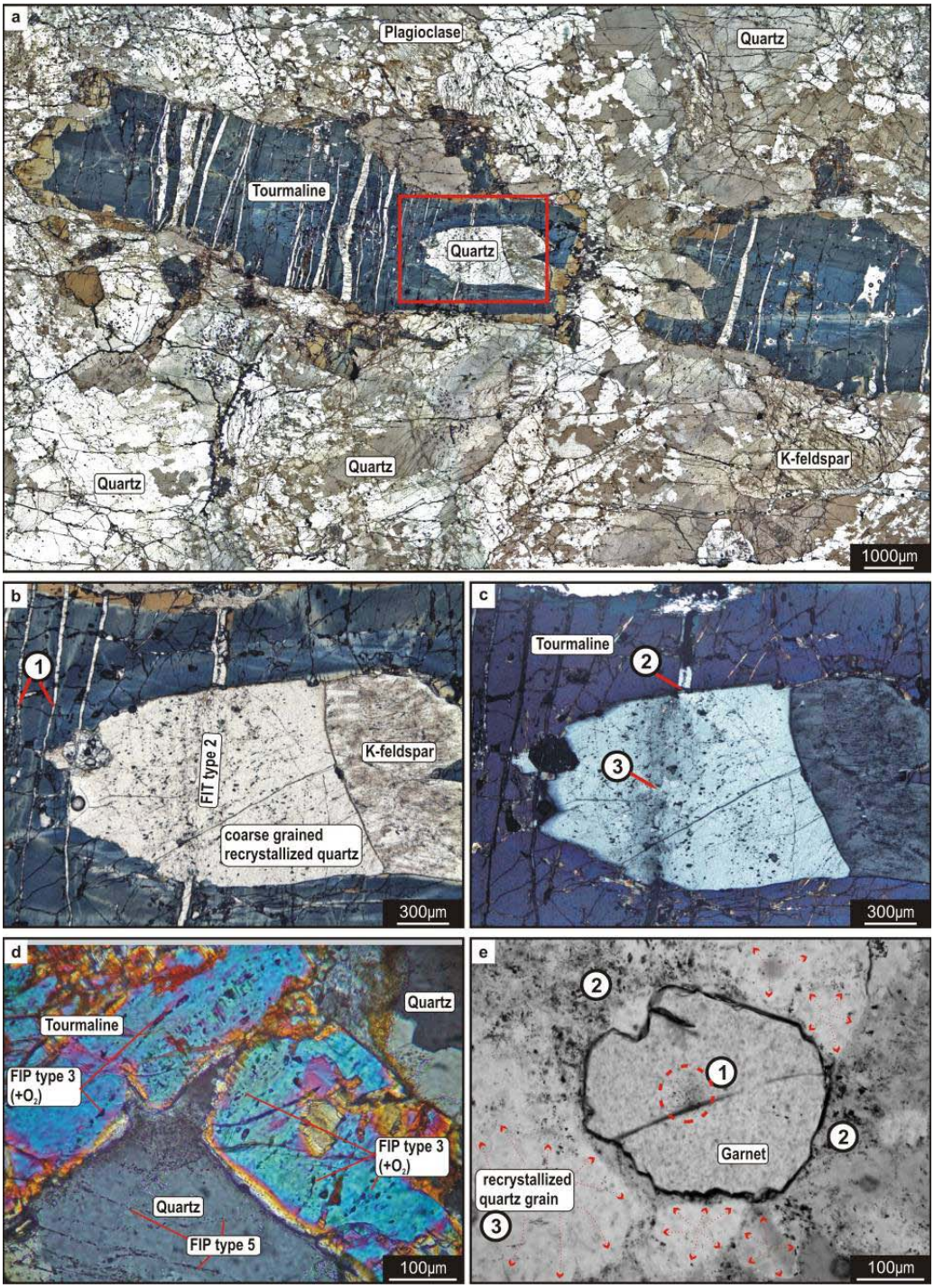


Figure IV- 12: leucogranite à tourmaline-grenat-(beryl) au microscope optique sous LN et LPA. **a)** vue d'ensemble en LN sur un des cristaux pluricentimétriques de Tourmalines zonée. La texture est xénomorphe et les cristaux sont recoupés par un réseau de fractures remplies de quartz. Le cadre rouge marque les figures b et c. **b)** (LN) et **c)** (LPA) Tourmaline xénomorphe avec inclusion de quartz et de K-feldspath. (1) fractures parallèles remplies de quartz recoupant le cristal de tourmaline. (3) extinction ondulante du quartz et IF de type 2 dans l'alignement de la fracture . **d)** Distribution des IF par rapport aux cristaux de tourmaline et le quartz. Les PIF de type 3 parallèles aux fractures affectant la tourmaline. La notation ($+O_2$), marque la particularité que ces inclusions contiennent de l'oxygène dans la phase gazeuse. PIF de type 5 dans les grains de quartz. **e)** (1) grenat en LEP subautomorphe présentant une zonation avec au cœur des IF aqueuses primaires. (2) zone à quartz non recristallisé très riche en IF aquo-carboniques. (3) zone à quartz recristallisé, très pauvre en incluions fluides. Les flèches rouges pointillées indiquent les zones recristallisées pauvres en IF relativement aux joints de grains.

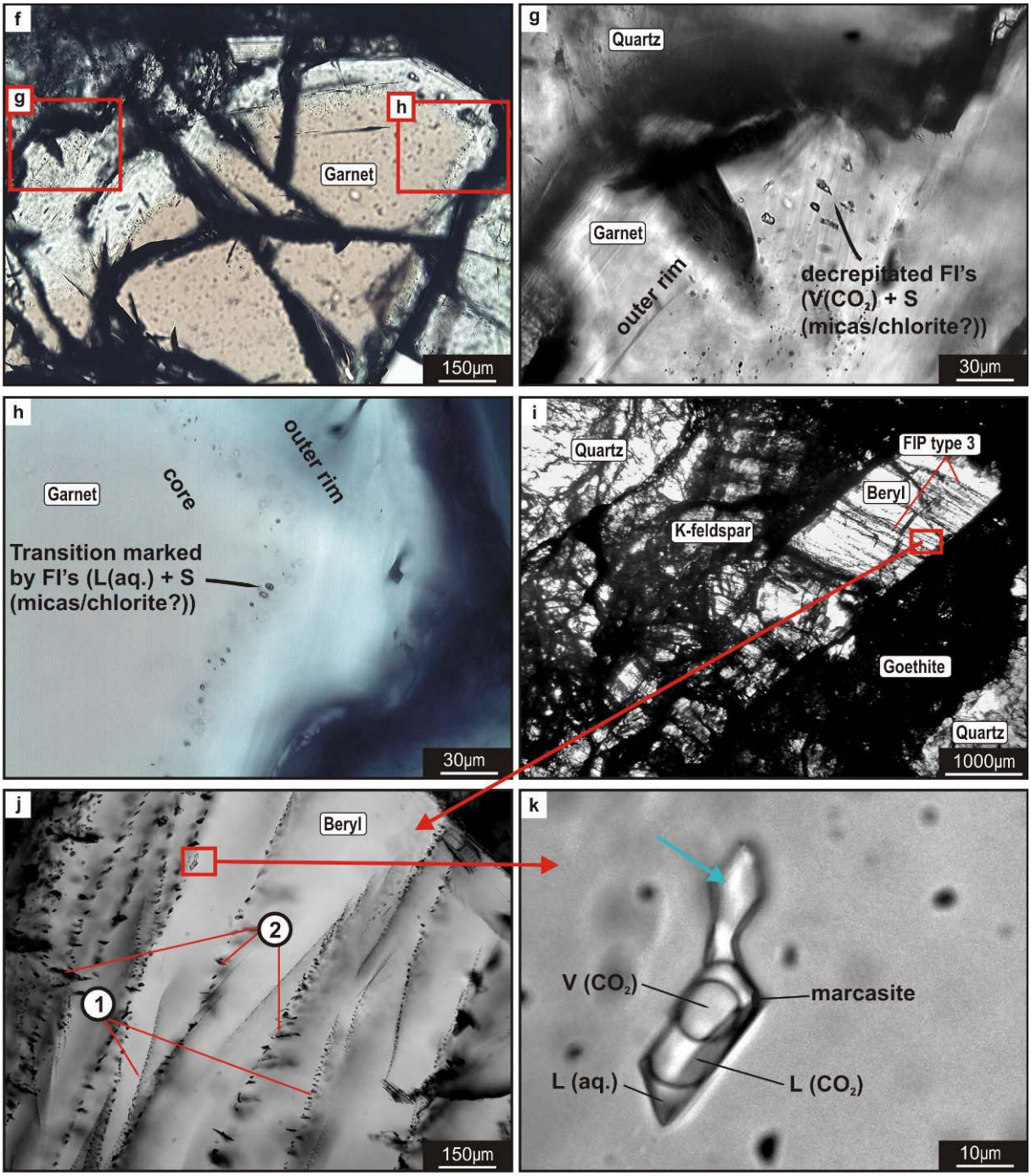


Figure IV- 12 continuée : f) cristal de grenat en LEP zoné depuis une couleur saumon vers le cœur vers une zone incolore en bordure. Les cadres indiquent l'emplacement des figures g et h respectivement. **g)** alignement d'inclusions marquant une zone de croissance dans la bordure extérieure incolore. Les inclusions sont décrépitées avec des contenus en gaz variables, mais à tendance à être plus riches en gaz (CO_2). **h)** alignement d'IF parallèle à la transition entre la zone saumon du cœur et la zone incolore de la bordure. Ces IF sont constitués d'une phase aqueuse et de plusieurs solides hydratés indéterminés. **i)** cristal de béryl recoupé par un réseau subparallèle de PIF de type 3. **j)** réseau de PIF recoupant le béryl. (1) PIF contenant des IF <10µm non décrépités (2) PIF contenant des IF >15µm décrépitées. **k)** inclusion de type 3 avec une texture cristal-négative affecté par un « necking down » (Sterner and Bodnar, 1989). La queue contient des IF aqueuses.

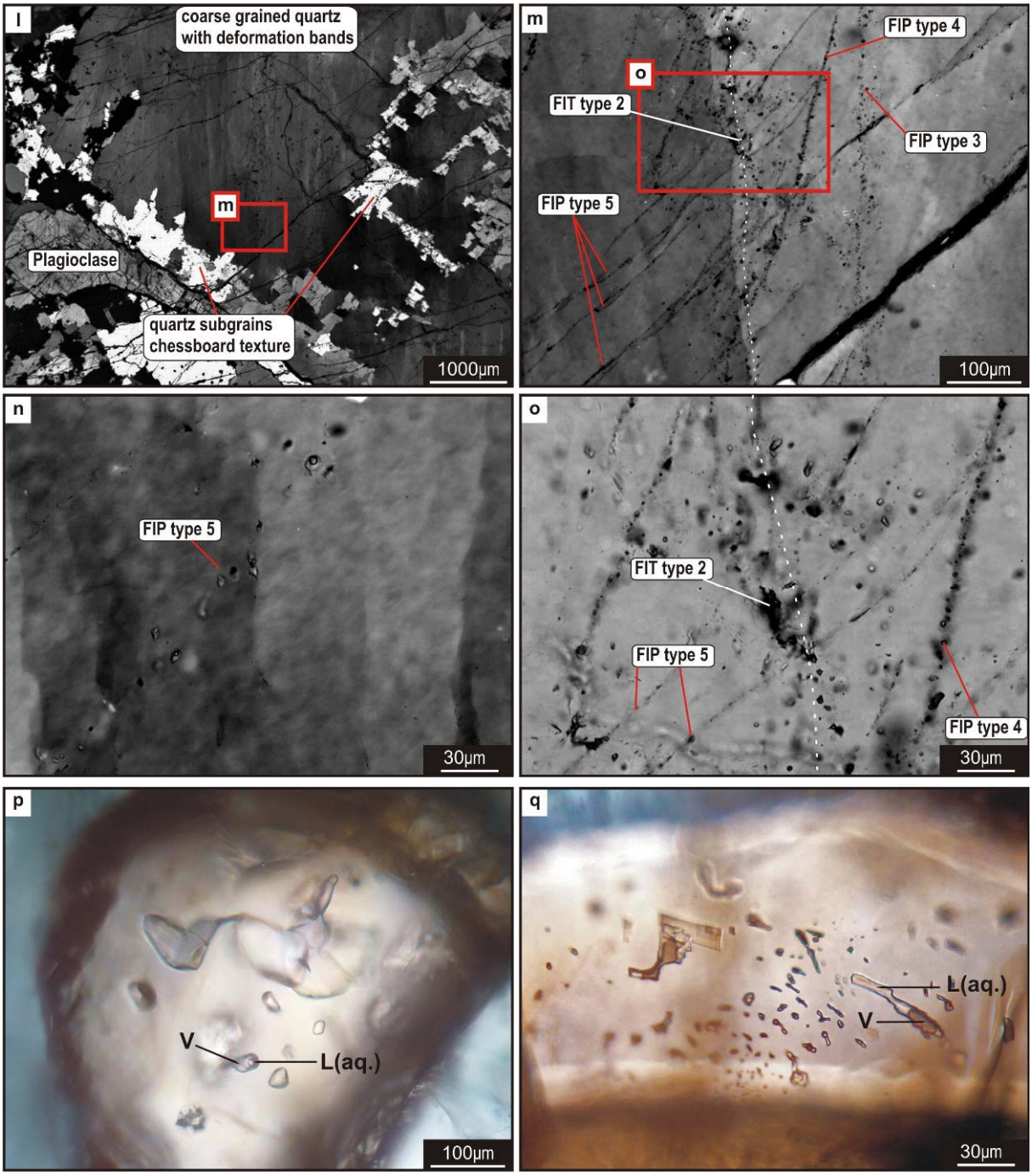


Figure IV- 12 continuée : l) microstructures des grains de quartz. Texture de haute température en échiquier et sous-grains en bordure de gros grains (au centre de la photo). La texture des gros grains est caractérisée par des bandes de déformation subparallèles. **m)** Détail du cadre rouge sur la photo l). Les AIF type 2 (ligne pointillée blanche) sont subparallèles aux bandes de déformation contrairement aux PIF de type 3, 4 et 5, sécants. **n)** PIF de type 5 sécant à la bande de déformation interne au quartz. **o)** Relations texturales entre AIF de type 2 et PIF de type 4 et 5. Les IF des AIF de type 2 sont majoritairement décrépitées. Les PIF de type 4 sont constitués d'IF non décrépitées riches en CO_2 (90%). Les PIF de type 5 sont obliques par rapport aux AIF de type 2 et les PIF de type 4. **p+q)** cristaux de grenat en LEP contenant des IF primaires aqueuses.

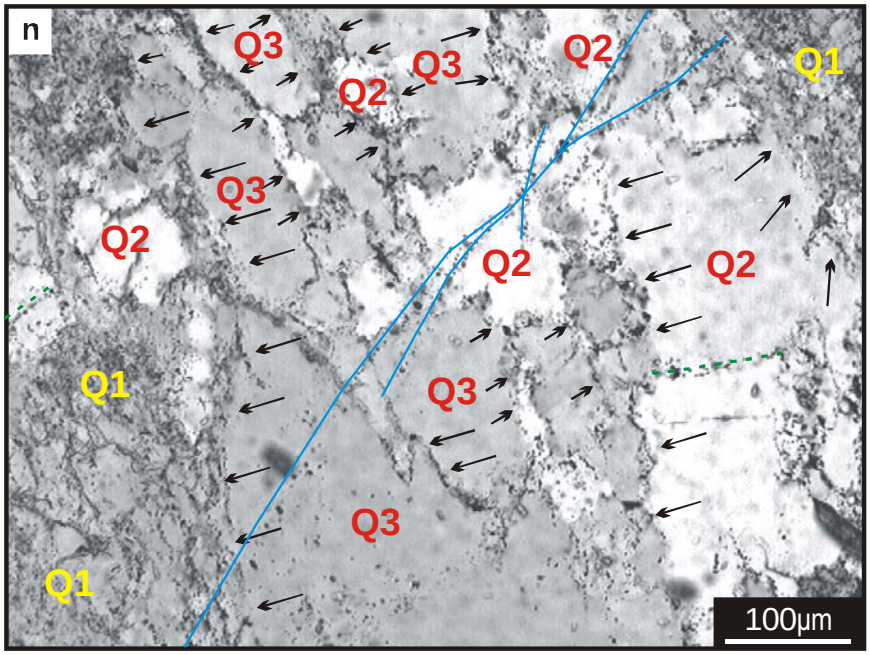


Figure IV- 13: Photo au microscope optique en LEP sur une zone plus riche en quartz. Les JG sont très riches inclusions fluides. La quantité d'IF décroit des plages de quartz Q1 à Q3. Les flèches soulignent les joints de grains riches IF. Les traits bleus marquent les PIF de type 5 transgranulaires.

**) dans les tourmalines*

Les IF piégées dans les tourmalines sont organisées en PIF de type 3 parallèles en bordure des fractures remplies de quartz (Figure IV- 12d). Ces PIF n'affectent pas les minéraux entourant la tourmaline. Ces inclusions sont généralement automorphes et présentent la particularité de contenir des rapports variables en oxygène et azote (cf partie VI pour plus de détails sur la chimie). Les PIF de type 4 et 5 n'ont pas été observés.

**) dans les béryls*

Les IF piégés dans les béryls sont exclusivement organisées dans des PIF de type 3 de même orientation que ceux de la tourmaline (Figure IV- 12i/j/k). Deux textures de PIF de type 3 ont pu être distingués, (1) des PIF contenant des IF de taille petite (<10µm) non décrépités (2) des PIF contenant des IF de taille plus grosse (>15µm) décrépitées (Figure IV- 12j/k). Les if décrépitées sont riches en CO_2 en comparaison de celles qui ne sont pas décrépitées ce qui indique que la phase aqueuse a été expulsée lors de la décrépitation des if (Figure IV- 12k). La relation entre la taille d'IF et le degré de décrépitation a été démontrée par Bakker et Diamond, 2006. Ainsi les plus petites inclusions non décrépitées ont préférentiellement préservé la signature primaire de l'inclusion représentative des conditions pression-température du piégeage.

**) dans les grenats*

Les fluides piégés dans les grenats sont essentiellement des inclusions primaires aqueuses regroupées en amas au cœur des grenats (Figure IV- 12e/p/q). Cependant, les grenats montrant des surcroissances, ont piégés des très petites inclusions automorphes (<5µm) au niveau de la zone de croissance séparant le cœur de couleur saumon avec la bordure incolore (Figure IV- 12f/h). Ces inclusions sont remplies d'H_2O et de phases solides hydratées indéterminées (selon le spectre Raman indiquant une liaison OH typique de la famille des micas plus ou moins hydratés) (chlorite, micas, argiles ?). Dans la zone la plus externe préservée à gauche sur la Figure IV- 12f, et présentée en détail sur la Figure IV- 12g, il y a aussi une bande marquant la zone remplie d'inclusions fluides contenant les mêmes solides, cependant les rapports en H_2O-CO_2 (avec certaines inclusions à 100% de gaz) varient et elles montrent des textures de décrépitation.

- Relation entre distribution des fluides et microstructures

Les microstructures caractéristiques de la migration des joints de grains décrite pour les veines de quartz au Sud des migmatites (cf ci-dessus) ont également été observées dans les schistes à disthène, et surtout dans les veines de leucogranite. Les relations géométriques entre phases de recristallisation et piégeage des types de fluides (0 à 5, sauf type 1, non enregistré pour ce site) au sein des grains de quartz sont similaires à celles décrites dans les migmatites. La seule différence est que les PIF de type 4 et 5 ne sont pas orientés dans des plans parallèles contrairement aux PIF de même type piégés dans les migmatites. Ceci suggère que ces PIF ne sont pas synchrones et exclut ainsi l'hypothèse de l'immiscibilité de deux fluides, évoquée avant.

Les observations les plus intéressantes concernent les tourmalines, les béryls et les grenats. Le réseau de fractures et les PIF subparallèles à ces fractures recoupant les tourmalines et les béryls ont tous les deux la particularité de ne pas se propager dans les minéraux environnants mais sont localisés dans ces cristaux boudinés. Cette texture implique que lorsque ces minéraux ont commencé avoir une réponse fragile à la déformation, les quartz, eux se déformaient toujours de façon ductile en présence de fluide sursaturés en silice capables de colmater ces fissures au moment de leur formation. Ceci implique donc des comportements rhéologiques très différents entre le béryl, la tourmaline et le quartz. Les minéraux de quartz dans les fractures ne montrent pas de textures de déformation car ils sont à l'abri de la déformation affectant surtout les minéraux de quartz qui fluent autour du cristal de tourmaline. Cependant le quartz à l'abri dans la tourmaline a toujours pu recristalliser de manière statique. Cette hypothèse est soutenue par les observations concernant les grains de quartz recristallisés dans la cavité au sein du cristal de tourmaline (Figure IV- 12a/b/c). En effet, ce grain a du être recoupé par les fractures remplies également en quartz. La MJG a dû affecter

la zone de fracture occupée par du quartz et également riche en IF aquo-carboniques. Cette zone perturbée anté-recristallisation se manifeste post-recristallisation par une zone riche en dislocations, en IF décrépitées et en variations légères en orientation des axes cristallographiques proches de la formation de sous-joints de grains. L'autre observation intéressante est que ce mode de fracturation c'est produit en présence de quantités probablement non négligeables de fluides aquo-carboniques de type 3 (à marcassite). La préservation d'if non décrépitées au sein des cristaux de tourmaline indique que ces minéraux sont très compétents comparativement au quartz et qu'ils ne sont pas affectés par la décompression. La présence d'oxygène, atome facilement intégré dans le réseau cristallin des minéraux, attesté par spectroscopie Raman dans ces IF montre qu'elles n'ont sûrement pas du interagir avec les minéraux encaissants. Les IF piégées dans la tourmaline préservent ainsi les conditions Pression et Température de piégeage des fluides de type 3. Cette conclusion n'est pas valable pour les IF du même type dans le béryl, qui sont majoritairement décrépitées impliquant un une modification de leur composition chimique et un rééquilibrage à des conditions de Pression plus basses.

La deuxième observation intéressante concerne les surcroissances de grenat riches en IF aqueuses comprenant des solides hydratés. La surcroissance a dû être synchrone à l'arrivée d'un fluide riche en H_2O et chargé en éléments capables de précipiter des phases hydratées. Les inclusions dans la surcroissance en bordure du grenat sont décrépitées et sont relativement enrichies en CO_2 par perte en H_2O (Figure). Ceci implique que les fluides riches en CO_2 ne le sont pas forcément par un gain en CO_2, mais éventuellement par une perte en H_2O. Les pertes sélectives en H_2O ont été décrit pour les grains de quartz (Bakker et Jansen 1991, 1994, Vytik et Bodnar 1994). La phase aqueuse semble donc être transférée depuis le grenat pour contribuer à la formation de minéraux hydratés lors du métamorphisme rétrograde. De ce fait la décrépitation n'est peut-être pas seulement liée à la chute de Pression lors de l'exhumation, mais aussi à des potentiels chimiques. Cette interprétation est également compatible avec la décrépitation préférentielle des IF de la bordure des minéraux ayant subit des réactions métamorphiques relativement aux if du même type, piégées dans le cœur du grenat.

- **Comparaison entre schiste à disthène et leucogranites**

L'observation la plus intéressante est la différence texturale entre le grenat dans les schistes et le grenat dans les leucogranites. Les leucogranites à Tourmaline-Grenat-(Béryl) sont discordants par rapport à la foliation des schistes à disthène. Les grenats contenus propres aux leucogranites ne sont pas affectés par les phénomènes de décomposition observés pour le ky-schiste.

IV.2.4. Veine de quartz transposée, provenant des schistes à biotite

La zone à schiste à biotite choisie pour l'analyse de l'échantillon de veine de quartz 06-193 (Figure IV-1) provient d'une localité juste au dessus du contact avec la grosse bande mylonitique du facies amphibolitique bordant toute la partie Ouest du dôme des migmatites (cf partie III.2.3). Nous sommes donc passés au-dessus du premier grand accident d'échelle crustale (Figure IV- 1).

- Microstructures

La veine de quartz étudiée montre des microstructures allant de grains de grosse taille (centimétriques) peu déformés primaires (Q1) à des bandes à grains plus petits et allongés selon une orientation préférentielle (Figure IV- 14a/b). Ces bandes sont marquées par la diminution progressive de la taille des grains depuis leur bordure vers le cœur, ainsi que par le degré d'allongement des grains. La recristallisation dynamique avec formation de SG est le mécanisme aboutissant à la formation de ces textures. Cette bande constitue une bande de localisation de la déformation cisaillante à des températures plus basses et des taux de déformation plus élevés que les textures observées au cœur et en bordure du dôme. Le textures de cœur de grains Q1 allongés entourés par un manteau de petits SG, sont typiques du « dislocation creep regime 2 » définit par Hirth et Tullis (1992).

- Distribution des inclusions fluides

La distribution des fluides est comparable à celle décrite en détail pour les veines de quartz provenant des migmatites et surtout par rapport aux veines V2 et V3. Elles sont très riches en fluides aquo-carboniques piégés sous forme d'AIF type 2 ou PIF type 3 dans le quartz primaire (Figure IV-14c/d/e/g/h/k/l/m). Cependant les PIF de type 4 et 5 sont beaucoup moins abondants. Trois générations de quartz ont été observées, Q1, non recristallisés riches en inclusions de types 2 et 3 (Figure IV- 14c/d/g/h/k/l), Q2, recristallisés et riches en PIF de type 3 (Figure IV- 14e/f) et IF au niveau des joints de grains (Figure IV- 14g/h/i/j/k/l/m/n) et Q3 pauvres en inclusions (Figure IV-14c/d/e/f/i/j) mais montrant un JG épais qui pourrait correspondre à un film continu de fluides (Figure IV- j) contrairement au JG des Q2 riches en IF et impuretés, mais qui ne semblent pas être interconnectés (Figure IV- 14i/j/m/n) sauf éventuellement pour la bordure gauche entre les gros grains Q1 et les grains en cours de recristallisation dynamique de la bande cisaillante (Figure IV-14a/b/g/h). Cette bordure est caractérisée par la présence de nombreux petits grain micrométriques et cette texture ressemble fortement à ce qui à été décrit plus haut pour les veines V3 dans les migmatites (Figure IV- 14g/h). Sauf qu'ici, nous ne constatons pas une multitude de PIF type 3 étant connecté sur ces JG épais riches en fluides et en SG de quartz.

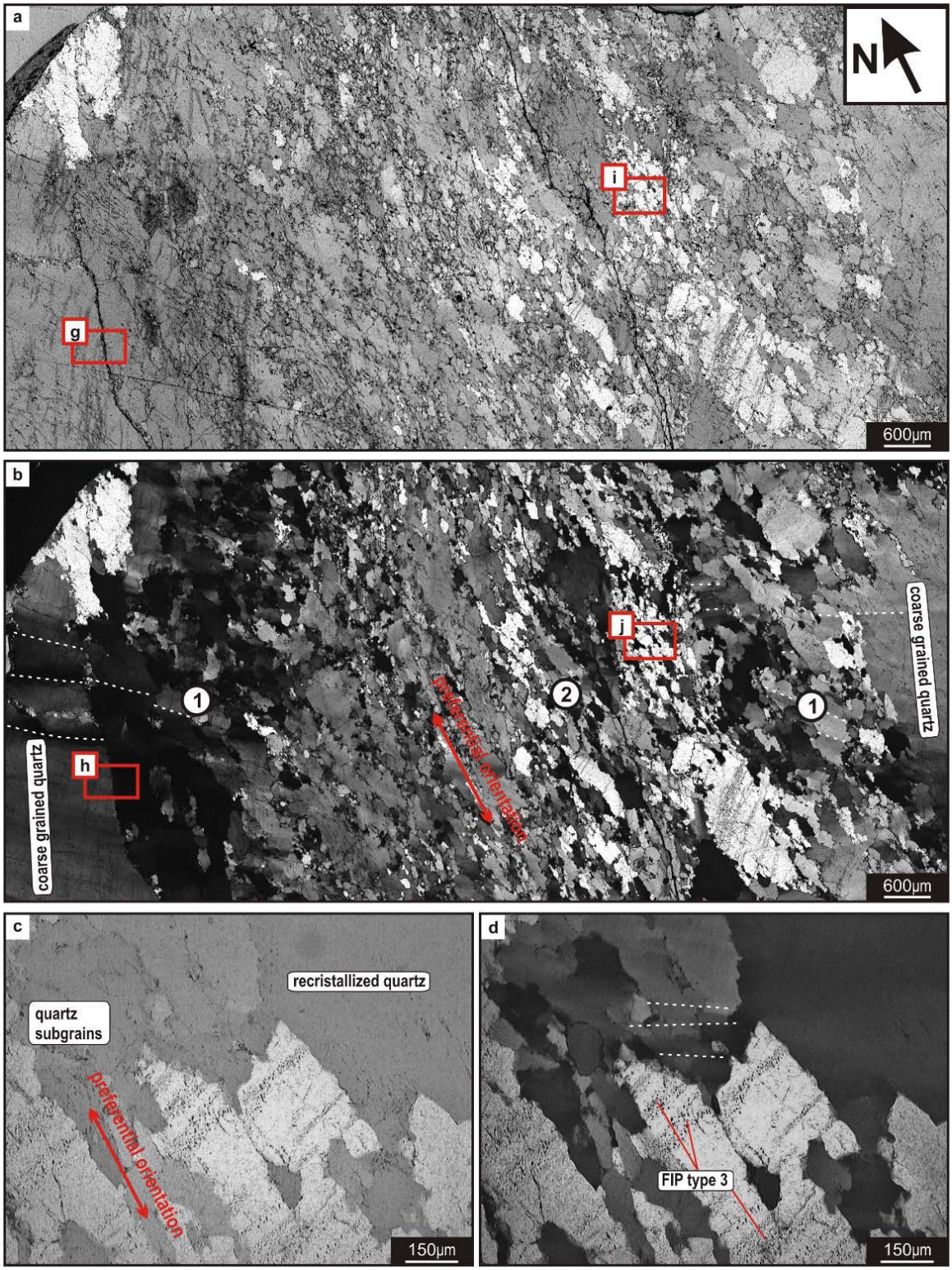


Figure IV- 14 : Photo au microscope optique de veine de quartz transposée 06-193. **a)** LN et **b)** (LPA) microstructures des grains de quartz. Grains de quartz pluricentimétriques montrant des bandes de déformation (marquées par les traits pointillés blancs). Au centre, bande de déformation avec grains de quartz soulignant une orientation préférentielle de forme et subdivisés en sous-grains. **c)** (LN) et **d)** (LPA) détail montrant les relations entre microstructure et distribution des PIF de type 3. Les lignes pointillées blanches indiquent les bandes de déformation dans les grains de quartz Q2. Les grains de quartz Q3 sont dépourvus d'IF suite à la recristallisation. Les grains de quartz Q1 contiennent les PIF type 3.

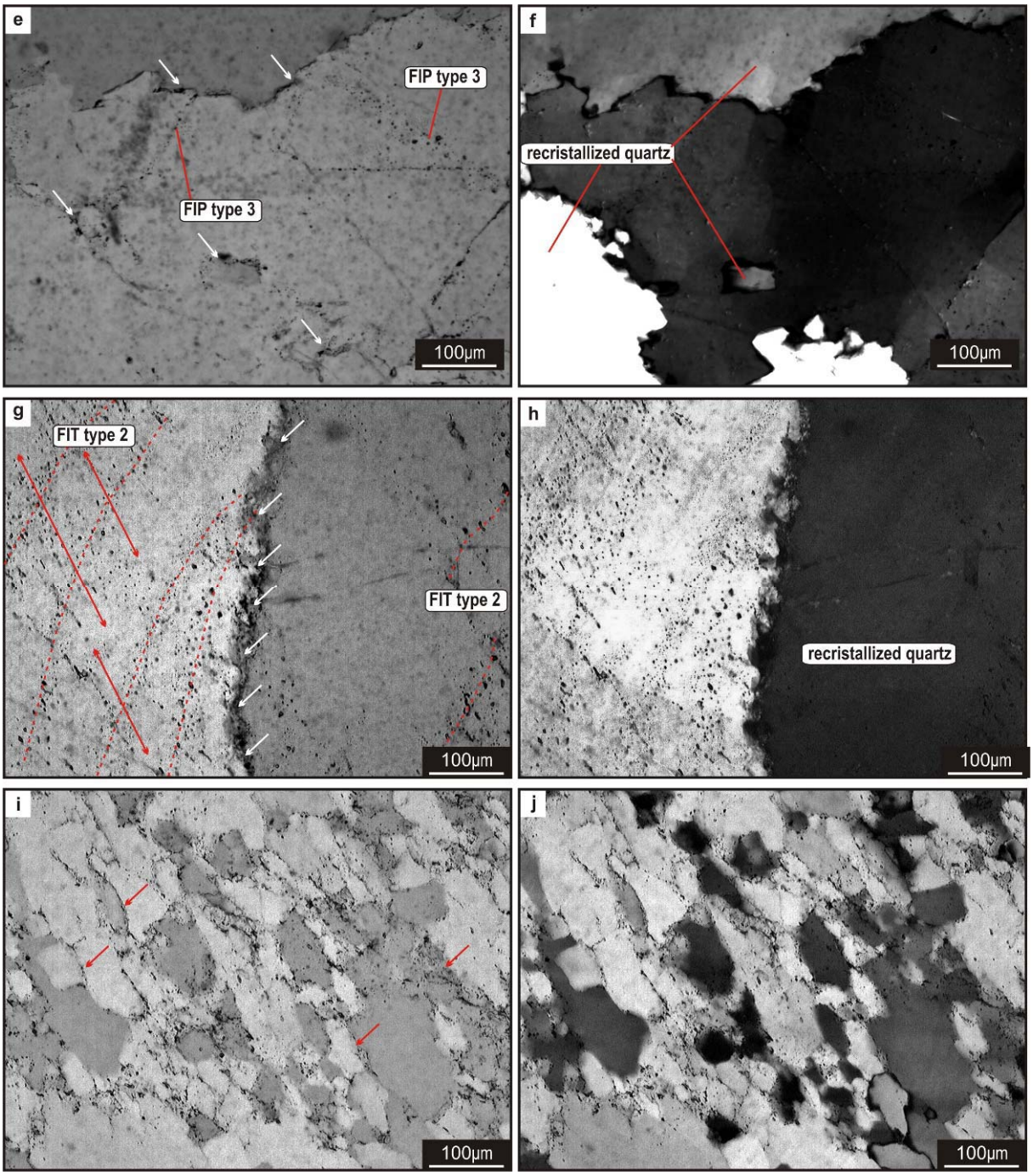


Figure IV- 14 continuée : e) (LN) et **f)** (LPA) grains de quartz recristallisés Q3 avec JG de grain dentelé riches en IF (flèches blanches). **g)** (LN) et **h)** (LPA) Sous-grains très petits (flèches blanches) au niveau de la bordure gauche de la zone de cisaillement (cf photo a pour localisation). Cette bande marque la limite entre un grain Q2 pauvre en fluides et un grain Q1 riche en fluides. Les flèches rouges indiquent l'axe selon lequel les IF type 2 décrépitent. **i)** (LN) et **j)** (LPA) zone au cœur de la bande de cisaillement. Les flèches rouges indiquent les JG riches en IF suite à la MJG (Q2). La flèche jaune indique la différence en texture entre les JG des grains Q3 et les JG des grains Q2. Le JG sombre marque un film continu de fluide.

.

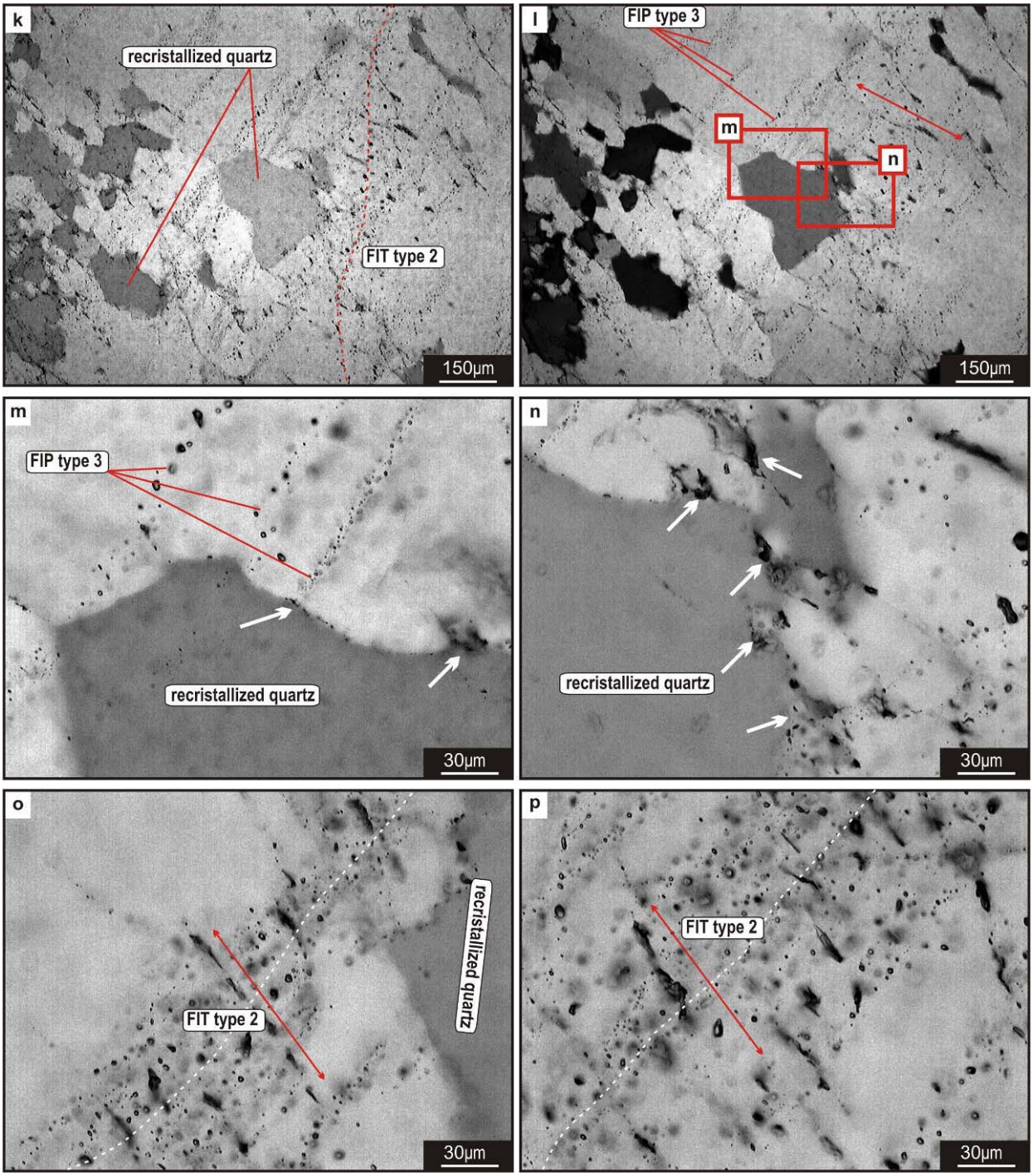


Figure IV- 14 continuée : k) (LN) et **l)** (LPA) relation entre microstructure et AIF de type 2 et PIF de type 3 ; la flèche rouge indique l'axe de décrépitation des if contenus dans les AIF de type 2. **m)** JG d'un SG (Q2). Les flèches indiquent les zones riches en fluides aux abords des PIF de type 3 balayés par la MJG. **n)** idem. IF décrépitées dans les JG. **o+p)** détail sur les AIF de type 2 (lignes blanches donne l'orientation de l'AIF) avec des IF décrépitées. Le sens de la flèche rouge indique l'axe de décrépitation.

hCependant, la présence des PIF type 3 intragranulaires dans d'autres grains Q1 et Q2 (Figure IV-14c/d), suggère que ce mécanisme de fracturation hydraulique à partir des JG en surpression à du avoir lieu. Les surpressions de fluides ont également été enregistrées par les phénomènes de

décrépitation dans les AIF type 2. Les inclusions décrépitent selon un axe perpendiculaire à l'AIF (Figure IV- 14g/h/o/p). Cet axe pourrait correspondre à un des axes cristallographiques du quartz. Ce phénomène a déjà été observé plus haut pour les veines V3 (Figure IV- 14a/b/c).

- Relation entre distribution des fluides et microstructures

Les fluides aquo-carboniques sont encore étroitement liés aux mécanismes de déformation tout comme pour le site étudié dans les migmatites et les schistes à disthène (cf plus haut). On retrouve également les mêmes textures de distribution entre AIF, type 3 et les différentes générations de quartz (Q1-Q3), sauf que les microstructures propres au quartz indiquent des conditions physiques à température plus basse et à plus fort taux de déformation, vu que le mécanisme de recristallisation dynamique et d'étirement des grains de quartz prend le dessus par rapport au mécanisme de recristallisation statique.

IV.2.5. Veine de quartz transposée dans l'ultramylonite du facies schiste vert

Cette veine de quartz (échantillon (04-52a) provient de l'ultramylonite (Figure IV- 15a) située structuralement au-dessus de la mylonite du facies amphibolitique (Figure IV- 1et provient du transect bien étudié dans la partie III.3.2 (figure III-9).

- Microstructures

Les microstructures sont caractéristiques de la déformation mylonitique (structures c/s) avec des grains de quartz très allongés (avec bandes de déformation interne) entourés par des SG beaucoup plus petits (Figure IV- 15b) marquant les structures de cœur et de manteau indiquant le « dislocation creep regime 2 » de Hirth and Tullis (1992). La recristallisation dynamique est donc le mécanisme de déformation majeur.

- Relation entre distribution des fluides et microstructures

La formation des PIF type 4 (Figure IV- 15i) et 5 (Figure IV- 15j) est postérieure à la recristallisation dynamique, car ils recoupent franchement ces textures ductiles (Figure IV- 15c/d/e/f/g). Les JG sont très riches en fluides (Figure IV- 15e/f/g/h/l) (mélange entre IF aqueuses et IF aquo-carboniques très variable en rapports gaz-liquide). Les AIF type 5 ont été affectés par la MJG (Figure IV- 15h/k) et sont la meilleure expression du fluide qui a dû être présent lors des dernières phases de recristallisation et de déformation au sein de ces ultramylonitiques. La percolation de fluides dérivés de la surface en régime hydrostatique est également attestée dans les zones de croissance des fractures plus tardives riches en quartz-illite recoupant le facies ultramylonitique (cf figure III-20 partie III.3.2).

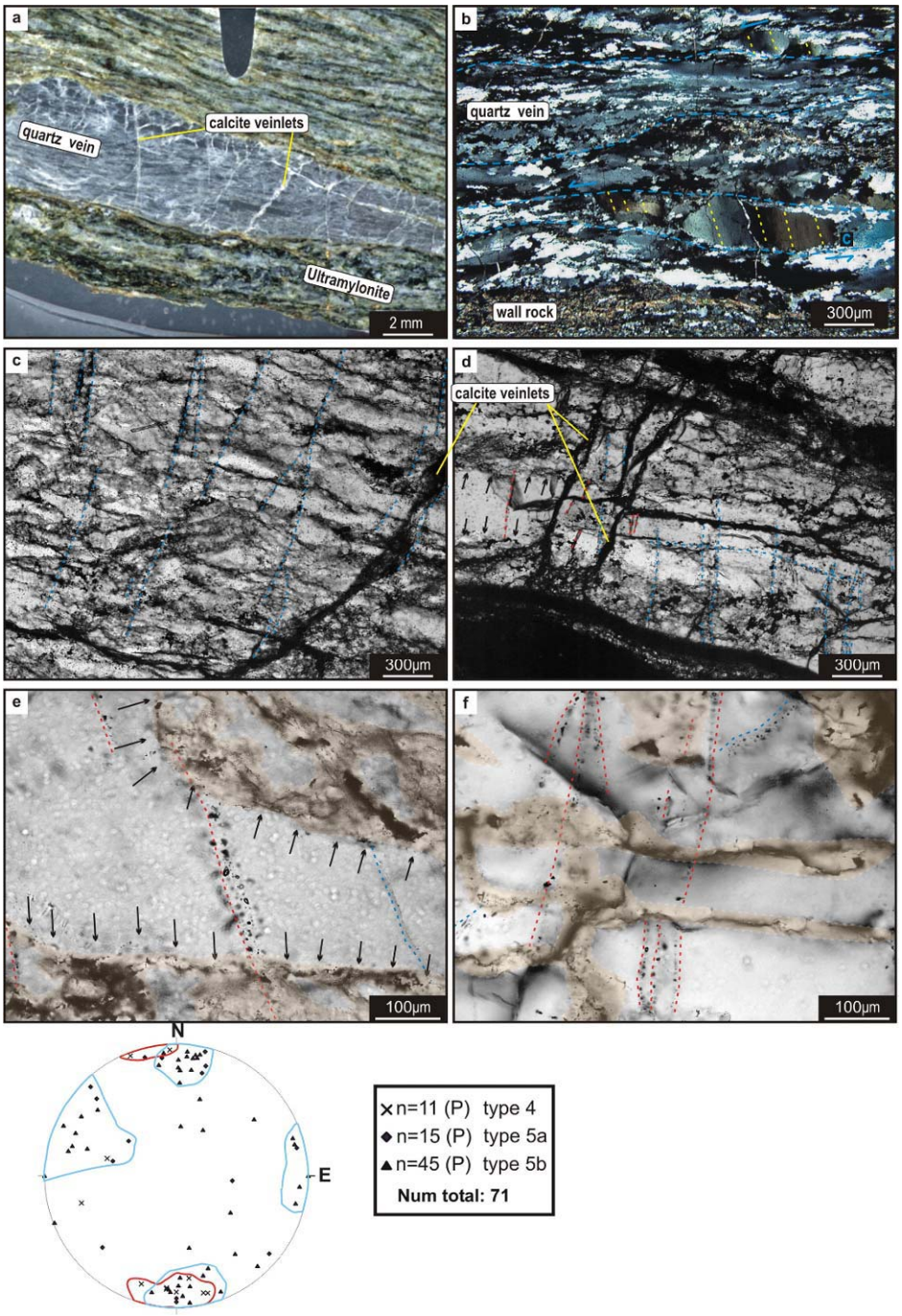


Figure IV- 15: a) photo macroscopique de la LEP montrant la texture mylonitique dans les schistes. Les schistes ainsi que la veine de quartz transposée (échantillon 04-52a) sont recoupés par des petites fractures remplies de calcite. **b)** photo au microscope optique en LPA montrant les microstructures au sen de la veine de quartz. Les grains de quartz sont très allongés et sont entourés de petits SG. Les grains de plus grande taille sont marqués par la présence de bandes de déformation internes (lignes pointillées jaunes). **c-l**) détails sur des zones en LEP **c)** caractère recoupant tardif des PIF type 5 (lignes pointillées bleues) par rapport aux microstructures du quartz. **d)** idem, les veines de calcite et les PIF type 4 (lignes pointillés rouges) recoupent également les JG. **e)** détail sur une zone recristallisée (les flèches noires indiquent le front de la MJG. Les zones en rose marquent les JG riches en IF. Les PIF type 4 et 5 recoupent les JG. **f)** détail d'une zone marquée par les PIF type 4 recoupant les JG (en rose) des SG recristallisés (zones claires, pauvres en IF). **f')** stéréodiagramme représentant les pôles des différents types de PIF. Les PIF type 4 sont orientés E-W avec des pendages forts et les PIF type 5 sont distingués en trois populations, (1) orientée E-W, (2) orienté N-S et (3) orientée aléatoirement et correspondant au AIF décrépitées (cf h/k).

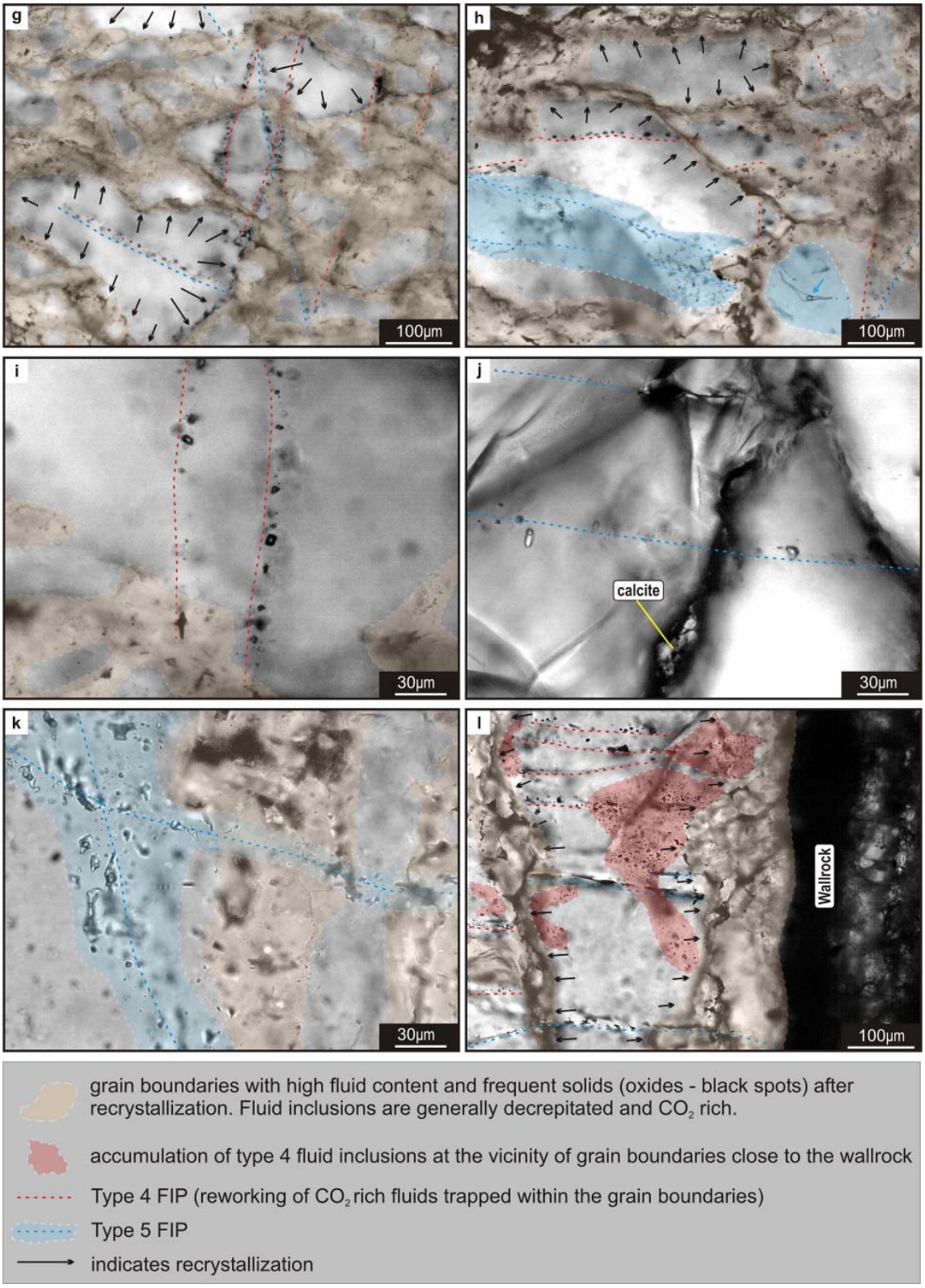


Figure IV- 15 continuée : g) orientations variables des PIF type 5. Les PIF type 4 sont subparallèles entre eux. **h)** Distribution PIF type 4 et 5 par rapport à la recristallisation. La zone bleue indique un AIF type 5 avec beaucoup d'IF décrépitées étirées et allongées (cf flèche bleu en bas à droite). **i)** détail des PIF type 4 à IF de 90-95% CO_2 et 5-10% H_2O à température ambiante. **j)** Détail sur PIF type 5 à IF aqueuses (20% gaz et 80% H_2O, à température ambiante) **k)** détail sur les AIF type 5 (zone bleue) à IF décrépitées, étirées et allongées. **l)** amas d'IF type 4 proche des JG recristallisés en bordure de la roche encaissante.

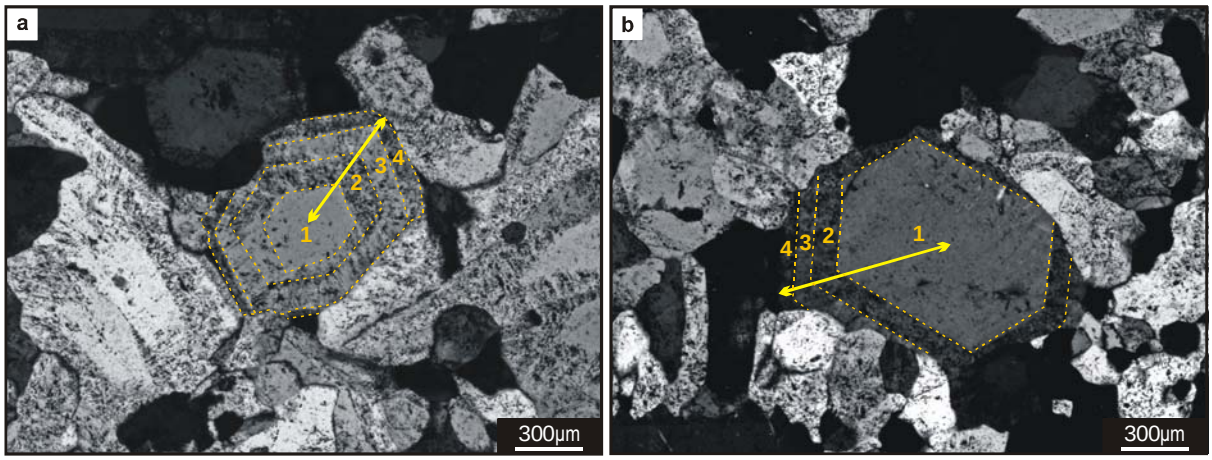


Figure IV- 16 : a +b) photos au microscope optique en LPA des quartz subautomorphes montrant des zones de croissance riches en inclusions aqueuses décrépitées. Les chiffres de 1 à 4 montrent au moins 4 zonations différentes. Les cristaux ont été affecté par de la recristallisation vu leur aspect subautomorphe montrant des contacts dentelés entre grains adjacents

Les quartz sub-automorphes présentent des zonations marquées par la présence de fluides aqueux (Figure IV- 16a/b). Cependant ces IF ont toutes des textures de décrépitation, ce qui induit qu'elles ont du subir une décompression assez rapide pour que les variations de pressions externes par rapport à la pression du moment du piégeage enregistrée à l'intérieur de l'IF soient suffisamment élevées pour que les IF ne puissent pas s'équilibrer au fur et à mesure. Vu le caractère tardif de ces quartz géodiques, le phénomène de décrépitation traduit probablement les derniers stades du soulèvement.

IV.2.6. Veine de quartz-calcite transposée dans schiste à chlorite à l'Est (Moutsouna)

La zone à schiste à chlorite choisie pour l'analyse de l'échantillon de veine de quartz-calcite transposée 06-73 (Figure IV- 1) provient d'une localité juste en dessous du détachement de Moutsouna qui met en contact les séries sédimentaires non métamorphiques avec les schistes à chlorite.

- Microstructures (cf Figure IV- 17)

Les quartz sont de taille pluricentimétriques et montrent des textures de recristallisation statique avec au cœur les zones préservées riches en fluides, solides et dislocations. Ces grandes plages de quartz Q1 e Q2 montrent des textures d'extinction ondulante (légères torsion du réseau cristallin) probablement acquises lors de la déformation post-recristallisation. Ces quartz sont fracturés et les fissures associées remplis de calcite.

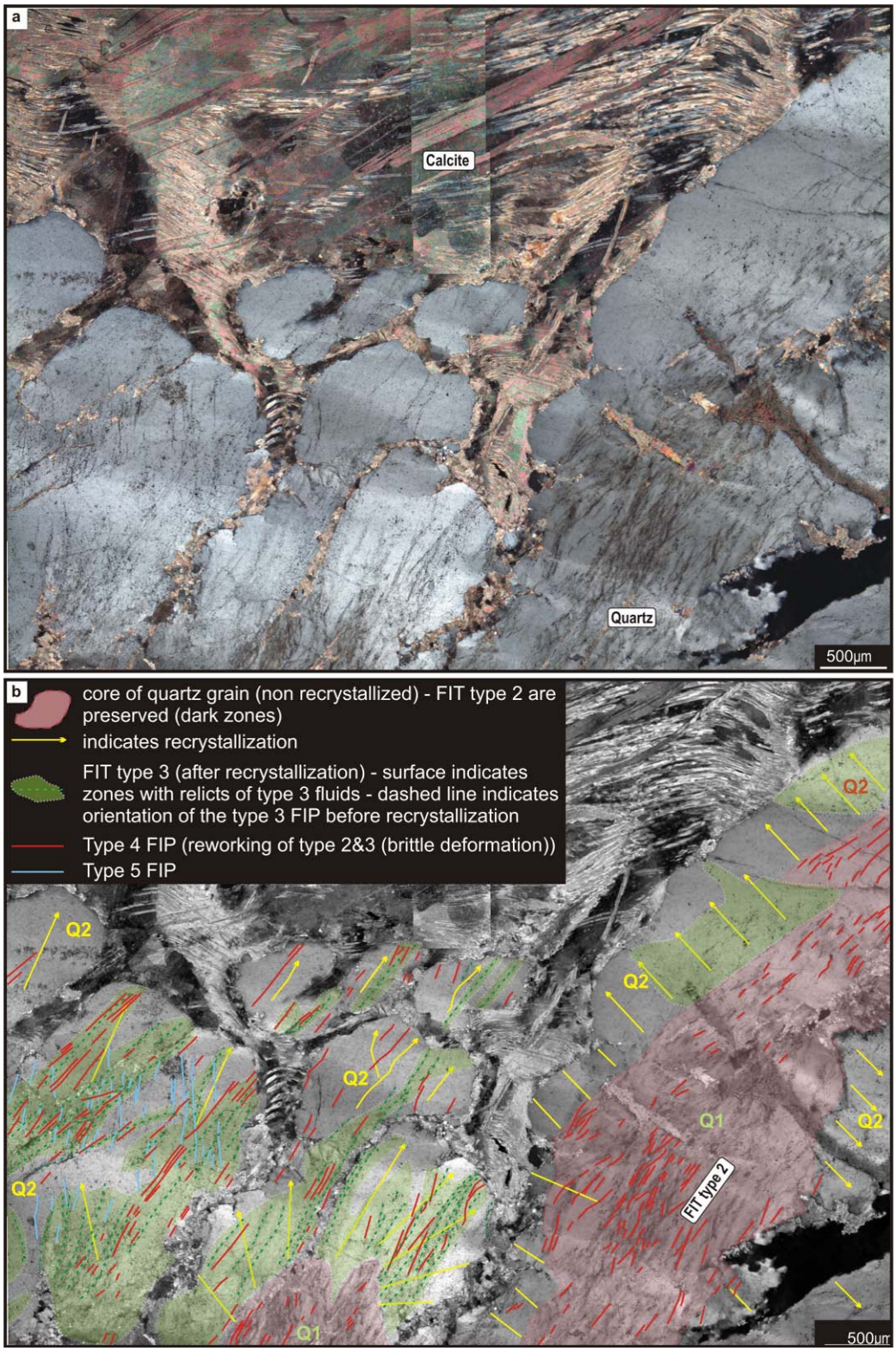


Figure IV- 17: Photos au microscope optique de LM en LPA de l'échantillon 06-73. a) zone non interprétée (référence) les cristaux de quartz sont fracturés et remplis par de la calcite. Les zones proches de la calcite sont dépourvues d'IF. Les clivages de la calcite sont courbes et tordus. b) interprétée. Les cœurs des quartz sont riches en AIF type 2 (plages roses) et repris par des une multitude de PIF type 4. Le grain en bas à gauche est recoupé par des PIF type 5 obliques par rapport aux PIF type4. Les AIF type 2 sont préservés au cœur des grains recristallisés même après MJG (indiqué par les plages vertes).

Les clivages de la calcite sont courbes et tordues matérialisant la déformation à l'état solide. Cette texture cumulée entre calcite et quartz traduit probablement un texture typique de la transition fragile/ductile. Le quartz étant plus compétant que la calcite commence à casser pendant que la calcite continue à être déformée de manière ductile. Le même type de texture des calcites à pu être observée dans les dernières bandes cataclastiques (Figure IIII-19 et 22) au niveau du transect à travers la séquence ultramylonite du facies schiste vert, cataclasite et mélange tectonique.

- Distribution des fluides (cf Figure IV- 17)

Les bordures des quartz recristallisés Q2 sont pauvres en fluides et contiennent les traces des AIF type 2 préservées après MJG, ainsi que localement des PIF type 5 obliques aux AIF type 2 et au PIF type 4. Le cœur Q1, es très riche en AIF type 2. Les PIF type 4 sont de courtes extensions et généralement parallèles et axés sur les AIF type 2 dans les Q1 et dans les Q2. Cette distribution provient probablement des phénomènes de décrépitation massive des IF aquo-carboniques des AIF type 2. Les AIF type 2 et PIF type 4 ne recoupent pas la calcite et sont donc antérieurs à celle-ci. On a donc sur cet exemple une relation directe entre la décrépitation et la formation des microfissures type 4, antérieure ou synchrones à la fracturation et le remplissage de calcite. La perte de CO_2 selon les réseaux de fracturation peut également constituer une source de CO_2 pour la précipitation de calcite dans ces niveaux de dégazage massif.

IV.2.7. Veine de quartz transposée dans schiste à chlorite (Sud)

La zone à schiste à chlorite choisie pour l'analyse de l'échantillon de veine de quartz 06-192 (Figure IV- 1) provient d'une localité loin de la bande mylonitique du facies amphibolitique, loin des migmatites et loin de l'ultramylonite du facies schiste vert. Nous sommes donc passés en plein dans l'unité à facies schiste vert de la partie supérieure de la croûte métamorphique faiblement transposée (avec des traces des plissements antérieurs à l'extension, probablement induits lors de la phase compressive N-S d'accrétion crustale) (Figure IV- 1). C'est l'échantillon analysé provenant du point du plus haut structuralement au sein de l'unité de schistes à chlorite.

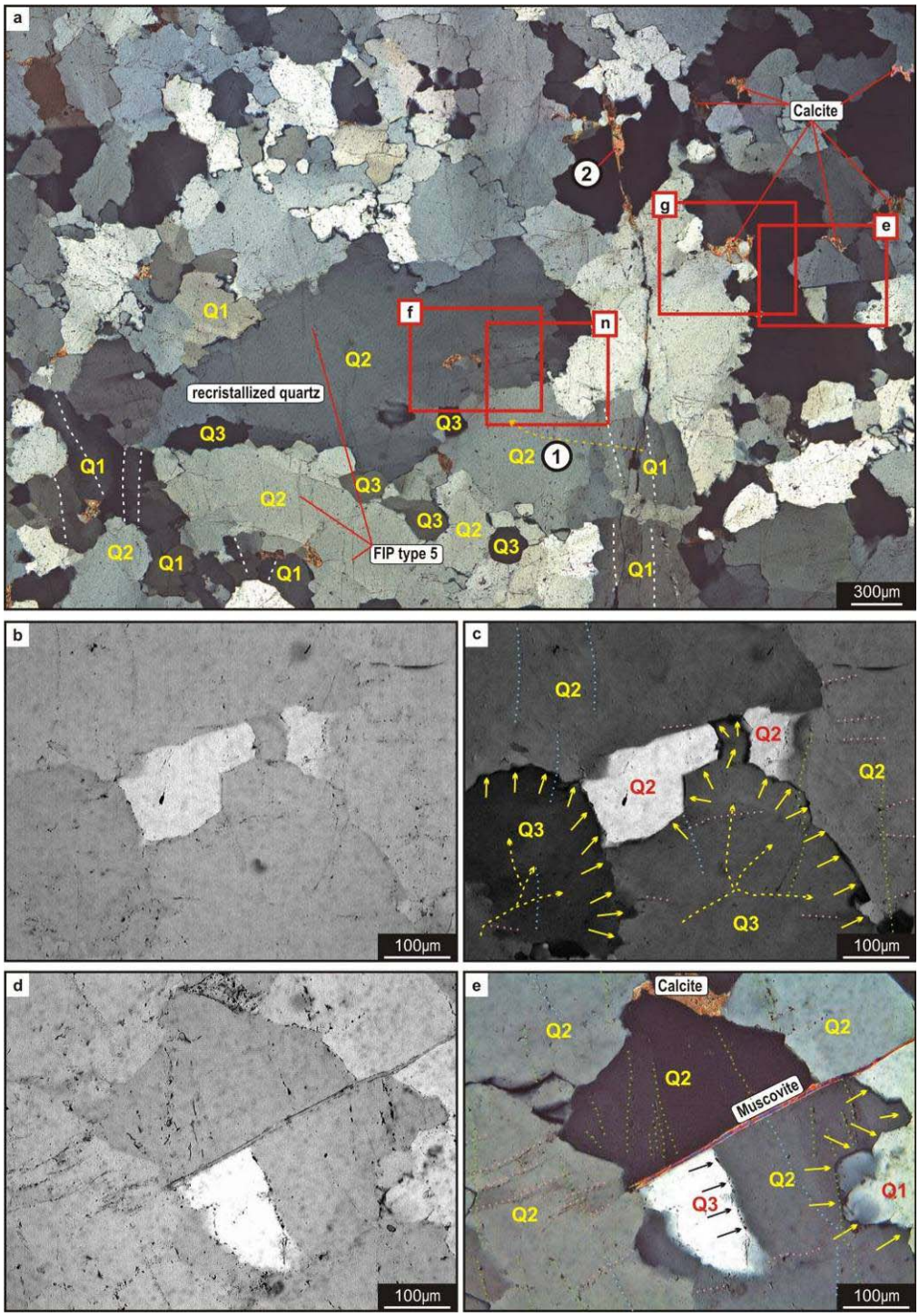


Figure IV- 18 : Photos au microscope optique en LN et LPA de l'échantillon 06-192. **a)** aspect dentelé des JG des quartz de taille variable. Les Q1 sont marqués par des bandes de déformation (lignes pointillées blanches). Les Q2 sont marqués par des JG dentelés. Les Q3 sont quasiment automorphes. La zone (1) indique des cristaux de calcite xénomorphes localisés entre les grains de quartz recristallisés. La zone (2) montre une zone de fracture avec des épontes ondulées remplies de calcite. **b)** (LN) et **c)** (LPA) détail sur les zones recristallisés et la distribution des fluides type 5a, 5b et 5c (cf légende à la fin de la dernière planche). Les JG indiqués par les flèches jaunes montrent un liseré sombre en LPA **d)** (LN) et **e)** (LPA) relations entre croissance des grains de quartz Q1-Q2-Q3 entre eux et par rapport à un cristal de muscovite. La muscovite fait barrière à la croissance des grains. Les flèches jaunes indiquent le front de MJG riche en IF. Les JG indiqués par une flèche rouge montrent un liseré sombre en LPA.

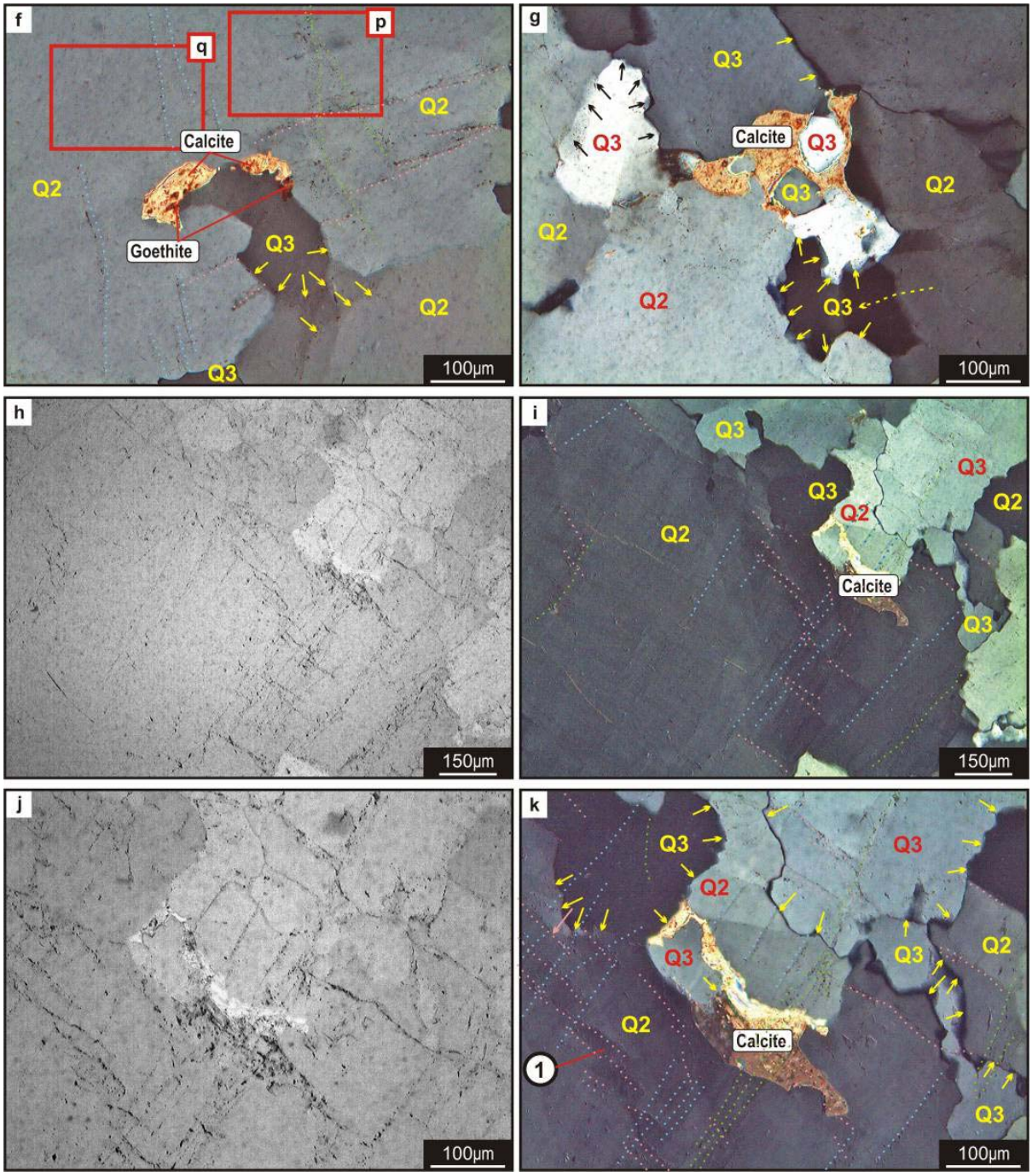


Figure IV- 18 continuée : f) grande plage de quartz recristallisée Q2, avec calcite xénomorphe associé à de la goethite. Le quartz Q3 ont quasiment une forme automorphe et ne contient pas d'IF. Les AIF type 5a sont perpendiculaires aux AIF type 5b et aux PIF type 5c. Les AIF type 5a sont affectés par a recristallisation des Q3 (centre). g) détail sur les zones entre JG type Q2 et Q3 où il y a de calcite xénomorphe. Des quartz Q3 cristallisent au sein de ces calcites. **h)** (LN) et **i)** (LPA) relation géométrique entre calcite xénomorphe, Q2, Q3 et les AIF et PIF k) LN et l) (LPA) détail de s figures **j)** et **k)** montrant les quartz Q3 avec un liséré plus sombre formant le joint de grain ainsi que les relations de recoupement. Les AIF type 5a sont perpendiculaires aux AIF type 5b et 5c. La flèche rouge indique une zone où les AIF type 5a sont alignés parallèlement en échelon entre deux grains Q3. Les AIF type 5a et 5b ne sont que contenus dans les Q2. Les PIF type 5c recoupent les Q2 et les Q3.

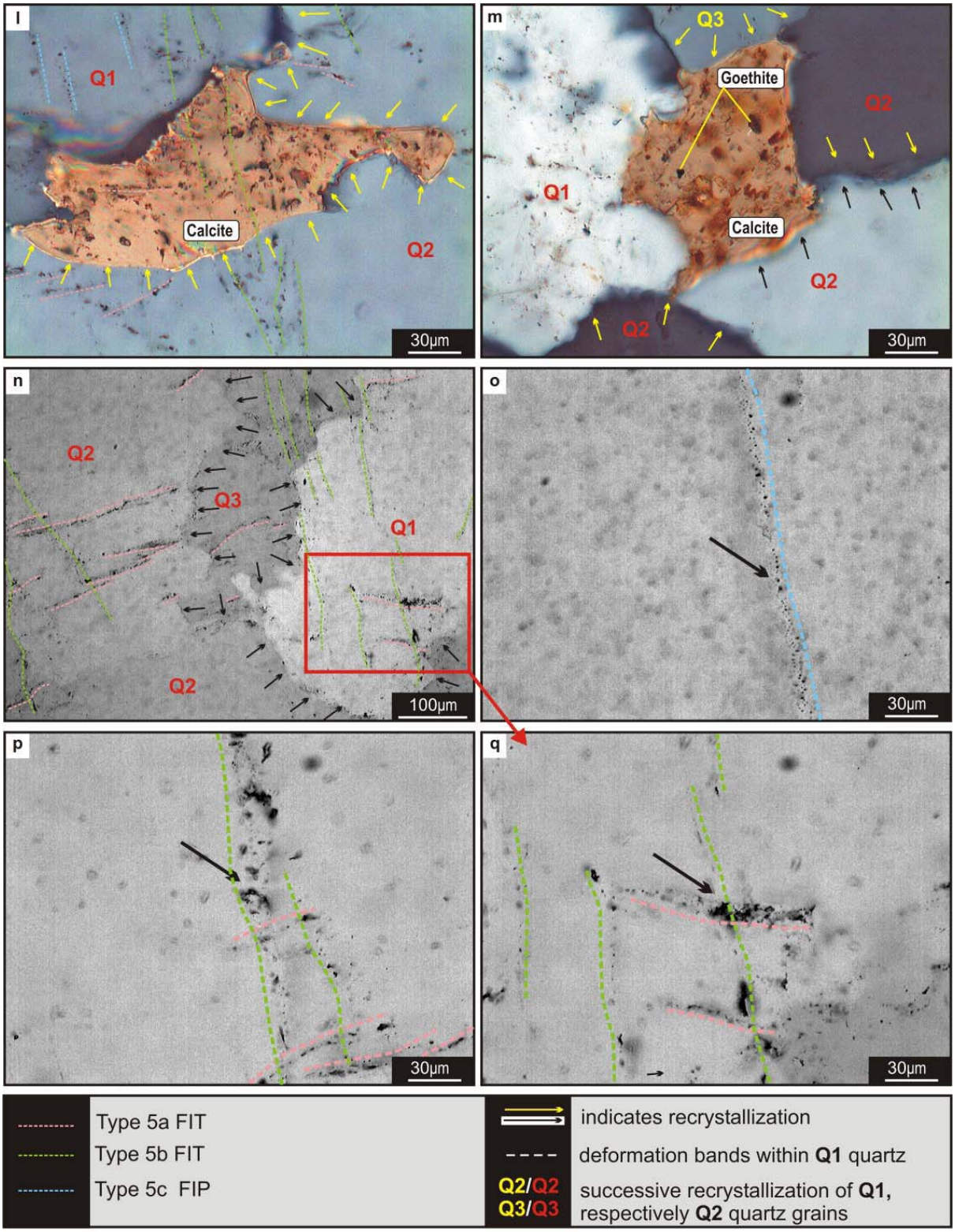


Figure IV- 18 continuée : l) détails sur un cristal de calcite xénomorphe entouré par un quartz recristallisé Q2 en bas de l'image. Les PIF type 5c recoupent le Q1, le Q2 et la calcite. m) détail sur un cristal de calcite riche en inclusions de goethite. Le grain Q1 est riches en IF tout comme la calcite alors que les grains Q2 et Q3 sont dépourvus d'IF. n) distribution des IF par rapport à la MJG. o) détail des PIF type 5c p) détail des AIF type 5b à IF décrépitées. q) détail sur les AIF type 5a à IF sombres décrépitées recoupés par les AIF type 5b.

- Microstructures

Du point de vue des microstructures, les grains de quartz sont de tailles variables (Figure IV- 18a). Les trois générations de quartz ont pu être mises en évidence du point de vu de leur degré de recristallisation. Les bandes de déformation sont caractéristiques des quartz Q1 (Figure IV- 18a). Les quartz Q2 sont souvent de plus grande taille (au-delà du cm) et marqués par des JG de forme dentelée (Figure IV- 18a). Les quartz Q3 montrent des textures quasi-automorphes (Figure IV- 18f/g) et sont de plus petite taille (<200µm). Entre les joints grains Q2 et Q3, on trouve souvent des cristaux de calcite xénomorphes riches en inclusions de goethite (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**Figure IV- 18a/f/g/h/i/j/k/l/m). Par endroits, la calcite remplie des pseudofractures à épente ondulée (Figure IV- 18a).

La texture générale est marquée par la recristallisation statique de phases successives de quartz (Q2 et Q3).

- Distribution des fluides

Trois familles d'IF aqueuses ont pu être distinguées par leurs relations géométriques de recoupement : (1) Les AIF type 5a (Figure IV- 18n/q) sont constitués d'IF décrépitées et orientés perpendiculairement aux AIF type 5b et 5c et contenus que dans les grains Q1 et Q2 (Figure IV- 18c/e/f/h/i/j/k/n). (2) Les AIF type 5b sont constitués d'IF décrépitées (p) parallèles aux pseudofractures de calcite (Figure IV- 18a) et au PIF type 5c et recoupent Q1 et Q2 mais pas les Q3 où l'on les retrouve qu'en reliques après que le joint à migré à travers (Figure IV- 18l/k). (3) Les PIF type 5c sont constitués de petites IF (<5µm) rondes non décrépitées (Figure IV- 18o) et recoupent à la fois Q1, Q2 et Q3 (Figure IV- 18f/i/k).

Les JG sont riches des Q3 sont marqués par un liseré sombre en LPA pouvant correspondre à un film de fluide continu (Figure IV- 18c/e/k).

- Relation entre distribution des fluides et microstructures

Les AIF type 5a sont organisés en échelon entre deux grains de quartz Q3 ce qui laisse suggérer que ces AIF occupent un plan de glissement du quartz (Figure IV- 18h/k). Les AIF type 5b et PIF type 5c sont parallèles à la fracturation contemporaine du remplissage de calcite. Les contours ondulés de ces pseudofractures suggèrent que la fracturation a eu lieu avant les derniers stades de recristallisation sous pression fluide élevée, étant donnée que les JG migrent à travers la fracture par endroits (Figure IV- 18a). La présence de calcite localisée uniquement entre les grains recristallisés Q2 et Q3 supporte l'idée que la calcite a été redistribuée le long des JG lors de la migration. De plus ces calcites sont très riches en solides et inclusions (Figure IV- 18l/m) qui auraient pu provenir des JG riches en impuretés balayées hors des grains Q2 et Q3 lors de la recristallisation. Les AIF type 5b et 5c

parallèles aux pseudofractures datent éventuellement du même évènement ou du moins du même régime de contraintes. Effectivement ces fluides sont relativement plus riches en Ca (cf résultats LA-ICP-MS chapitre VI), ce qui pourrait indiquer leur apparenté aux fluides associés à la cristallisation de calcite dans les pseudofractures. Cet évènement à du être antérieur à la recristallisation Q3 vu qu'en les retrouve en tant que cristaux automorphes au sein de ces calcites (Figure IV- 18g) ou encore dans l'ombre du front de recristallisation derrière les calcites (Figure IV- 18f). Cet évènement de fracturation à du être antérieure à la recristallisation des quartz Q2 vu qu'ils affectent également les calcites (Figure IV- 18a /f/k).

En considérant les microstructures et la distribution des IF on remarque une forte analogie avec ceux décrits au-dessus dans les niveaux structuraux plus profonds. Il y a trois générations de quartz et trois générations d'AIF/PIF. La différence majeure cependant est qu'il s'agit de quantités de fluides beaucoup plus faibles apparentes au sein des grains de quartz ainsi qu'au niveau des JG et que le fluide est un fluide aqueux et un fluide aquo-carbonique. En considérant uniquement le point de vue de la distribution et de la géométrie de ces fluides les AIF type 5a pourraient correspondre aux AIF type 2 aquo-carboniques, les AIF type 5b aqueux aux AIF type 3 aquo-carboniques et les PIF 5c aqueux aux PIF 4 aquocarboniques et/ou PIF type 5 aqueux. On en peut conclure que n'importe la chimie du fluide la distribution et la géométrie lors des dernières phases de recristallisation est la même.

IV.2.8. Echantillons provenant du pluton de granodiorite

- <u>weakly deformed and chloritized granodiorite (sample 06-183) (Figure IV- 1)</u>

Grain size, weak deformed biotite and quartz grains, Feldspar zonations, myrmekites and the absence of mineral preferred orientations indicate near magmatic fabrics of the granodiorite (Figure IV- 19a). Solid state deformation is thus very weakly expressed, only by quartz recrystallization and ondulous extinction of the latter. Late stage fluid circulations are expressed by transgranular FIP type 5-Lw-(c) (Figure IV- 19b) and by the beginning of chloritization of biotite (Figure IV- 19a). These FIP are more or less oriented N70° dipping to the southeast for the majority of these planes (Figure IV-19c). Cataclasites that crosscut the granodiorite along roughly N70° directions, dipping south-eastwards are recorded throughout the southern part of the granodiorite pluton (figure III-29 et Figure IV- 1).

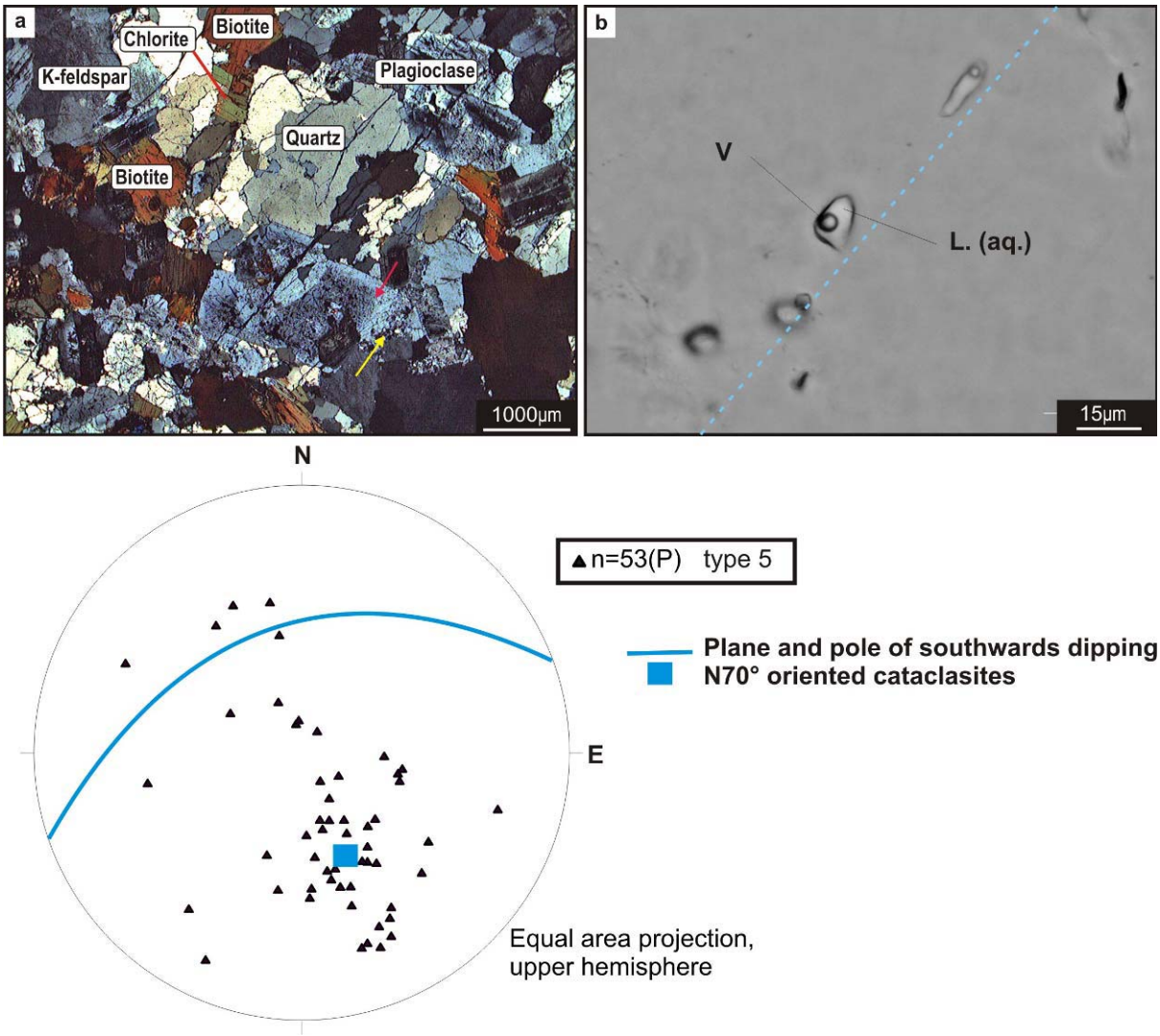


Figure IV- 19 a) photomicrograph of the granodiorite petrography and texture under CPL.

Quartz grains are recrystallized, Feldspars show zonations (red arrow). Myrmekite is indicated by the yellow arrow. Biotite is chloritized. Grains size is large and minerals are not preferentially oriented. **b)** detail on aqueous FIP (type 5-Lw-(c)). **c)** stereodiagram representing poles of measured FIP (type 5-Lw-(c)). The blue circle gives the plane and the square the pole of the plane of the cataclasites that crosscut the granodiorite pluton.

- <u>Fluid rich recrystallized quartz veins syntectonic to the major E-W striking fault-cataclasite (sample 07-107, Figure IV- 1)</u>

These quartz veins come from within one of the major N 70° faults that crosscut the granodiorite as well as the surrounding country-rocks (Figure IV- 20). As such they are marked by very high fluid content (figure a). In function of their distribution with respect to quartz microstructures, three generations of fluid inclusions can be defined for this sample. (1) FI trapped within the grain boundaries (Figure IV- 20a), (2) fluid inclusions arranged as clusters (Figure IV- 20a/b) and (3) FI inclusions trapped within FIP (Figure IV- 20a). All three FI generations are two-phased aqueous FI and

show very heterogeneous shapes and vapour-liquid ratios, especially for FI trapped at grain boundaries and as clusters (Figure IV- 20b).

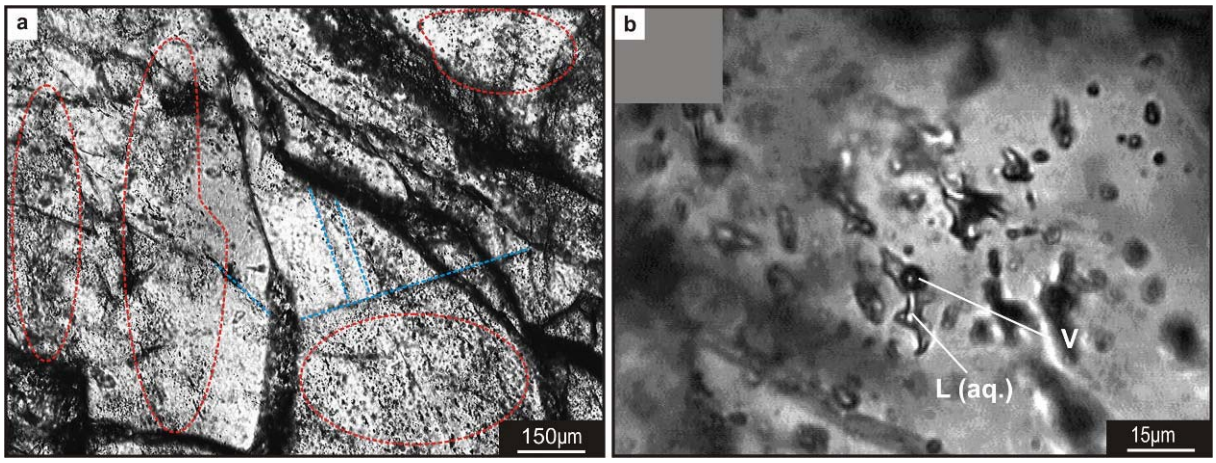


Figure IV- 20: a) Photomicrograph of a part of a thick section showing fluid inclusion distribution.

The blue lines indicate FIP type 5-Lw-(c). The red circles indicate clusters of FI within quartz grains. The dark zones indicate fluid rich grain boundaries. **b)** detail on FI distributed in form of clusters. They show irregular textures and are two-phased liquid-vapour aqueous fluids.

- <u>quartz vein crosscut by calcite veinlets, sampled at the vicinity of a small decimetre scale N-S directed cataclasite band (sample 07-06') (Figure IV- 1)</u>

Quartz grains from this vein show dynamic recrystallization textures. Close to the contact with the cataclasite, quartz grain size reduction and microfaulting are dominant textures, indicating semi-brittle flow and dislocation creep regime 1 of Hirth and Tullis (1992). Cataclastic deformation is thus affecting the quartz vein. The matrix of the cataclasite bordering the quartz vein (Figure IV- 21a) is composed partially of fine grained calcite and chlorite-quartz aggregates flowing around angular clasts of K-Feldspar. Calcite fractures are common and connected to the wall-rock cataclasite (Figure IV- 21a). These fractures are not showing sharp contacts but more or less sinuous contacts and calcite crystals are anhedral (Figure IV- 21b). Within these calcite fractures, euhedral quartz crystallizes (Figure IV- 21b). These textures indicate switching from brittle deformation (fracturing and calcite crystallization) towards ductile deformation marked by recrystallization of quartz. Euhedral quartz grains from within the calcite filled fractures are devoid of FI (figure b), whereas quartz grains from earlier generations are very rich in FI (Figure IV- 21c/d). In function of their distribution with respect to quartz microstructures, three generations of fluid inclusions can be defined for this sample. (1) FI trapped within the grain boundaries, (2) fluid inclusions arranged as clusters (Figure IV- 21c/d) and (3) FI inclusions trapped within FIP (Figure IV- 21c/d). All three FI generations are two-phased aqueous FI (Lw-(c)) and show very heterogeneous shapes and vapour-liquid ratios, especially for FI trapped at grain boundaries and as clusters (Figure IV- 21c/d)

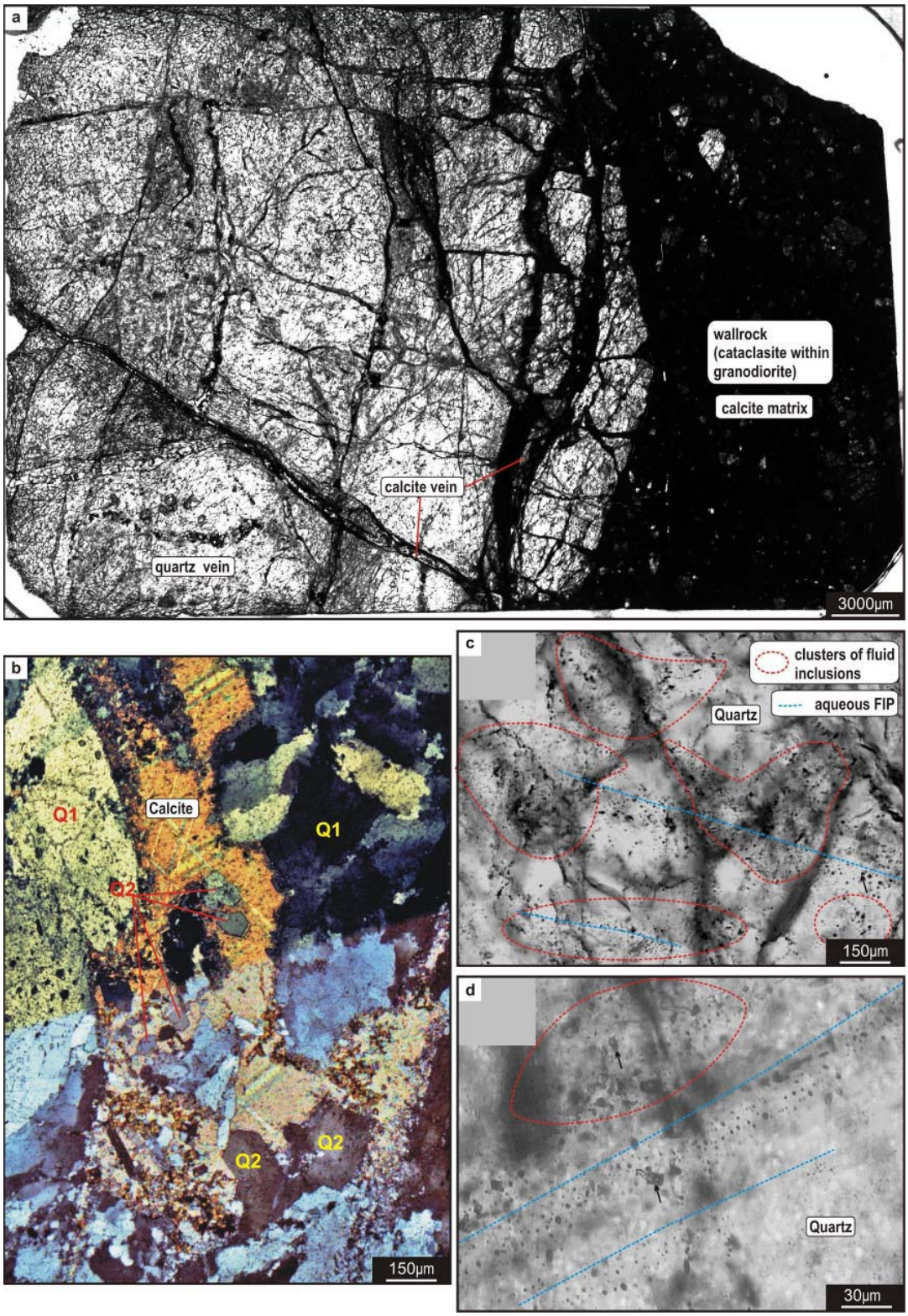


Figure IV- 21: a) photomicrograph of thick section showing roughly the relationships between the wallrock cataclasite, the quartz vein and the calcite veinlets.

The dark zones crosscutting the quartz vein close to the contact with cataclasite wall-rock are cataclastically deformed bands cutting through the vein. The greyish fracture network is filled with calcite and is most abundant close to the wallrock cataclasite. The dark grey angoulous clasts flow within the black cataclasite matrix constitutes of very fine grained chlorite-quartz-calcite aggregates. **b)** detail on calcite fracture and quartz recrystallization textures (see text). **c)** fluid inclusion distribution ranging from clusters of decrepitated FI to transgranular FIP. **d)** detail on transgranular FIP and cluster of FI. The arrows show decrepitated FI.

- strongly dynamically recrystallized transposed quartz veins with pyrite-covellite mineralizations at grain boundaries (sample 07-60, Figure IV- 1)

This quartz vein is marked by a very high fluid content (Figure IV- 22a) concentrated within the grain boundaries after recrystallization processes (Figure IV- 22a/b), within clusters of decrepitated FI (figure c) especially close to the mineralizations (Figure IV- 22b/c) and in transgranular type 5-Lw-(c) FIP. All three FI generations are two-phased aqueous FI and show very heterogeneous shapes and vapour-liquid ratios, especially for FI trapped at grain boundaries and as clusters (Figure IV- 22c).

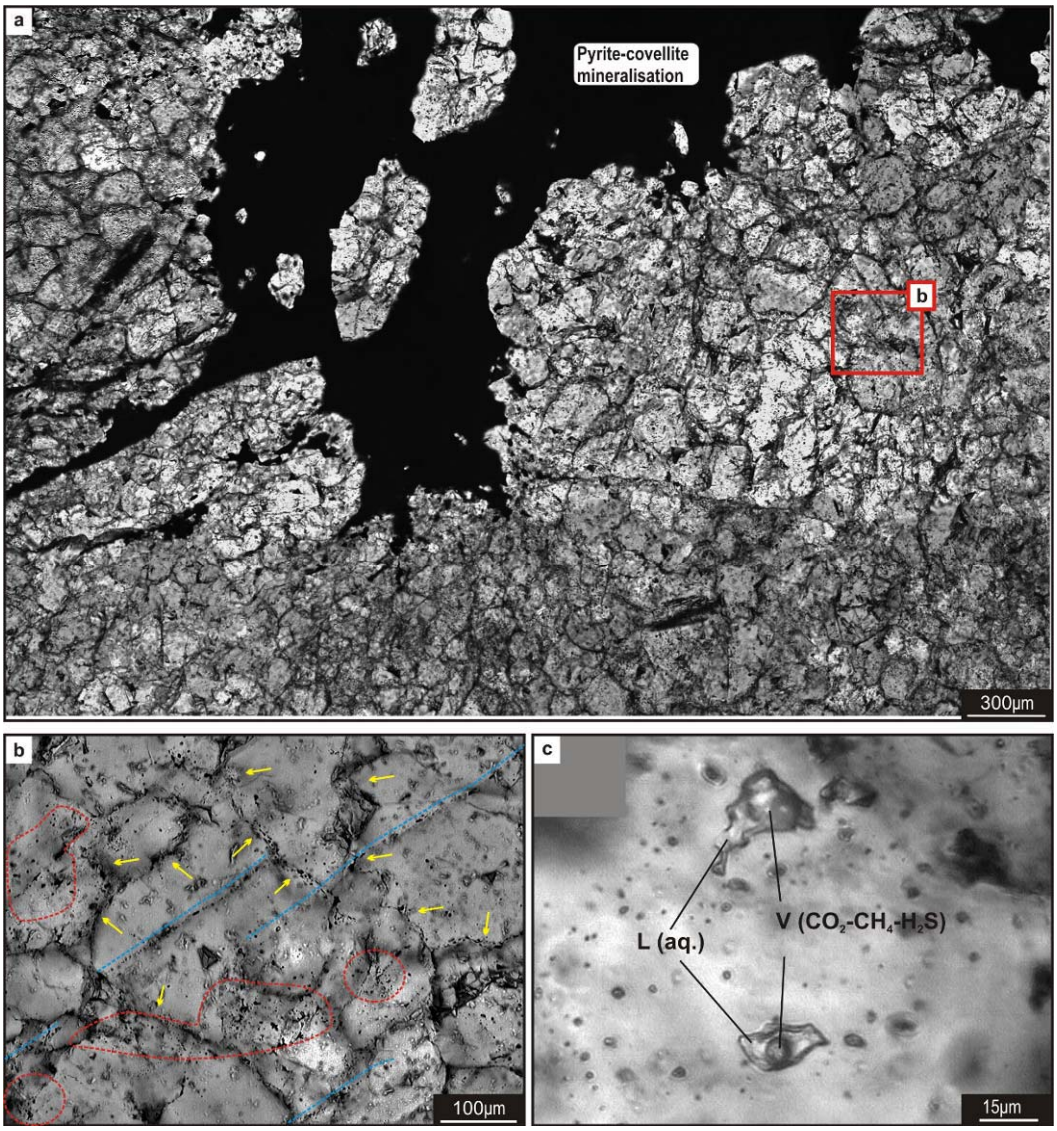


Figure IV- 22: a) photomicrograph from thick section showing general view of the textures.

The black zones in the upper part are pyrite and covellite assemblages. The contrast from darker greyish towards brighter zones marks grain boundaries very rich in FI. The brighter zones are the cores of recrystallized quartz grains containing much less fluid inclusions. **b)** detail on the relationships between fluid inclusion distribution and microstructures. The yellow arrows show grain boundaries rich in fluid inclusions. The red dashed circles show zones marked by clusters of FI close to grain boundaries. The blue lines mark type 5-Lw-(c) FIP. **c)** detail on FI clusters close to the mineralizations. These FI show variable vapour to liquid ratios.

- late stage hydrothermal quartz vein cross-cutting the thick silicified detachment cataclasite at the northern part (defined in part III.3.2) (sample 06-74, Figure IV- 1)

This hydrothermal vein is marked by successive stages of quartz crystallizations, starting with milky fine grained quartz and ending up with coarse grained acicular translucent undeformed quartz grains of heterogeneous grains sizes towards the core of these veins (Figure IV- 23a/b/c). Fluid inclusions are generally distributed within clusters (figure d) and are rarely found in FIP. Shapes and textures of these FI are very variable and decrepitation textures are common (Figure IV- 23d).

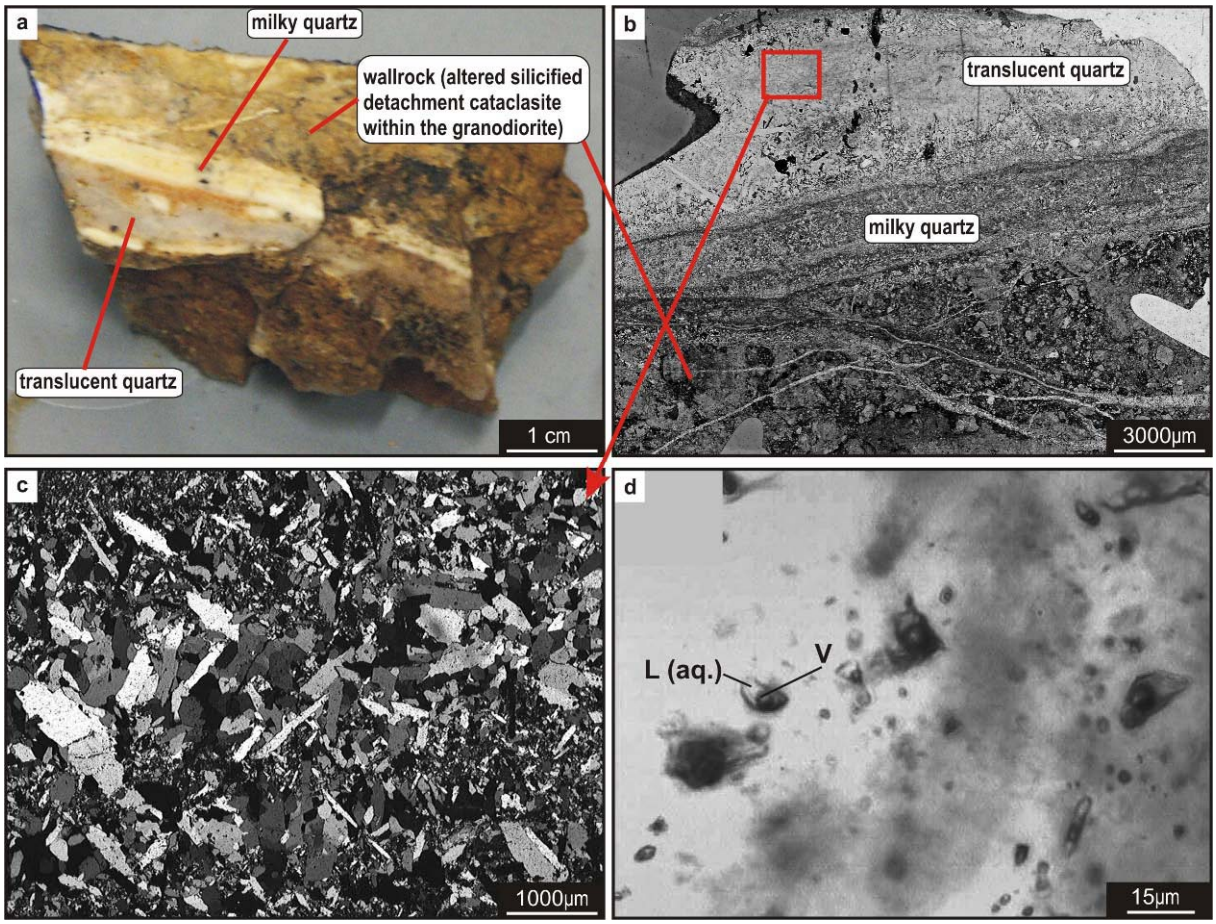


Figure IV- 23 : a) macroscopic photograph of the quartz vein showing two generations of quartz, milky quartz and translucent quartz. **b)** photomicrograph of thick section showing textural relationships of translucent coarse grained quartz, fine grained milky quartz and wall-rock cataclasite crosscut by numerous smaller milky quartz veinlets. **c)** detail at the coarse grained part of the quartz vein. Grains are randomly distributed and show particular acicular forms and various grain sizes. Quartz grains are neither deformed nor recrystallized. **d)** fluid inclusions occur as clusters and are irregular shaped indicating decrepitation phenomena.

- late stage hydrothermal barite veins cross-cutting highly altered granodiorite at Naxos town (defined in part III.3.2) (sample 07-66a, Figure IV- 1)

The barite veins have already been introduced in part III.3.2 where field scale relationships evidence that these veins are probably the latest hydrothermal fluid circulation event affecting the

granodiorite. Crystals are euhedral and grow within open fractures. Fluid inclusions are trapped within FIP or as clusters that mark the crystal cleavages. Monophasic fluid inclusions are the most common, filled with vapour or liquid (Figure IV- 24a/b). Mixtures of both end-members are also observed (Figure IV- 24b).

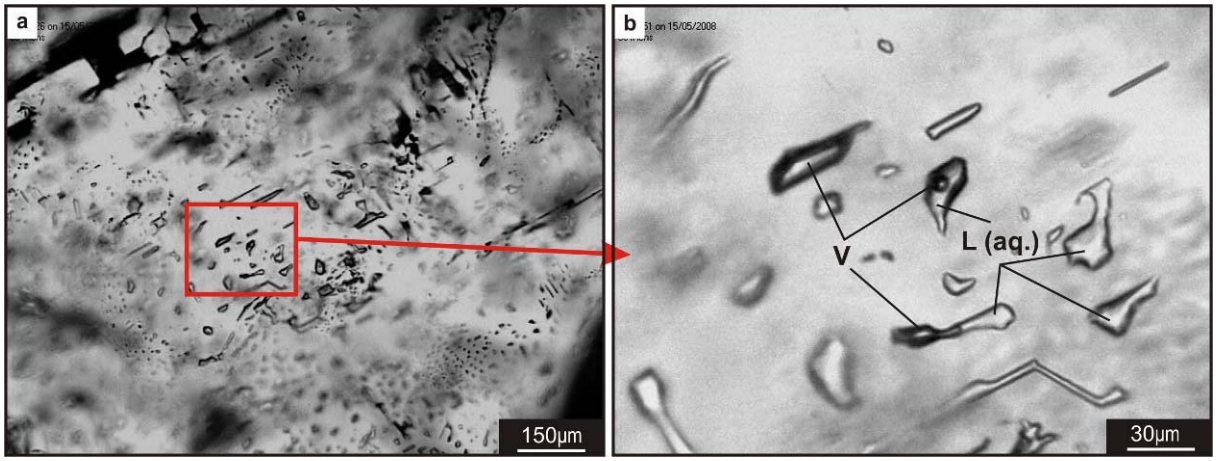


Figure IV- 24: a) Photomicrograph of thick section showing clusters of fluid inclusions.

b) Fluid inclusions from these clusters are of variable shape and of variable vapour-liquid ratios ranging from a pure monophasic vapour end-member to a pure monophasic liquid end-member passing through all the intermediate filling ratios.

IV.3 Discussion

- **Impact des fluides sur les mécanismes de déformation et le développement des microstructures**

La recristallisation statique ou dynamique balayant les fluides et les impuretés vers les JG (Drury et Urai, 1990, Jessell et al, 2003, Bons et al, 1992) peut engendrer des surpressions aux JG suivant l'interprétation des observations mentionnées ci-dessus. Ces surpressions permettent de réinjecter continuellement le fluide métamorphique aquo-carbonique au sein des grains de quartz le long d'un ou des axes cristallographiques dans le cas où l'axe en question est orienté de façon propice par rapport aux contraintes locales permettant la rupture. Cette fracturation hydraulique profonde a lieu lors de la déformation ductile et à pression lithostatique en concluant sur les observations décrites ci-dessus. Ce mécanisme de ruptures successives liées aux surpressions de fluides est potentiellement associé à la recristallisation continue qui affecte les roches métamorphiques dans la croûte ductile. En quelque sorte on peut considérer le système du quartz comme un système ouvert depuis la haute température jusqu'à sa fermeture au moment du passage à la déformation cassante. Tout au long de ce trajet le quartz réagit de façon ductile et subit des multiples phases de recristallisation en présence de fluides. Ce comportement implique qu'il faut être très vigilant si on veut recalculer les valeurs du $\delta^{18}0$ des quartz par rapport à la température du fluide, vu les fluides piégés dans ces

quartz présentent toutes les gammes de températures avec un maximum de densité vers les plus basses températures proches de la fermeture du système de recristallisation.

La superposition continuelle de la fracturation hydraulique à partir des JG et la recristallisation permet de transférer les fluides même sous pression lithostatique. Ce mécanisme permettrait d'aboutir à des transferts advectifs de fluides déjà proposés par Etheridge et al.,1983 dans leur modèle conceptuel. Pour que ce processus soit efficace il doit exister un minimum de quantité de fluide nécessaire pour provoquer la surpression au niveau du JG et donc d'apporter la pression nécessaire pour garder les JG interconnectés pour que les fluides puissent circuler, voir même arriver à des surpressions qui permettent de réinjecter le fluide à nouveau dans le grain de quartz. Cette hypothèse parait contradictoire par rapport aux lois physiques d'écoulement des fluides dans la croûte moyenne et profonde induisant une faible porosité et perméabilité (McCraig, 1988; Yardley, 1986).

Le fluide quadriphasé à CO_2(L)-CO_2(V)-H_2O et marcassite (type 3) est piégé dans les AIF intragranulaires synchrones à la recristallisation et aux surpressions de fluides au sein des grains de quartz. La présence de ce fluide depuis les migmatites jusqu'aux schistes à biotite au dessus de la mylonite du facies amphibolitique induit une certaine homogénéité de ce fluide sur une grande épaisseur de la croûte. Cette homogénéité ne peut probablement que provenir du fait que les joints de grains sont interconnectés et que le fluide puisse circuler, empêchant ainsi le rééquilibrage avec la roche encaissante déduit depuis les travaux sur les isotopes stables (Rye, 1976, Baker et al, 1989). De plus il faudrait une source continuelle de fluides aquo-carboniques sur un laps de temps suffisamment long pour entretenir ces flux advectifs proposés par Etheridge et al (1983). En effet, la présence des fluides aquo-carboniques est attestée depuis les processus précoces d'interactions fluides/roches dans les schistes à disthène, probablement synchrones ou peu après le pic du métamorphisme M2 (Buick, 1988). Ensuite, ces fluides sont piégés dans les leucogranites datés à ~13 Ma par U/Pb sur zircon (Seth Kruckenberg, communication personnelle) lors de la déformation ductile du quartz dans des PIF transgranulaires de type 4 témoignant d'une déformation fragile. Les PIF type 4 sont subparallèles aux PIF type 5. Il n'y a pas eu de mélanges observés, ce qui suggère que ces PIF sont antérieurs par rapport au PIF type 5. Cette interprétation est compatible avec la différence entre les températures de piégeage des if de type 4 et de type 5 (300 à 330°C pour les PIF type 4 et 250 à 180° pour les PIF type 5, cf partie V). Suivant cette hypothèse, l'intervalle dans lequel ces fluides ont dû être piégés en termes de déformation et des microstructures des cristaux de quartz s'étend depuis la fin du processus de recristallisation, marquant le début de la déformation fragile, jusqu'aux premières introductions de fluides aqueux (type 5). Cet intervalle, marque la connexion avec le réservoir des fluides dérivés de la surface circulant dans un réseau de fractures

sous pression hydrostatique. En considérant que les fluides type 2 et 3a/b ont été piégés lors de la déformation ductile marquée par les processus de recristallisation dynamique sous un gradient de pression lithostatique, vu les microstructures de quartz auxquels ces fluides sont apparentés, on peut suggérer que la formation des fluides de type 4 correspond à la zone la plus proche de la transition fragile/ductile (mylonite dans facies amphibolitique) toujours en étant dans le réservoir des fluides métamorphiques aquo-carboniques. Ce n'est qu'au moment du passage à travers la transition fragile/ductile que les deux réservoirs pourront être connectés.

La couche imperméable ne permettant pas aux fluides métamorphiques de passer à des niveaux structuraux plus élevés, définit par Etheridge, (1983) correspond dans notre cas à la transition depuis la déformation mylonitique du faciès amphibolitique jusqu'aux schistes marbres du facies schiste vert. Ainsi, la fracturation rattachée à la formation des PIF type 3b et 4 pourrait être interprétée comme étant due à des surpressions de fluides localisées en dessous de cette couche imperméable, sous pression lithostatique.

Les fluides aquo-carboniques tout types confondus (type 0-2-3-4) ont donc été présent sur un laps de temps d'au moins de 7 Ma depuis la fusion partielle (antérieur à 20-21Ma, Keay et al., 2001, Martin et al., 2006) jusqu'aux PIF plus jeunes que 13Ma. Ces fluides à CO_2-H_2O sont remobilisés lors des MJG et sont piégés au sein des PIF de type 4. Ce fluide est ubiquiste dans les roches métamorphiques de Naxos, a l'exception de la granodiorite et du Sud de l'île peu affecté par le métamorphisme M2 est donc le principal vecteur de transfert de matière et de chaleur au sein de la croûte métamorphique profonde (non connecté au réservoir de fluides dérivés de la surface). Même si les variations de la chimie de la phase gazeuse sont très faibles d'après les données de spectroscopie Raman (partie V et VI, toujours proches de 100% de CO_2), les variations de la phase aqueuse seront probablement plus importantes dépendant de la roche encaissante avec la quelle le fluide à pu interagir. Cet aspect sera traité en détail dans la partie VI.

- **Echelle verticale et latérale des circulations de fluides.**

**) Les fluides aquo-carboniques*

Les roches métamorphiques du MCC de Naxos présentent une concentration en fluides acquo-carbonique qui diminue de manière centrifuge par rapport au cœur du dôme migmatitique. Cette distribution suggère que la composition de ces fluides est en relation avec les réactions de décarbonatation et de déshydratation des marbres et schistes lors du pic de métamorphisme (Buick et Holland, 1991, Baker et al, 1989) et éventuellement de la cristallisation de roches partiellement fondues.

De plus, les PIF de type 4 se propagent probablement sur toute la pile des roches métamorphiques depuis les migmatites jusqu'au détachement de Moutsouna lorsque ses roches passent progressivement à travers la transition fragile/ductile. Cette transition est la localisation de la chute de pression (et la décompression accompagnée à laquelle ne résistent pas les IF) suite au passage des roches d'un gradient de pression lithostatique à un gradient de pression hydrostatique. C'est à partir de ce moment là que les fluides aquo-carboniques piégés dans les grains de quartz et au niveau des JG sont libérés et se mélangent avec les fluides dérivés de surface. C'est à ce moment là que se rencontrent et se superposent les réservoirs des fluides dérivés de surface et le réservoir à fluides métamorphiques marqués par des réactions de métasomatisme retrograde.

**) Les fluides aqueux*

La présence de PIF contenant des fluides aqueux de faible salinité dans l'ultramylonite du facies schiste vert (cf partie VI) est compatible avec une source météorique pour les fluides circulant en relation avec la fracturation des roches. Ces fluides sont également piégés sous forme de PIF dans les roches métamorphiques du faciès amphibolique. La circulation des fluides acqueux est donc strictement associée au développement de fractures témoignant d'une déformation fragile de la roche encaissante.

**) Comparaison entre ultramylonite du facies schiste vert et la mylonite du facies amphibolite.*

La distribution des inclusions fluides par rapport aux microstructures au sein de la mylonite faciès amphibolite et de l'ultramylonite du facies schiste vert indiquent la présence de fluides lors de la déformation par recristallisation dynamique. Dans le cas de la mylonite du facies amphibolite, les fluides piégés au sein des JG et dans les grains Q1-Q2 sont de composition aquo-carboniques. En contraste, dans le cas de l'ultramylonite du facies schiste vert du facies schiste vert, la déformation ductile c'est fait en présence de fluides aqueux. Cette observation implique que la localisation de la déformation ductile (mylonite du facies amphibolitique), initiant le basculement et la remontée différentielle de la partie Ouest par rapport à la partie Est de l'île, c'est amorcée au sein du réservoir des fluides métamorphiques. L'ultramylonite du facies schiste vert est la structure préalablement décrite par Lister et al., ou Gautier, 1993 comme étant le détachement responsable de l'exhumation des roches métamorphiques et de leur juxtaposition avec les roches pas ou peu métamorphiques de la croûte supérieure. Cette séquence normale pourrait correspondre à ce qui a été préservé en bordure de la mylonite du facies amphibolitique, c'est-à-dire, le passage de l'ultramylonite vers la cataclasite jusqu'à arriver à un mélange tectonique (coupe figure III-9 partie III.2.3 et conclusion). A Moutsouna les roches métamorphiques sont directement en contact par un plan de faille avec les serpentinites et les sédiments Cénozoique de l'Unité supérieure. Cette faille est potentiellement

sécante sur l'équivalent de l'ultramylonite cataclastique qui dans ce modèle devrait être enveloppé autour du dôme au Nord de l'île de Naxos puis se poursuivre en mer à l'Est de l'île, structuralement au dessus des marbres et schistes de l'Unité Médiane. Un bout de la séquence normale est à l'affleurement à l'Ouest à cause du basculement et du redressement des couches. De plus, la dissymétrie entre l'orientation de la mylonite du facies amphibolitique (N20°) et le détachement (N0°) (contact entre roches sédimentaires et roches métamorphiques du facies schiste vert = équivalent de Moutsouna) ouvre un éventail en coupe vers le Nord qui permet de mettre à l'affleurement la séquence entre le détachement et la mylonite du facies amphibolitique comprenant une partie l'unité à schiste vert (comprenant l'ultramylonite et la cataclasite).

PARTIE V: FLUID INCLUSION RECORD IN ROCKS EXHUMED THROUGH THE DUCTILE/BRITTLE TRANSITION

Siebenaller L.[a], Boiron M.C.[a], Vanderhaeghe O.[a], Hibsch C.[a], Jessell M. [b], André-Mayer A.S.[a], Photiades A. [c]

[a] G2R, Nancy-Université, CNRS, BP 239, 54506, Vandoeuvre-lès-Nancy, France

[b] IRD LMTG UMR 5563, 14 avenue Edouard Belin, 31400, Toulouse, France

c Institute of Geology and Mineral Exploration (I.G.M.E.), 70, Messoghion Str., GR 115 27 Athens, Greece

V.1 Abstract

Isotopic signatures of rocks exhumed in Metamorphic Core Complexes (MCC) suggest that surface-derived fluids penetrate the continental crust down to the brittle/ductile transition. This hypothesis is tested by the study of fluid inclusions trapped in metamorphic rocks from Naxos exhumed in a MCC. The study of fluid inclusions combines their microstructural position, their textures and their chemical characteristics obtained by microthermometry and Raman spectroscopy. This multi-technique approach allows correlating deformation with fluid circulation during exhumation. Three different fluid types are identified in distinct structural positions reflecting the evolution of the fluid sources trapped at different stages during exhumation. First stage high salinity fluids were trapped at temperatures and pressures ranging from 420 to 550°C and 175 to 375MPa, respectively. Their chemical characteristics suggest a magmatic origin. Second stage metamorphic fluids were trapped at 300 to 450°C and 50 to 175 MPa. Their microstructural characteristics suggest that they were associated with ductile deformation. Third stage dominantly aqueous fluids are likely to have a meteoric source and were trapped within microcracks at temperatures and pressures ranging from 160 to 350°C and 40 to 100 MPa, respectively.

P-T conditions of fluid inclusions trapped during ductile deformation under a lithostatic pressure indicate a high geothermal gradient (55°C/km). In contrast, P, T conditions obtained from fluid inclusions trapped during brittle deformation under a hydrostatic pressure yield a much lower geothermal gradient (35°C/km). This implies that the rheologic brittle/ductile transition also corresponds to the transition between an upper crustal reservoir characterised by a low geothermal

gradient and penetrated by surface-derived fluids under hydrostatic pressure and a lower crustal reservoir marked by the circulation of fluids issued from metamorphic reactions and magmas under lithostatic pressure.

Keywords: fluid inclusion, microstructure, exhumation, ductile/brittle transition, fluid circulation, Naxos Island

V.2 Introduction

Mountain belts that develop adjacent to an actively convergent margin may experience a transition in tectonic regime from overall crustal shortening to thinning (Coney and Harms, 1984). The transition is recorded by the development of Metamorphic Core Complexes (MCC) (Armstrong, 1982; Coney, 1980; Davis and Coney, 1979) corresponding to the exhumation of high-grade metamorphic rocks associated with the development of low-angle detachment/decollement systems (Burchfiel and Royden, 1985; Davis et al., 1980; Davis, 1983; Jolivet et al., 1996; Lister et al., 1984; Platt, 1986; Vanderhaeghe and Teyssier, 1997; Wernicke, 1981). As a consequence, metamorphic rocks exhumed to the surface migrated through the ductile/brittle transition. Recent investigations on the isotopic signatures of mylonitic rocks representing the root zone of detachment/decollement systems suggest that meteoric fluids potentially penetrate the crust down to the brittle/ductile transition (Famin, 2004; Famin and Nakashima, 2004; Morrison and Anderson, 1998; Mulch et al., 2004).

The aim of this study is to constrain the fluid record of rocks that migrated through the brittle/ductile transition during their exhumation. When studying this aspect it is of high importance to take into account the influence of the deformation on the fluid circulations and to characterise whether these fluids preserve their original signature during exhumation. The strategy is to conduct first a structural analysis of veins that reflect macroscopic zones of mineral precipitation related to fluid circulation. The microstructural analysis of these veins and the distribution of fluids with respect to microstructures constrain the relative chronology of trapped fluids. This allows to correlate the macroscopic and microscopic record of structures from ductile to brittle deformation and to identify the various witnesses of fluid circulations associated with this evolution (veins, fluid inclusions). The chemical analysis of fluid inclusions provides evidences for their nature, source and trapping conditions. We focused on the metamorphic rocks exhumed in the island of Naxos (Greece) in the central part of the Attic-Cycladic MCC (Altherr et al., 1982; Dürr et al., 1978; Jacobshagen, 1986) for this study. Fluid circulations produced by prograde and retrograde metamorphic reactions have been discussed in a number of studies (Baker et al., 1989; Baker and Matthews, 1995; Buick and Holland,

1991; Kreulen, 1980). CO_2-rich inclusions are ubiquitous throughout the Naxos MCC , irrespective of lithology, metamorphic grade or metamorphic event (Kreulen, 1980). Schuiling (1979), Kreulen (1980) and Kreulen (1988) interpreted the greenschist to upper amphibolite metamorphism to be coeval to the pervasive influx of these CO_2-rich fluids from a deep-seated (mantle) origin. Alternatively, Buick and Holland (1991) propose that CO_2-rich fluids are originated during M2 peak metamorphism based on constraints from devolatilisation and melt equilibra in the high grade portion of the Naxos MCC, which is complementary to several stable isotope studies (Baker et al., 1989; Rye et al., 1976). Petrographic evidence with respect to metamorphic reactions, indicates water infiltration into migmatite core marbles under both prograde and retrograde metamorphic conditions (Buick and Holland, 1991). Infiltration of water-rich fluids into the marbles from dehydrating metapelites has been documented by stable isotope studies outside the core of the dome (Baker et al., 1989).

V.3 Geology of Naxos Island

Naxos is located in the central Aegean region and forms part of the Attic-Cycladic Metamorphic Complex (Dürr et al., 1978) (Figure V - 1a). This is an arcuate belt of metamorphic rocks that follows the trend of the Hellenic trench (Jolivet and Patriat, 1999), which is the current locus of northward-directed subduction of the African plate beneath the Eurasian plate. Lithologies comprise mainly Mesozoic continental margin platform sequences (Dürr, 1987) although an earlier (Variscan) basement has been recognised (Andriessen et al., 1987; Engel and Reischmann, 1997; Keay, 1998; Keay and Lister, 1996a; Keay and Lister, 1996b; Reischmann, 1997; Van Der Maar and Jansen, 1983).

Naxos is the largest island of the Cyclades and forms a N–S elongate structural dome cored by migmatites (Buick, 1991b; Jansen, 1973b; Jansen, 1977; Jansen and Schuiling, 1976; Vanderhaeghe, 2004) (Figure V - 1b). This lowermost structural unit is separated from lower grade metamorphic rocks by a ductile shear zone, designed as the leucogneiss decollement layer (Buick, 1988) which forms the carapace to the Naxos dome (Figure V - 1). Relics of an early blueschist facies metamorphism, M1, (1 GPa, 350°C) are preserved at the southern tip of the island. This metamorphism is overprinted by an higher temperature metamorphism, M2, dated at ~25Ma and ranging from greenschist to amphibolite facies reaching partial melting (1 GPa, 750°C) in the core of the dome (Buick and Holland, 1991; Duchêne et al., 2006; Jansen and Schuiling, 1976; Keay et al., 2001; Martin et al., 2006).

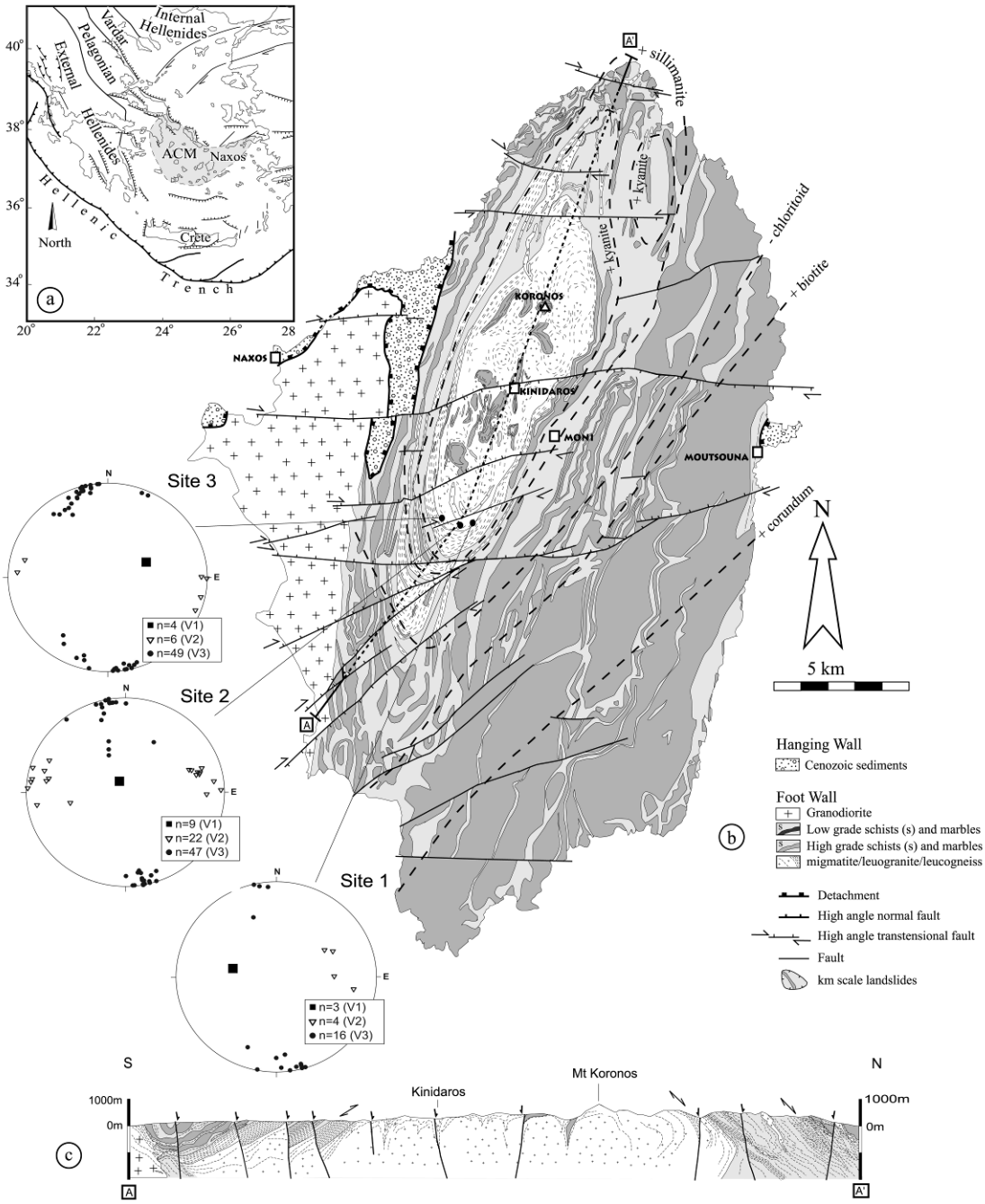


Figure V - 1: a) Geodynamics context of the Aegean region and localisation of the Attic Cycladic Metamorphic Complexes. **b)** Geology of Naxos Island and sample localisation. Stereodiagrams show orientations and dip angles of the different vein generations. n = number of measures. **c)** N-S cross-section (same legend as for figure b)

Metamorphic rocks are intruded by thin leucogranite sheets and dykes and a granodiorite pluton (Figure V - 1b) dated at ~12 Ma (Andriessen et al., 1979; Keay et al., 2001; Wijbrans and McDougall, 1986). These crystalline rocks are juxtaposed to unmetamorphosed sedimentary rocks along a mylonitic to cataclastic shear zone (Gautier et al., 1993; Lister et al., 1984). Accordingly, the crystalline magmatic and high-grade metamorphic rocks are hereafter defined as the footwall in contrast to the low-grade to unmetamorphosed sediments defined as the hanging-wall.

The contact between the upper and the lower unit is a top-to-the-north sense shear zone (Figure V - 1b and c) (Buick, 1991a; Buick, 1991b; Gautier et al., 1990a; Urai et al., 1990). The ubiquitous top-to-the-north sense of shear observed in the footwall, shows that the inferred regional-scale shear zone acted at least from the time of doming (between 30Ma and 15Ma) (Duchêne et al., 2006; Martin, 2004) up until the emplacement of the Naxos granodiorite pluton. The spectrum of rock fabrics and metamorphic grade ranges from ductile upper amphibolite facies foliation, to pseudotachylite and greenschist facies cataclastic deformation. These fabrics are cross-cut by E-W oriented faults characterised by breccias and slikensides (Figure V - 1b). A continuum, from penetrative high-temperature deformation to cataclastic breccia, near-surface normal faulting, and conglomerate deposition, records brittle and co-seismic tectonic unroofing of the MCC and adjacent granodiorite, along now high-angle normal faults.

V.4 Structural analysis of quartz veins

The studied area is located at the southern tip of the migmatite dome, which is characterised by magmatic fabric (Figure V - 1b). The leucogneiss layer is characterised by solid state deformation. The orientation of foliations and lineations as well as veins, fault planes and slikenlines, measured on an E-W transect are reported on stereodiagrams (Figure V - 1b). The relative chronology of the structures is inferred from crosscutting relationships and detailed analysis of quartz textures characterising the physical conditions and finite strain record of the veins.

The foliation plane dips to the East at site 1, located on the eastern side of the dome, and to the West at site 3 located on the western side of the dome (Figure V - 1b). Three generations of veins are distinguished (Figure V - 2).

The first generation of veins, (V1), corresponds to quartz veins that are parallel to the foliation (Figure V - 2). V1 show static recrystallisation features and quartz grains of up to several millimetres in size show chessboard texture representative of relatively high temperature deformation. These characteristics suggest that V1 veins are syn-metamorphic and were totally transposed during high-temperature ductile deformation.

The second generation of veins, (V2), is represented by quartz veins discordant to the foliation and dominantly N-S striking. Quartz grains of V2 veins display subgrain formation and crystal shape preferred orientation characteristic of dynamic recrystallisation. These characteristics suggest that these veins formed as a result of fluid-induced dilatancy and were then partially transposed during ductile deformation (Figure V - 2).

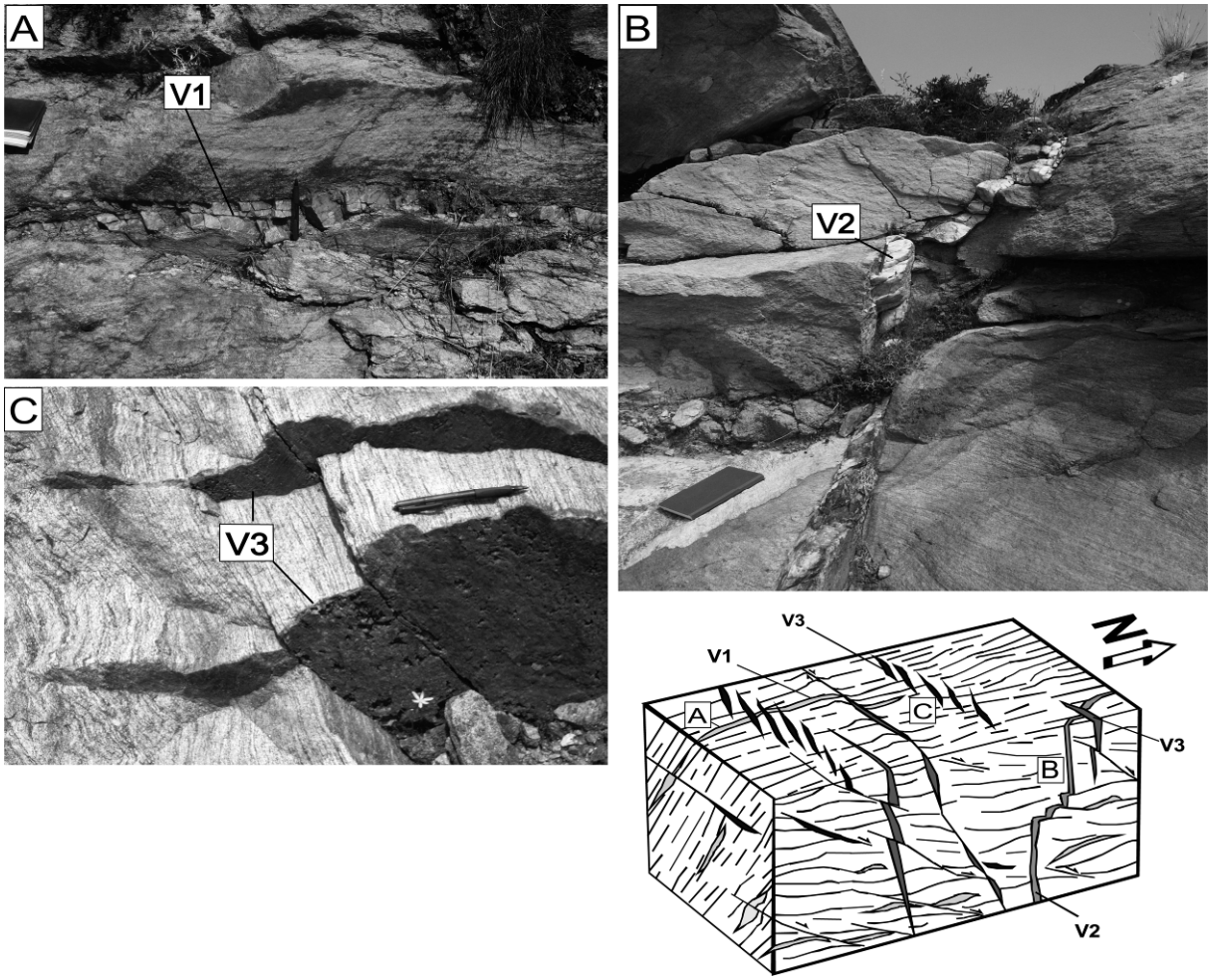


Figure V - 2: Block-diagram showing the different generations of quartz veins and the relative chronologies with reference to photos A, B and C. A: generation V1 completely transposed veins. B: generation V2 partially transposed vein. C: generation V3 veins discordant to the foliation.

The third generation of veins, (V3), corresponds to subvertical E-W striking quartz veins, discordant to the mineral and stretching lineation (Figure V - 2). V3 veins are composed of millimetre-sized quartz grains marked by undulatory extinction implying deformation under relatively low temperature conditions. The quartz grains are locally statically recrystallised, especially at the boundary between vein and host rocks.

V.5 Microstructural analysis, petrography, relative chronologies and composition of fluid inclusions

V.5.1 Methods

- **Microstructural analysis**

The abundance of fluid inclusions (FI) and geometric characteristics of fluid inclusions planes (FIP) are determined under the microscope on horizontal thick sections for each vein generation collected on site 2 of the transect (Figure V - 1b). Isolated FI or clusters are interpreted as primary. Intragranular (or pseudosecondary) FI trails are interpreted as representing fluid circulation in microcracks at the mineral scale coeval to, or overprinted by crystal-plastic deformation. Transgranular (or secondary) FIP result from healing of former open cracks (Krantz, 1983; Lespinasse, 1999; Lespinasse et al., 2005) as rocks undergo brittle deformation. Systematic measurement of the FIP are carried out in each section using an interactive videographic analyzer ANIMA adapted to such studies (Lespinasse et al., 2005). The shape, size and phase of individual FI were recorded under a magnification of 500x at room temperature. The dip-angle and dip direction of the FIP are represented in stereodiagrams.

- **Fluid composition**

Horizontal thin sections were prepared from representative samples of the host rocks and quartz veins for microscopic observation of the textures and microstructures. Typology and petrography of the FI was carried out on orientated doubly polished 200 µm thick sections. Nomenclature of the FI takes into account the nature of the dominant chemical phases and phase changes observed (Boiron et al., 1992). It is based on the total homogenisation Th (L–V to the vapour noted V, L–V to the liquid noted L) and the quantity of C–H–O–(N–S) species detectable by Raman spectroscopy:

- c, when C–H–O–S species are the only components and water is not visible;

- c-w, when water and homogenisation of carbonic phase are observable;

- w-(c), when both water, CO_2, CH_4 and N_2 species are present but are detected only by clathrate melting and Raman spectroscopy;

In presence of solids at ambient temperature determined by Raman spectroscopy, the following nomenclature is used; h, for halite, cal, for calcite, s, for siderite and m, for marcasite.

Microthermometric parameters of the FI are characterised at temperatures between -170°C and +400°C using a LINKAM MDS 600 heating-freezing stage with a video camera attachment. The microthermometric stage is thermally calibrated using Synflinc CO_2 and H_2O synthetic fluid-inclusion standards. The accuracy of measurements is ±0.2°C at low temperature and ±2°C at high temperature. Homogenisation temperatures were observed at 1-5°C/min rates, depending on the

inclusion size. Molar fractions of CO2, CH4, N2 and H2S were determined in individual FI using a DILOR-LABRAM Raman spectrometer. Molar fraction of NaCl, molar volume, bulk composition and P–T parameters are determined by combining results from microthermometry and Raman analysis. Bulk composition and molar volume are computed from the P–V–T–X properties of individual inclusions in the C–O–H–S system (Bakker, 1997; Dubessy, 1984; Dubessy et al., 1989). The P–T properties are modelled using the V–X data and the equation of state from (Bowers and Helgeson, 1983) revised by (Bakker, 1999) for aqueous-carbonic FI. For aqueous fluids, data from (Zhang and Frantz, 1987) for the H2O–NaCl system are used.

V.5.2 Results

The microstructural study combining the distribution of FI with respect to microstructures and the analysis of crosscutting relationships serves as a basis to determine the relative chronology of fluid circulation and deformation leading to the distinction of six different generations of fluids. Each fluid generation has distinct characteristics in terms of distribution pattern, shape and phase composition at room temperature. Each of these fluid generations (0 to 5) is characterised by specific chemical composition which characterises a type of FI. The numbers from 0 to 5 refer to the generation of fluid in terms of relative chronologies whereas the letters refer to the type of FI (table 1, cf annexe part V). The totality of microthermometric data are given in table V-4 (annexes part V).

Generation 0-Lc fluids occur only in V1 veins (Figure V - 3) as 10 to 100 µm large isolated FI or as clusters of up to 10 inclusions interpreted as primary. They are systematically located within muscovite, biotite or orthose solid inclusions. They are composed by two phased carbonic fluids (Lc) with absence of an aqueous phase (Figure V - 4). CO_2 melting temperatures (Tm_{CO2}) range from -56.6 to -57.2°C. Homogenisation temperatures of CO_2 (Th_{CO2}) into liquid phase (L) of this type of inclusions range from 30.8 to 31.1°C. As they are composed by 100% gas, the bulk compositions are readily calculated after Raman data and give 99.4 mol% CO2, 0.1 mol% CH4, 0.3 mol% N2 and 0.2 mol% H2S (table 2, cf annexe part V).

Generation 1a-Lw-h-cal-sid-m-(c) and 1b-Lw-cal-(sid)-(m)-(c) fluids occur in the core of recrystallised quartz grains from V1 veins. They consist in 30 to 70 µm large, regular and round shaped FI (table 1, cf annexe part V). They comprise primary inclusions (type 1a) and intragranular FI trails (type 1b) (Figure V - 3). They consist of three phase high salinity (liquid+vapour+solid) inclusions. Type 1a FI contain four different solid phases (halite, calcite, siderite and marcasite) and the gas bubble generally makes 20% in volume (Figure V - 4). In contrast, the solid phase in type 1b FI is mostly calcite with some siderite and marcasite but no halite. Type 1a and 1b inclusions show ice melting temperatures (Tm_{ice}) that range from -8.8 to -27.1°C (mode at -22 (1a)/ -14°C for (1b)).

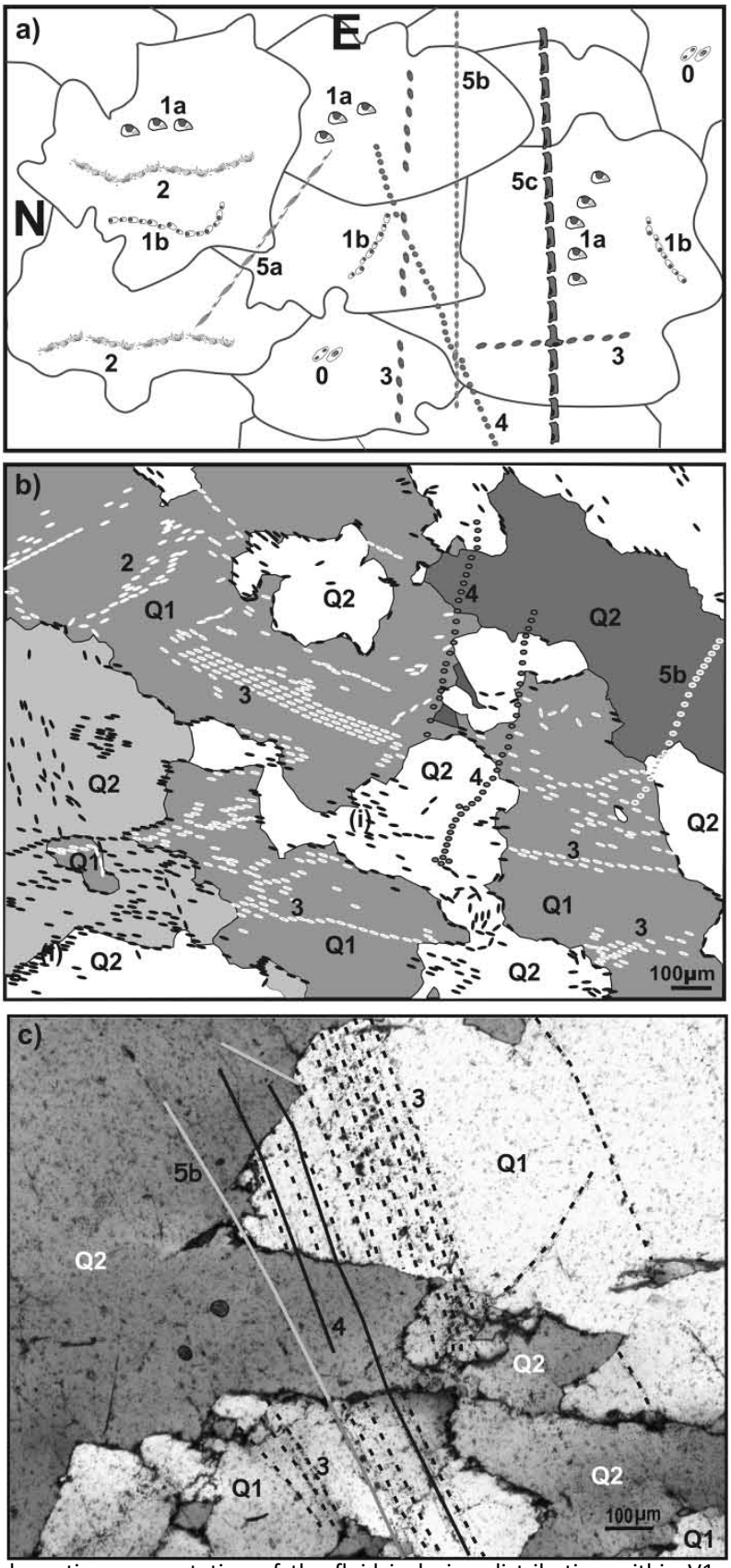


Figure V - 3: **a)** Schematic representation of the fluid inclusion distribution within V1 veins. **b)** Copy of a microphotograph representing the fluid inclusion distribution within V2 veins. **c)** Microphotograph showing the distribution of fluid inclusions within V3 veins. Numbers from 0 to 5 refer to the different relative chronologies between fluid generations explained in section 4.2. Q1 = non recrystallised quartz grain. Q2 = recrystallised quartz grain. (i) = relicts of type 2 and 3 fluid inclusions within recrystallised quartz grains.

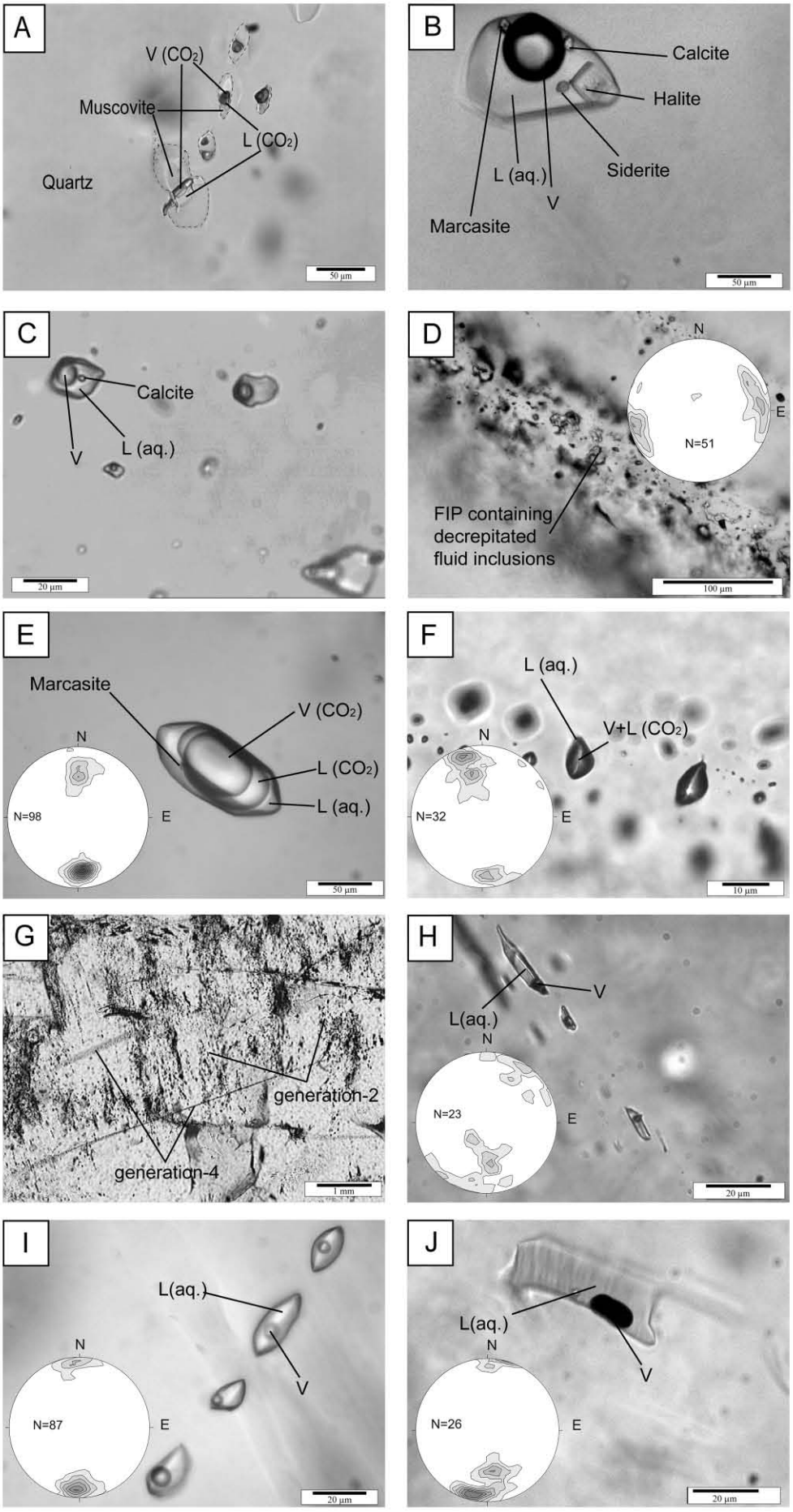

A
V (CO2)
Muscovite
L (CO2)
Quartz
50 µm
B
Calcite
Halite
Siderite
L (aq.)
V
Marcasite
50 µm
C
Calcite
V
L (aq.)
20 µm
D
N
E
N=51
FIP containing
decrepitated
fluid inclusions
100 µm
E
Marcasite
V (CO2)
L (CO2)
L (aq.)
N
E
N=98
50 µm
F
L (aq.)
V+L (CO2)
N
E
N=32
10 µm
G
generation-2
generation-4
1 mm
H
V
L(aq.)
N
E
N=23
20 µm
I
L(aq.)
V
N
E
N=87
20 µm
J
L(aq.)
V
N
E
N=26
20 µm

Figure V - 4: Microphotographs showing the different types of fluid inclusions and the respective orientations and dip angles (stereodiagrams) of the FIP they were trapped in. **A:** primary generation-0 fluid inclusions trapped within solid muscovite inclusions during formation of the quartz veins. **B:** high salinity generation-1a primary fluids **C:** high salinity generation-1b primary fluids. **D:** generation-2 partially decrepitated aqueous-carbonic fluids trapped within NNW-SSE directed fluid inclusion trails. **E:** generation-3 aqueous-carbonic fluids recorded within E-W directed FIP. **F:** generation-4 aqueous-carbonic fluids with a very high gas content and trapped within ENE-WSW directed FIP. **G:** chronology between generation-4 crosscutting FIP and generation-2 fluid inclusion trails (curved trajectories). **H:** generation-5a stretched and elongated aqueous fluid inclusions trapped within NW-SE directed FIP. **I:** generation-5b aqueous fluid inclusions contained within E-W directed FIP. **J:** generation-5c aqueous fluid inclusions trapped within E-W directed FIP. Contours are given in % density of poles. Maximum densities are within the range of the dark grey zones.

Tm_{CO2} range from -56.9 to -57.8°C. Clathrate melting temperatures (Tm_{cl}) range from 2.4 to 11.9°C (mode at 8.5 (1a) / 2.8°C (1b)). Halite melting temperatures (Tm_{halite}) for type 1a inclusions range from 123 to 202°C (mode at 165°C). Th (L) range from 305.6 to 420°C with a mode at 380°C for type 1a and 350°C for type 1b. The vapour phase is constituted of 100 mol% CO2. The calculated chemical bulk composition is the following: ~88.2 mol.% H2O, ~3.5 mol.% CO2 and ~8.4 mol.% NaCl for type 1a and ~90.1 mol.% H2O, ~6.3 mol.% CO2 and ~3.6 mol.% NaCl for type 1b FI (table 2, cf annexe part V).

Generation 2-Lc-(w) and 2-Lw-(c) fluids occur only in V1 and V2 veins as mostly decrepitated FI in syndeformational pseudosecondary trails of inclusions trending NE-SW to N-S in both vein generations (Figure V - 4). These trails are not straight crosscutting FIP and their curved shape suggests that they were affected by ductile intracrystalline deformation (Figure V - 3a and b). They consist of three phase (liquid+vapour+solid), and two phase (liquid+vapour) inclusions. These dendritic, envelope-like and decrepitated inclusions, are evidently related to strong re-equilibration of FI due to internal or confining overpressures (Sterner and Bodnar, 1989), which may have been caused by a tectonic event (rapid decompression for example) (Agard et al., 2000; Küster and Stöckhert, 1997). Microthermoetric results give a very large range of Th and Tm_{ice} (table 1, cf annexe part v) as well for chemical bulk compositions (table 2, cf annexe part V).

Generation 3-Lc-(w)-m aqueous-carbonic fluids occur in intragranular FIP striking either E-W (V1, V2 and V3) or N-S (V1 and V2) (Figure V - 4). Type 3 consists in 20 to 120 µm large, negative crystal shaped FI (Figure V - 3a, b and c). They consist of four phased (H2O liquid, CO2 liquid + vapour and a solid) inclusions where the aqueous phase makes 20 to 30% in volume and the solid phase is composed of marcasite. They show Tm_{CO2} that range from -56.6 to -57.8°C. Th_{CO2} (L) range from 26.0 to 31.1°C. Some of these inclusions homogenise into vapour and critical phase. Tm_{cl} range from 6.7 to 9.7°C. Tm_{ice} range from -2.4 to -7.5°C. Th (L) range from 253.7 to 375°C with two modes (310°C and 360°C). The vapour phase is constituted of ~100 mol.% CO2. Traces of CH4, N2 and H2S have been detected. The calculated chemical bulk composition is the following: ~47.8 mol.% H2O, ~50.8 mol.% CO2, ~ 0.1 mol.% CH4, 0.2 mol.% N2 and 1.1 mol.% NaCl (table 2, cf annexe part V).

Generation 4-Vc-(w) aqueous-carbonic fluids occur in transgranular FIP, striking ENE-WSW (Figure V - 4) in all V1, V2 and V3 veins Figure V - 3a, b and c). Type 4 appears as 1 to 10 µm large, dark negative crystal shaped FI. They consist of three phase (H_2O liquid, CO_2 liquid + vapour) inclusions where the aqueous phase makes 5 to 10% in volume. They show Tm_{CO2} that range from -56.8 and -58.0°C. Th_{CO2}, Tm_{cl}, Tm_{ice} and Th of this type of inclusions are very difficult to observe because of the very small amount of the aqueous phase and the small size of the inclusions. The vapour phase is constituted of ~100 mol.% CO2. Traces of CH4 (<0.1 mol.%) and N2 (~0.5 mol.%) and H2S(<0.1 mol.%) have been detected (table 2, cf annexe part III). Generation 4 FIP crosscut generation 3 FIP and are crosscut by generation 5 FIP (Figure V - 3a) which constraints their relative chronology.

Generation 5-Lw-(c) fluids occur in transgranular FIP in all three vein generations (Figure V - 3a, b and c). Type 5 are 10 to 40 µm large FI and consist of two phased (liquid+vapour) aqueous inclusions with traces of gas and where the gas bubble makes 10% in volume. Several subtypes are differentiated on the basis of the shape, the volume percentage of the gas bubble and the preferential orientations of the respective FIP (generation 5a, 5b and 5c). Indeed, the strike and dip-angle of these transgranular FIP are distributed over a wide range spanning from E-W (generation 5b and 5c) to NW-SE (generation 5a) Figure V - 4).

Type 5a-Lw-(c) stretched and elongated aqueous FI show Tm_{ice} ranging from -2.6 to -8.0°C. Th into liquid phase range from 254.1 to 300.3°C. The vapour phase is constituted of ~98.5 mol.% CO2. Traces of CH4 (1.3 mol.%) and N2 (0.2 mol.%) have been detected (table 3, cf annexe part V).

Type 5b-Lw-(c) regular round shaped aqueous FI show Tm_{ice} ranging from -0.4 to -5.4°C. Th into liquid phase range from 156.7 to 257°C. The vapour phase is constituted of ~91.1 mol.% CO2, 3.3 mol% CH4 and 5.6 mol% N2.

Type 5c-Lw-(c) irregular and flat shaped aqueous FI show Tm_{ice} ranging from -1.6 to -3.1°C. Th into liquid phase range from 141.8 to 218.3°C. The vapour phase is constituted of ~99.3 mol.% CO2. Traces of CH4 (0.4 mol.%) and N2 (0.3 mol.%) have been detected.

V.6 Discussion

The structural, microstructural and FI data presented in this study provide the basis to reconstruct a fluid trapping sequence in metamorphic rocks exhumed during the development of the Naxos MCC.

V.6.1 Microtectonics and vein fabrics

The structural characteristics of quartz veins provide a record of the evolving P-T and fluid trapping conditions as metamorphic rocks are exhumed from deeper to shallower crustal levels. The most transposed, and thus oldest veins (V1), are characterised by ductile shearing. Microstructural

analyses of these different quartz vein types also indicate that V1 and V2 veins were deformed at higher temperatures and within a higher strain field than the later crosscutting V3 veins. Nevertheless, the fact that the discordant to the mineral and stretching lineation and thus post ductile deformation veins V3 still show static recrystallisation of the quartz grains, indicates that the range in temperature within which the three types of veins formed is around 350°C to 450°C and in terms of deformation defined within the ductile/brittle transition domain (Drury and Urai, 1990; Hirth and Tullis, 1994; Kenis et al., 2005; Stipp and Kunze, 2008; Stöckhert et al., 1999). The presence of large amounts of fluids within V3 veins could also be a possible vector for quartz recrystallisation.

V.6.2 Chronology of fluid trapping

Generation 0, aqueous carbonic fluids, were trapped as primary FI in V1 veins during overall ductile deformation of the host rock. These inclusions were preserved from following deformation and recrystallisation owing to their position within muscovite, biotite and orthoclase crystals.

Generation 1a and 1b, high salinity fluids, are trapped synchronous to static recrystallisation of V1 veins and are affected by post-recrystallisation crystal-plastic deformation. Generation 0, 1a and 1b fluids are absent within V2 and V3 veins, which is in agreement with relative chronologies between veins and fluid generations. This means that V2 and V3 veins formed after circulation and trapping of type 0, 1a and 1b FI.

Generation 2 aqueous-carbonic fluids are found within V1 and V2 veins within intragranular curved trails coeval to, or overprinted by crystal-plastic deformation. As they are contained within N-S directed trails, they might have formed within the same stress field as V2 veins which are also N-S directed. The decrepitated character of these fluids is due to post fluid trapping crystal-plastic deformation which results in contrasting pressures within the FI with respect to the host quartz grain.

Generation 3 aqueous-carbonic fluids are found in intragranular FIP within V1, V2 and V3 veins and postdate crystal-plastic deformation that affected generation 2 fluids. Comparable to generation 2 fluids, generation 3 fluids were also partially trapped in N-S directed FIP but are not affected by ductile deformation. On the other hand, generation 3 fluids are especially well expressed within E-W oriented FIP, comparable to generation 4 fluids, which is consistent with top to the north extension. A possible interpretation is that generation 3 FIP formed as the host rocks undergo alternatively ductile and brittle deformation as a function of fluid pressure reflecting the decreasing temperature and pressure conditions as these rocks are exhumed. Generation 2 fluids evolve during ductile deformation and generation 3 and 4 fluids are trapped as the host rocks evolve from ductile to more brittle deformation.

Generation 5 aqueous fluids were trapped during brittle deformation as rocks get connected to the aqueous fluid reservoir after having passed through the ductile brittle/transition.

V.6.3 Chemistry and source of fluids

The salinity decreases drastically from type 1a (~30 wt% NaCl), type 1b (~21 wt% NaCl) to type 3 FI (~7.1 wt% NaCl) (Figure V - 5). However, the Th decrease only slightly from 350/380°C for type 1a, to 310/360°C for type 3 FI. The evolution from type 3 to type 5 FI only shows a decrease in Th whereas the salinity does not show any significant modification. The large distribution of homogenization temperatures for type 2 FI reflects partial fluid leakage during decrepitation and thus the changes in volume and composition.

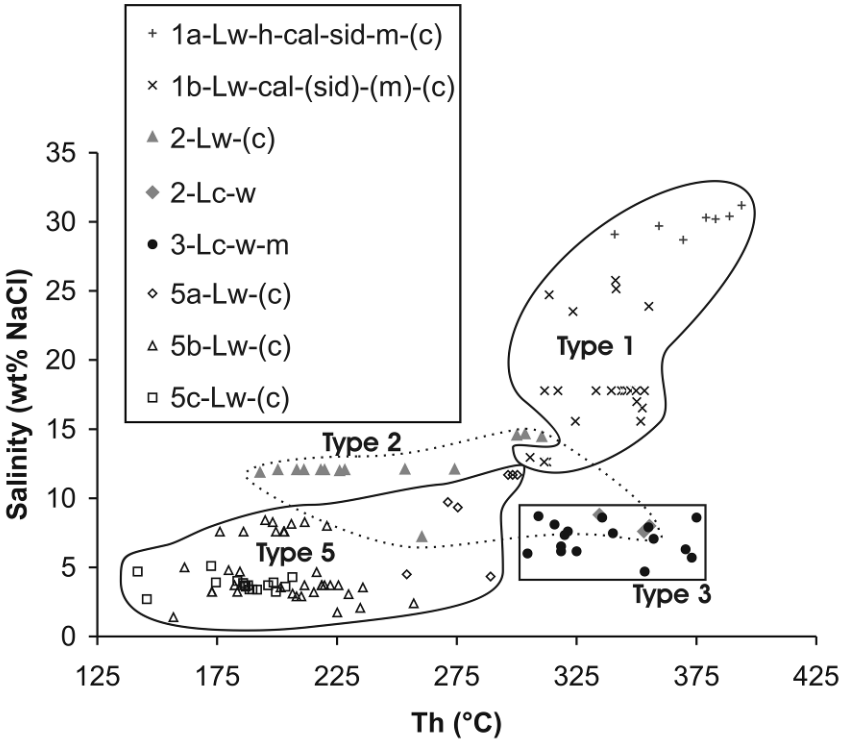


Figure V - 5: Homogenization temperature (Th) versus salinity plot.

The global correlation between salinity decrease and Th decrease (Figure V - 5) might be interpreted as resulting from progressive fluid evolution during exhumation. This distribution could also be interpreted as representing the contribution from at least two different fluid sources.

V1 veins contain fluids showing the highest Th and salinity (type 1a and 1b) that could correspond to a discrete event of circulating magmatic fluids before the formation of V2 and V3 veins. Stable isotope studies of post-peak-M2 fluid-infiltration-driven reactions in some calcsilicates indicate a magmatic source (Baker et al., 1989) for the high salinity fluid circulations (generation 1a and 1b). These fluids might have either derived from crystallising syn-M2 magmas or from magmatic activity

related to post-M2 calcalkaline plutonism expressed by the western Naxos granodiorite intrusion (Figure V - 1).

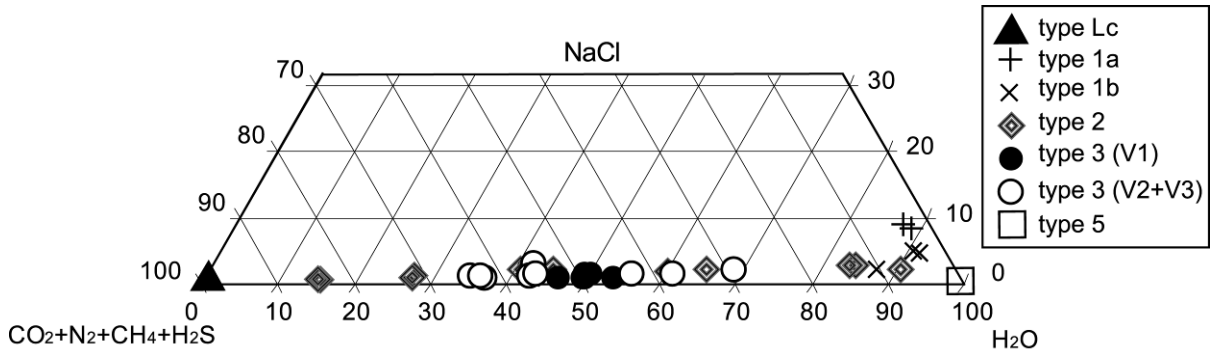


Figure V - 6: Bulk composition (in mol%) shown in a ternary diagram H_2O – NaCl – gas (CO_2 + N_2 + CH_4 + H_2S).

The bulk composition ternary diagram (Figure V - 6) for total gas, water and salt ratios shows a large variability for aqueous carbonic FI, although it is difficult to estimate the water content. Type 0 FI are constituted of 100% gas phase. For type 2 FI, the water content is variable as they have undergone deformation and therefore suspected to have leaked part of the gas and water whilst they decrepitated. Type 3 FI show a rather constant water content ranging from 46 to 54% within V1. The chemical homogeneity of the gas phase for aqueous-carbonic FI of type 0, 2, 3 and 4 (table 2, cf annexe) suggests that they were originated from the same fluid source and are in equilibrium with the high grade metamorphic host rocks. The presence of CO_2 in these fluids might be explained by selective enrichment of CO_2 in the vapour phase during partitioning of water into partial melt segregations (Buick and Holland, 1991) or by decarbonation reactions of the marbles. The water within type 2, 3 and 4 FI may be issued from metamorphic reactions (dehydration of micas for example) from the surrounding schists and marbles from the middle unit during M2 peak metamorphism. Based on the relative abundance of the FI, these metamorphic fluids are quantitatively the most abundant ones trapped within the migmatites from the southern part of the dome. Their ubiquity indicates that they were circulating throughout the exhumation of these rocks across the ductile/brittle transition. These aqueous-carbonic fluids were present during V1 formation and thus during ductile deformation and later on within the ductile/brittle transition domain as they were trapped within V2 and V3 veins. In the light of the close compositional relationships between type 0, 2, 3 and 4 FI, these 4 generations of fluids are probably originated from the same source (syn-M2 metamorphic reactions). Generation 4 fluids are somewhat the end member of evolving aqueous-carbonic fluids as rocks pas through the ductile-brittle transition. The variety of composition and volume of type 0, 2, 3 and 4 FI indicates a non constant volume and non isochoric evolution during uplift and exhumation. In view of the prolonged history of syn- (generation 0) to post-M2

ductile deformation, dynamic and static recrystallisation (generation 2 and 3) and brittle deformation (generation 4) documented in the three generations of quartz veins from the southern part of the migmatites, it is possible that type 4 FI formed after selective loss of water from type 2 and 3 FI as a result of the tectonic exhumation of the MCC. This suggestion is consistent with the observation that especially type 2 FI show evidences of massive decrepitation textures. Such selective water leakage from generation 0, 2 and 3 fluids has been demonstrated in experiments by Bakker and Jansen (1990), even for low degrees of quartz recrystallisation and end up with the formation of generation 4 fluids. Water loss and formation of generation 4 FIP might be possible as fluid overpressures affect type 0, 2 and 3 FI during exhumation.

Type 5 FI are constituted of nearly 100% water and contain only small amounts of gas. They are characterised by low salinity and much lower Th (Figure V **- 5**) and probably correspond to surface-derived meteoric fluids that get trapped within FIP in the quartz veins during brittle deformation. The salinity is also decreasing with decreasing Th from type 5a to 5c FI which indicates less fluid rock interactions as quartz veins get exhumed and thus trapping occurs closer to the meteoric source. These aqueous fluids do not show any evidence for mixing with generation 3 and 4 fluids, suggesting that these fluid circulations are chronologically distinct and thus infer trapping conditions that differ in time as they where trapped within the same host rock.

V.6.4 P – T evolution

Isochores are calculated for each type of fluid combining results from microthermometry and Raman analysis. Fluid chronology described above allows for reconstruction of the Pressure-Temperature evolution (Figure V - 7).

As type 0 FI were trapped as primary inclusions within solid inclusions of muscovite, biotite and orthoclase, they yield minimal trapping conditions within the stability domain of these host minerals (Frey et al., 1991). Minimal trapping temperatures of 420°C are thus applied to these fluids. On the other hand pressures are more difficult to estimate especially as the isochors indicate relatively low pressures (75 to 175MPa) compared to chronologically later trapped generation 3 fluids. The quartz vein mineral assemblage does not provide constraints for the upper limit for temperature but according to the metamorphic conditions recorded in the migmatite core (Buick and Holland, 1989b; Duchêne et al., 2006), temperatures may have reached more than ~700°C. As type 0 primary inclusions are interpreted to be trapped during M2 peak metamorphism and thus at a deeper structural level than post-M2 metamorphic type 2 and 3 FI, the calculated relatively low trapping pressures may reflect water leakage during static recrystallisation (Bakker and Jansen, 1990)

and thus during synchronous trapping of generation 1a and 1b fluids. Thus the estimated trapping T-P conditions of type 0 FI range from 500 up to 700°C and 300 up to 500MPa, respectively.

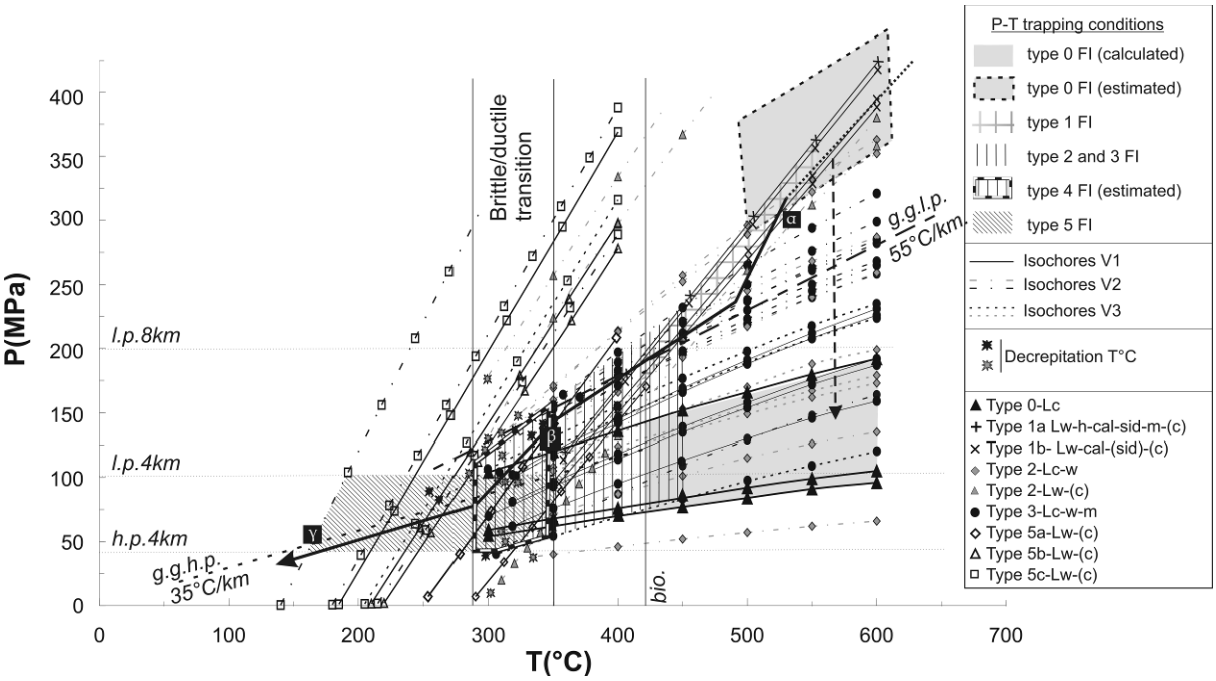


Figure V - 7: P-T conditions during exhumation. Abbreviations: FI = Fluid inclusions, bio. : biotite, l.p.8km : lithostatic pressure at 8 km depth, l.p.4km : lithostatic pressure at 4km depth, h.p.4km : hydrostatic pressure at 4km depth, g.g.l.p. : geothermal gradient of 55°C/km at lithostatic pressure, g.g.h.p. : geothermal gradient of 35°C/km at hydrostatic pressure. α, β, γ refer to the different evolution stages shown in Fig. 8. Nomenclature for fluid inclusion types is given in section 4.1. The black arrow indicates the suggested P-T pathway of the studied rocks during exhumation. The dashed black arrow indicates pressure drop of type 0 FI after water leakage.

For high salinity FI (type 1a and 1b) minimal trapping temperatures (Th) range from 350 to 400°C. This yields minimal pressures of 80-175 MPa, when considering the isochors (Figure V - 7). In V1, biotite is stable and not affected by recrystallisation and thus trapping condition of generation 1 fluids may be considered to have occurred at temperatures higher than 420°C based on the minimum temperature for biotite stability (Frey et al., 1991). For temperatures up to 550°C, trapping pressures are in the range of 175-375 MPa, yielding depth estimations of 7 to 14 km at lithostatic pressure. This range of P-T conditions reflects the beginning of the cooling and exhumation history at syn to post-M2 metamorphic conditions and is in agreement with data from thermobarometry of the high grade metamorphic rocks (Buick, 1988; Buick and Holland, 1989b; Duchêne et al., 2006). If we consider that these fluids derived from crystallising syn-M2 magmas their entrapment would have occurred at about 15 to 16 Ma (Duchêne et al., 2006). On the other hand, they might be related to magmatic activity from post-M2 calcalkaline plutonism and thus related to the granodiorite

intrusion in the western part of Naxos Island (Figure V - 1b) if we consider minimal P-T trapping conditions as geobarometric data from the pluton suggest emplacement at pressures of 150 to 270 MPa (Pe-Piper, 2000). This interpretation suggests trapping of these fluid circulations occurred at about 13 Ma (Andriessen et al., 1979; Keay et al., 2001; Pe-Piper et al., 1997) postdating peak-M2 metamorphism.

Type 2 FI are decrepitated which precludes estimating meaningful pressure temperature trapping conditions. Type 3 FI display minimal P-T trapping conditions of 300-375°C and 50-175 MPa respectively Figure V - 7). There are no mineralogical assemblages constraining the P-T trapping conditions for type 3 FI. Nevertheless, considering chronological relationships between generation 1 and generation 3 fluids, trapping conditions for type 3 FI are probably 300-450°C and 50-230 MPa corresponding to depth ranging from 2 to 7 km (lithostatic pressure). This large range of trapping pressures indicates probably important pressure changes and pressure drop as rocks approach the ductile/brittle transition during exhumation. As these fluids were trapped within FIP coeval to, or overprinted by crystal plastic deformation, they might have been the result of fluid overpressures within the lithostatic pressure regime and thus do not reflect brittle deformation at a hydrostatic pressure regime. Selective loss of water from type 0, 2 and 3 FI, reflected by their variable water content, might explain this wide range of isochors and thus wide range of P-T trapping conditions during tectonic exhumation of the metamorphic rocks. This suggestion is consistent with the observation that especially type 2 FI show evidences of massive decrepitation textures and/or define isochors that pass below the P-T conditions of M2 peak metamorphism as it is the case also for type 0 and some type 3 FI. Thus the record of these variable trapping conditions for these metamorphic fluids might reflect remobilisations after M2 peak metamorphism, during changing P-T conditions as rocks pass through the ductile/brittle transition. These data support the previously discussed common origin of these fluids as they might be the result of continuous changes in volume and composition from type-0 (syn-M2 metamorphic fluids) to type 2, 3 and 4 (post-M2 metamorphic FI) during uplift and tectonic exhumation.

The P-T trapping conditions of generation 4 fluids are ill-constrained. As they are younger than generation 3 fluids and trapped during brittle deformation before aqueous fluids (generation 5), it is proposed that trapping temperatures range from 280 to 350°C and pressures range from 40 to 150 MPa (Figure V - 7). These fluids might translate the passage of the aqueous carbonic fluid reservoir into brittle deformation at a hydrostatic pressure regime. Another explanation might be that these fluids, as they were trapped in transgranular FIP are coeval to fluid overpressures as rocks pass through the ductile/brittle transition. This might explain why they did not mix with the overlying meteoric fluid reservoir and thus might be trapped under lithostatic pressure regime and be

considered as the end member of the evolution of the CO_2 rich metamorphic fluid reservoir during exhumation.

For low salinity meteoric FI (type 5a, 5b, 5c) trapped during brittle deformation, under hydrostatic pressure, trapping temperatures range from 160 to 350°C (275-350°C for type 5a, 240-310°C for type 5b and 160-280°C for type 5c) and thus pressure range from 40 to 100 MPa (Figure V **- 7**). The narrow range of Th within a single FIP (less than 5°C) for type 5a, b and c FI suggests that they remained unchanged after trapping. Therefore, the scattering of the Th values from one FIP to another for type 5a, 5b to 5c is interpreted as due to trapping of a fluid at decreasing pressures and temperatures (Boullier et al., 1991). The immature shape of type 5c inclusions indicates poorly healed microcracks and is consistent with lower trapping temperatures compared to the mature type 5a and 5b (Smith and Evans, 1982).

In summary, type 0 fluids and type 1 high salinity fluids were trapped under lithostatic pressure as they were primary fluids trapped during ductile deformation at syn-M2 metamorphic conditions. Type 2 and 3 fluids were trapped during alternating ductile and brittle deformation, at the ductile/brittle transition at post-M2 metamorphic conditions. Type 4 and 5 were trapped during brittle deformation and thus under hydrostatic pressure. During early stage α (only ductile deformation) (Figure V - 7) and transition to stage β (ductile and brittle deformation) (Figure V - 7), fluids are trapped at 5 ± 2km depth under a lithostatic pressure that yields a high geothermal gradient of 55°C/km. This high gradient is in agreement with a rapid exhumation characterised by dominant heat advection compared to conduction. When only brittle deformation was recorded (stage γ) (Figure V - 7), aqueous fluids were trapped down to 4km depth under hydrostatic pressure and a geothermal gradient of 35°C/km.

V.6.5 Model of fluid migration

The fluid record from the leucogneiss described above serves as a basis to propose a 1D model for the evolution of fluids circulating in the metamorphic rocks during their exhumation concomitant with the development of the Naxos MCC (Figure V - 8):

During an early stage α, primary aqueous-carbonic fluids (generation 0) got trapped during the formation of V1 veins that are interpreted to be veins that formed at syn-M2 peak metamorphic conditions. During static recrystallisation, primary high salinity magmatic fluids were recorded within the first generation of quartz veins (V1), that were further on transposed as they undergo ductile deformation. These fluids are potentially issued from one of the numerous magmatic intrusions (leucogranite and granodiorite).

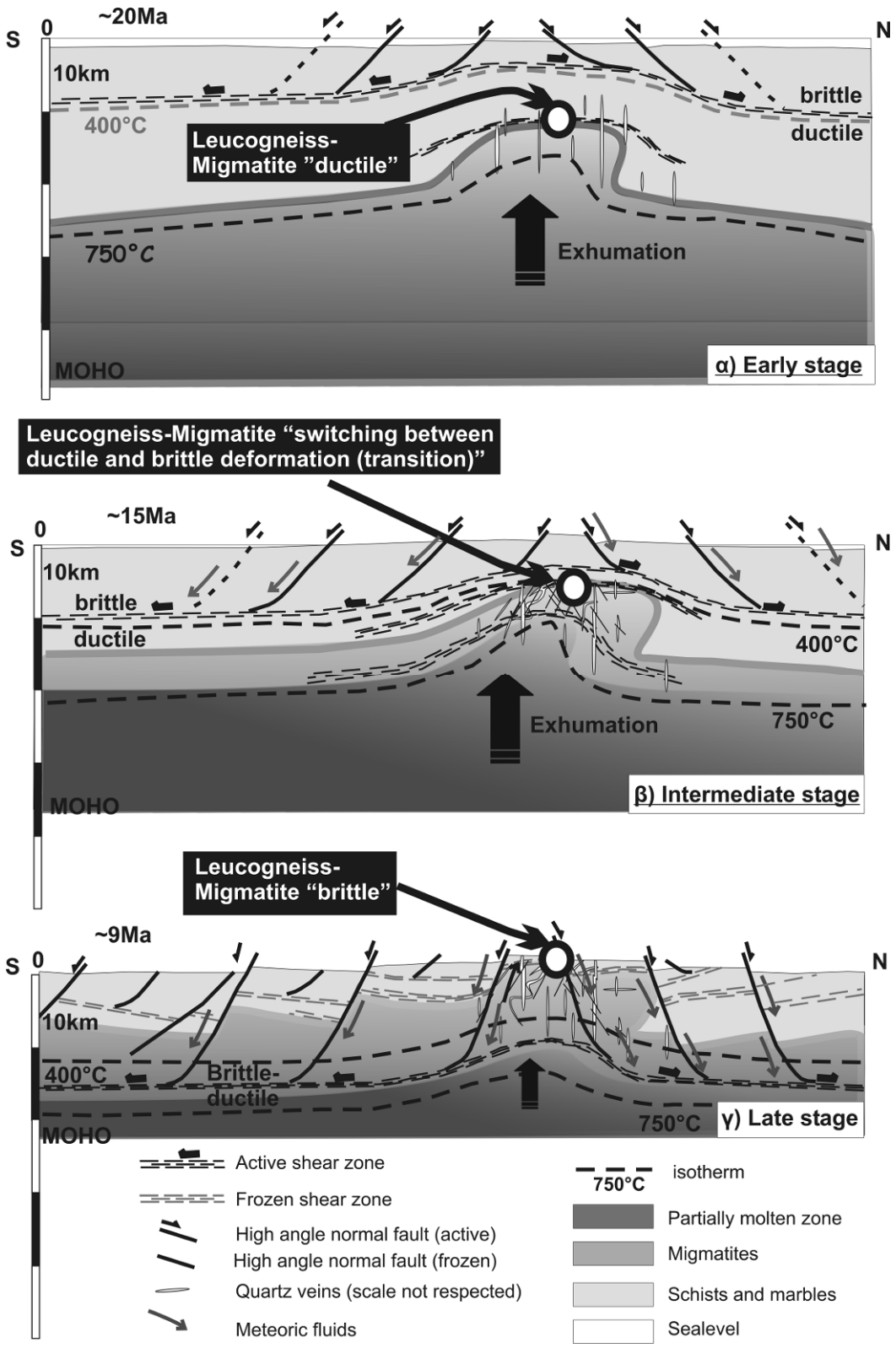


Figure V - 8: Conceptual model for the fluid circulations during the different stages of exhumation considering rocks that migrate through the ductile/brittle transition. Early stage α: V1 veins form and generation 0 primary aqueous carbonic fluids got trapped during M2 metamorphism. Intermediate stage β: V2 and V3 veins form within the reservoir of metamorphic fluids. The aqueous carbonic fluid reservoir (zone below the detachment) is not connected with the meteoric fluid reservoir (greyish arrows). Late stage γ: High angle faults crosscut the frozen shear zone. Meteoric fluids penetrate to a deeper level within the crust (greyish arrows). The meteoric and the metamorphic fluid reservoir connected.

During an intermediate stage β (Figure V - 8), aqueous-carbonic fluids (generation 2, 3 and 4) were trapped in quartz veins (V1 to V3) and respective host rocks (leucogneiss and migmatite) within N-S and E-W oriented FIP. After formation of these veins the quartz grains show recrystallisation textures with grain boundary migration and subgrain formation. The leucogneiss and migmatite unit was affected by alternating brittle and ductile deformation as attested by trapped metamorphic fluids within FI trails coeval to, or overprinted by crystal-plastic deformation. The distribution of type 2 and 3 FI with respect to the quartz microstructures is interpreted as a cyclic switching from dislocation creep (Hirth and Tullis, 1992) to brittle behaviour within the quartz veins. The metamorphic fluid reservoir was not connected at that time to the meteoric fluid reservoir which might indicate that it was still below the crustal-scale brittle-ductile transition and thus not affected by faults reaching the surface. Type 4 FI, in the light of their close chemical relationship with type 2 and 3 FI, may be the result of microcrack formation due to decrepitation of generation 2 and 3 fluids (Boullier et al., 1991; Pêcher, 1981; Pêcher and Boullier, 1984). These fluids might be the result of strong fluid overpressures below the detachment within the aqueous-carbonic fluid reservoir. Thus generation 4 is somewhat the latest expression of generation 2 and generation 3 as the rocks evolve from ductile to more brittle deformation. The passage from V3 formation and trapping of generation 3 fluids to generation 4 FIP formations would than best express the exhumation of the metamorphic rocks into the brittle deformation domain.

Then, a drastic migration of the ductile/brittle transition to a much deeper level occurred (stage γ) (Figure V - 8). Both reservoirs, the superficial meteoric (generation 5 fluids) and the more deep seated metamorphic (generation 0, 2, 3 and 4) and magmatic one (generation 1a and 1b), connected. At that point, brittle deformation in the migmatites allowed rapid migrations of relatively cold surface derived fluids within deeper levels of the crust. This rapid cooling involved this rather instantaneous migration of the brittle/ductile transition.

V.7 Conclusion

Combining knowledge of regional geodynamics with focalised microtectonic studies, FIP geometries and determination of fluid P-T-chemical composition characteristics is an accurate methodology to decipher relative chronologies and the respective sources of fluid circulations.

Fluid circulation in Naxos is characterised by the formation of quartz veins encompassing veins that are partially to totally transposed into the ductile foliation and discordant veins. These structural relationships reflect alternating brittle deformation responsible for vein formation and ductile deformation attested by transposition of the veins. The distribution of FI with regard to microstructures leads to the same conclusion. Primary FI are isolated and distributed in association

with microstructures reflecting ductile deformation. Intragranular FIP are curved and attest for alternating microcracking and crystal-plastic deformation. Transgranular FIP reflect brittle deformation. Cross-cutting relationships among these macro- and microstructures are consistent with progressive evolution from high-temperature ductile to low-temperature brittle conditions.

The composition of the fluids determined by microthermometry and Raman spectroscopy indicates three distinct sources. High-salinity fluids are interpreted to represent magmatic fluids. Aqueous-carbonic fluids are correlated to metamorphic reactions affecting surrounding marble and schists during M2 metamorphism. Aqueous fluids are attributed to a meteoric source. The chronology for relative trapping of these fluids is deduced from microstructural analysis. Their trapping P-T conditions are obtained from mineralogical and chemical data. First stage high salinity fluids were trapped at temperatures and pressures ranging from 420 to 550°C and 175 to 375MPa, respectively. Second stage metamorphic fluids were trapped at 300 to 450°C and 50 to 175 MPa. Third stage aqueous fluids have recorded temperatures and pressures ranging from 160 to 350°C and 40 to 100 MPa respectively. These data indicate that metamorphic fluids were trapped during exhumation of the metamorphic rock within a continuum from first stage (syn-M2) ductile deformation to later deformation as rocks pass through the ductile-brittle transition (post-M2). The trapping of magmatic fluids corresponds to a discrete event during this history. Meteoric fluids were trapped as the host rock was affected by brittle deformation. This implies that fluid circulation during the development of the Naxos MCC was organized in two distinct reservoirs. A deep reservoir characterised by the circulation of metamorphic fluids and a reservoir penetrated by meteoric fluids. Such fluid reservoirs are also recorded in other regions during exhumation as exemplified in the Variscan Range by Boiron et al. (2003). The transition between these reservoirs corresponds to the brittle/ductile transition. The higher geothermal gradient (55°C/km) recorded by FI trapped under lithostatic pressure below the ductile/brittle transition compared to the one obtained from FI of type 5 (35°C/km) trapped under hydrostatic pressure above the ductile/brittle transition suggest a drastic change of the thermal regime across the brittle/ductile transition.

Acknowledgments

We would like to acknowledge Paul Bons for insightful and stimulating discussions on quartz vein microstructures. We thank also Thérèse Lhomme who made the Raman spectroscopy analyses and Cédric Demeurie and Jean-Luc Lemineur, who prepared all of the samples.

PARTIE VI: CHEMISTRY OF FLUIDS CIRCULATING WITHIN THE NAXOS METAMORPHIC CORE COMPLEX (CYCLADES, GREECE): IDENTIFICATION OF FLUID SOURCES AND RESERVOIRS DURING EXHUMATION

Siebenaller L., Boiron M.C., Banks D. and France-Lanord C.

VI.1 Introduction

To introduce this study we present a simplified model for the fluid reservoirs at the crustal scale (Figure VI- 1). This model will serve as a basis to discuss the more complex reasoning when introducing the spatial-temporal evolution of the crust in a specific geodynamic context affecting the chemical and physical behaviour of these fluid reservoirs.

The deepest fluid reservoir is the mantle. A multitude of fluid inclusion studies (Fonarev et al., 1998; Andersen et al, 1990; Lamb et al. 1987; Touret, 1987; Touret and Hartel; 1990) of granulite facies rocks, eclogites and peridotites focused on the characterization of fluids trapped within deep-seated fluid reservoirs. One of the questions evoked here is if these mantle-derived fluids are able to circulate pervasively into the lower crust and if we can trace them within a mid-crustal partially molten layer (migmatites).

The second major reservoir is fluids released by metamorphic reactions and equilibrated with crustal rocks (Figure V-1). It comprises fluids from the lower crust within heterogeneous and anisotropic rocks with very distinct physical and chemical properties. The upper limit of the “metamorphic” fluid reservoir is difficult to constrain, but is set arbitrarily here at the ductile/brittle transition (Sibson, 1983) as we consider that after entering the brittle domain, the initial metamorphic signature will be modified as mixing with surface derived fluids might occur. The nature of the host rocks will necessarily influence the nature of the residual fluid phase trapped within the host minerals of the various crustal rocks. The fluids potentially trapped from this reservoir are issued from various metamorphic reactions that these rocks underwent when participating in crustal scale tectonics (Yardley, 1997). One of the questions that arises here is if it is possible for fluids trapped within this reservoir to migrate into the brittle upper crust and mix with surface derived fluids or even flow down into the upper mantle and mix with mantle-derived fluids. Fluids issued from prograde metamorphism are characterized by a near lithostatic fluid pressure gradient (Thompson and Connolly, 1992). These fluids remain trapped as minute amounts of free fluids along grain boundaries or in fluid inclusions in the minerals until they get dislodged by thermally-induced hydrofracturing, deformation or tectonic uplift where mixing with retrograde metamorphic fluids might occur. Thus these fluids are hard to constrain chemically as they will constitute a mixture of various components

issued from different metamorphic events during prograde to retrograde metamorphism depending directly on the tectonic settings – continental collision zones, continental extension zones, oceanic spreading centres, subduction zones and accretionnary-wedge complexes. It is to be expected that metamorphic fluid migration processes need not to be identical (in the sense of efficiency of mass and heat advection) in these quite different tectonic settings.

The third reservoir is located in the brittle upper crust where fluids are trapped within basins during diagenetic processes on one hand and on the other hand flow along open fractures and an open porosity down towards the brittle/ductile transition under a hydrostatic pressure regime in crystalline rocks. Such fluids might be of basinal or meteoric origin depending on the surface conditions and constitute a geothermal convective system as they heat up at deeper levels of the upper crust.

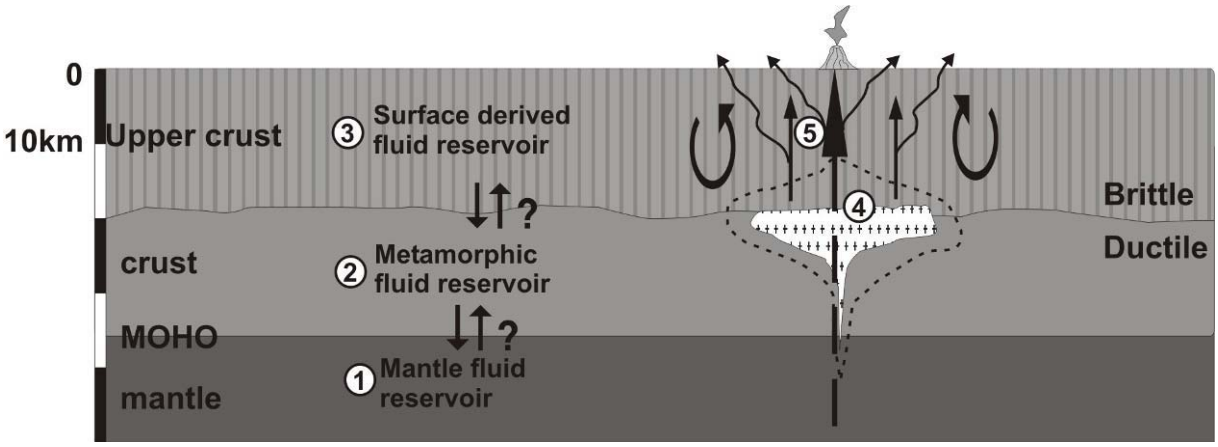


Figure VI- 1: Schematic simplified crustal scale cross-section showing the potential fluid reservoirs:
1) mantle-derived fluid reservoir; 2) aquo-carbonic fluid reservoir; 3) surface derived fluids 4) magmatic fluid reservoir 5) hydrothermal and geothermal fluid circulations.

This study focuses essentially on the spatial-temporal evolution of these three potential fluid reservoirs. The scenario for potential fluid migrations within the crust is illustrated with the simple model shown in Figure VI- 1. As the crust starts undergoing deformation when entering into active convergence between two tectonic plates, the formation of an accretionnary belt and thus crustal thickening associated to high pressure-medium temperature prograde metamorphism will be the consequences. This process culminates in partial melting (High temperature metamorphism) of the highly radiogenic middle crust. After peak MP-HT metamorphism these deep-seated structural units will be exhumed to the surface along low angle detachments accompanied by retrograde metamorphic reactions during crustal scale extension. Such a scenario may involve complex metamorphic reactions and thus variable fluid compositions and fluid pathways as these rocks get exhumed. To get an accurate interpretation of the geochemical data presented in this study it will be of high importance to invoke first all of the potential fluid sources and fluid reservoirs that could be

involved in the formation of a Metamorphic Core Complex (MCC), during a period of crustal gravitational collapse.

Figure VI- 2, shows a conceptual model, summarizing the potential fluid circulations within the orogenic crust from crustal thickening to crustal thinning and exhumation of high-grade metamorphic rocks. Several potential fluids sources and reservoirs can be figured out on this schematic representation and will be detailed in the following paragraphs.

- **Mantle-derived fluids (Figure VI- 2)**

Recent investigations on fluid circulations at convergent plate boundaries focused on the release of considerable fluid quantities during dehydration and decarbonation reactions affecting subducting slabs (Muryama and Okamoto, 2007, Dasgupta et al., 2004). Before reaching the trench, the oceanic crust is affected by hydrothermal fluid-alteration ("ocean floor metamorphism" of Miyashiro, 1973) down to depths of 800m. The H_2O phase is fixed as loosely bounded water in sheet silicates or as pore space and structural water in the crystalline phases. Fluid trapped within the pore space of the subducting oceanic crust and overlying sediments will be expelled within the 10-15km depth range (Moore, 1992). Loosely bounded water (H_2O^-) is released at shallow depths from 15 to 20 km. Subsequently, the subducted oceanic crust undergoes subduction-zone metamorphism and continues to release H_2O by dehydration reactions, to the overlying mantle wedge. Maruyama and Okamoto (2007) proposed a new model for water infiltration from the subducting slab into the mantle transition zone. The genesis of magmatism in subduction zone environments is attributed to the presence of such water (Wyllie, 1988) as it decreases the melting temperature of the mantle wedge peridotite (Ringwood, 1975, Delany and Helgeson, 1978, Tatsumi et al., 1986).

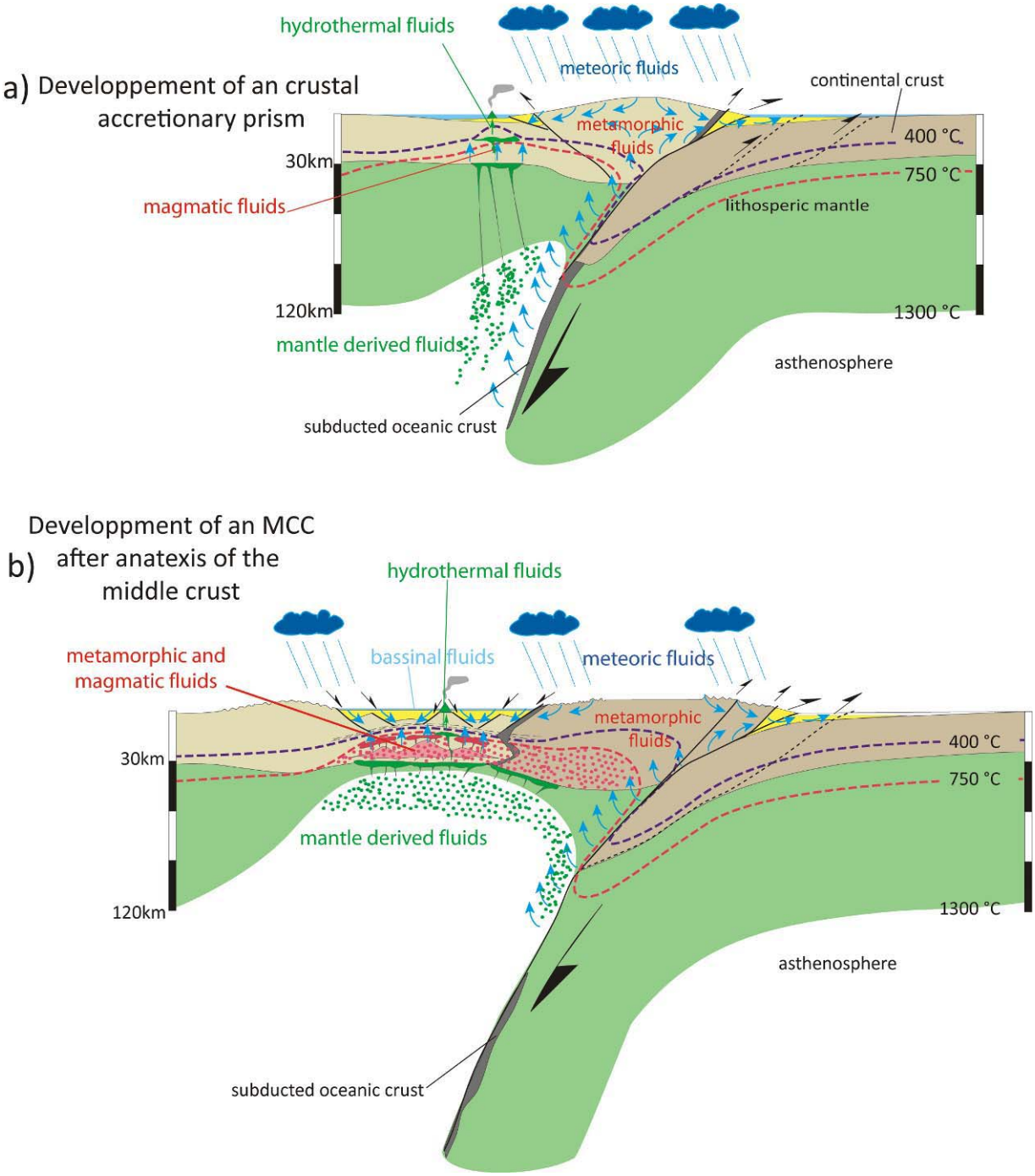


Figure VI- 2: Conceptual model of fluid circulations from their potential source towards the reservoir within the orogenic crust from crustal thickening **(a)** to crustal thinning **(b)**.

On the other hand not only H_2O is considered as a fluid phase when investigating on mantle-derived fluids but also CO_2. Decarbonation reactions of subducted limestones and carbonated metabasalts are a plausible source. Recent work on granulite facies rocks attests for the preservation of high-density CO_2 rich fluids in such rocks (Bakker and Mamtani, 2000, Tsunogae et al., 2002, Santosh et al., 2003, Santosh and Tsunogae, 2003, Sarkar et al 2003, Cuney et al., 2007).

**) The case of the Cyclades*

In the geodynamic context of the Cyclades, Schuiling, (2004) on Milos island and Kreulen (1980, 1988) and Schuling and Kreulen (1979) on Naxos Island, proposed that the CO_2-H_2O fluids, trapped throughout the crust, represent mantle-derived fluids in order to explain the difference in $\delta^{13}C$ signature between calcite marbles (+1 to +3‰) and CO_2-H_2O fluid inclusions from quartz aggregates within the interlayered schists (0 to -5‰). Calcium carbonate introduced in the oceanic crust during hydrothermal alteration accounts for a flux of 2.3-3.7x10^{12} mol carbon/year into the mantle (Alt and Teagle, 1999, Jarrad, 2003). A significant portion of this carbonate resides in the top 300m of altered basalts, where the average CO_2 content is ~3wt% (Alt and Teagle, 1999) and most of this signature is believed to be preserved during subduction related dehydration or silicate melting (Yaxley and Green, 1994, Molina and Poli, 2000, Kerrick and Connolly 2001). Schuiling (2004) argued that these fluids originate from intermediate depth in the mantle (>400km) and account for the formation of subduction-related magmas, as well as for partial melting within the lower crust as these hot fluids are rapidly transported upward by convection through the mantle wedge. Yaxley and Brey (2004) show that carbonate minerals are preserved in anhydrous or slightly hydrous carbonated eclogite to temperatures >1100°C and >1200°C at 5 and 9GPa, respectively. Thus, deep subduction of carbonate is expected along any plausible subduction geotherm. Carbonated eclogite bodies entering the convecting upper mantle will release carbonate melt near the top of the mantle transition zone. Upon release, this small volume, highly reactive melt could be an effective agent of deep mantle metasomatism (Daspagupta, 2004). Comparison of carbonated eclogite solidus with that of peridotite-CO_2 shows a shallower solidus-geotherm intersection for the latter (Daspagupta, 2004). This implies that carbonated peridotite is a more likely proximal source of magmatic carbon in oceanic provinces.

The example of potential mantle-derived fluids that might also be recorded during the formation and evolution of the MCC of Naxos Island shows how ambiguous it is to discuss the original source and the pathway of fluid circulations throughout the lithosphere. The potential sources for mantle-derived fluids are first of all the sediments and CO_2 rich metabasalts from the subducting oceanic crust. Furtheron this H_2O-CO_2 fluid may circulate across the mantle wedge, decrease melt temperatures and thus originate magmatism and on the other hand transport heat in order to be capable to enhance partial fusion within the lower crust as proposed by Kreulen (1980, 1988) and Schuiling and Kreulen (1979) and Schuiling (2004). These large volumes of H_2O-CO_2 mantle-derived fluids might even reach the surface during volcanic activity at convergent plate boundaries (Rogie et al, 2000, Schuiling, 2004). Gas vents are extremely efficient pathways for transporting large amounts

of deeply derived CO_2 from gas reservoirs to the surface (Rogie et al., 2000). We would then probably call these gases hydrothermal fluids and no more mantle-derived fluids.

- **Metamorphic fluids (Figure V-2)**

Metamorphic fluids are to a large extent issued from metamorphic reactions during prograde, retrograde or contact metamorphism. Many fluid inclusion studies focus on the exhumation P-T path, derived from fluids entrapped during extensional tectonics (i.e. folding: e.g. Boullier et al., 1991; Crispini and Frezzotti, 1998 or shearing: e.g. Selverstone et al., 1995, Huizenga and Touret 1999). In the Cyclades, rocks undergo first prograde HP-LT metamorphism during burial and continental accretion, followed by an increase in temperature for the lowest structural level and eventually retrograde metamorphism marked by decompression and cooling during the formation of MCC (Buick and Holland, 1991, Jansen and Schuilling, 1976, Duchêne et al, 2006). These metamorphic units are crosscut by an intrusive granodiorite pluton (Jansen 1973). The rise of volatile-rich magmas with decompression and cooling will also promote crystallization and exsolution of the volatiles (Matthews et al., 2003). Metamorphism arising from the infiltration of silica-rich fluids derived from crystallizing anatectic melts has been demonstrated in a number of fluid inclusion, petrologic, and stable isotope studies of high-grade metamorphic terrains (e.g., Olsen, 1987; Cartwright, 1988; Baker et al., 1989; Buick and Holland, 1991; Baker and Matthews, 1994, 1995; Buick and Cartwright, 1996; Droop and Al-Filali, 1996; Buick et al., 1997; Kohn et al., 1997; Katzir et al., 1999, 2002; Matthews et al., 2002).

There is a wide spectrum of retrograde phenomena recorded in metamorphic rocks formed over a wide range of temperatures and pressures. Buick and Holland (1991) used mineral devolatilization and melt equilibria to constrain the composition of both syn- and post-peak-$M2_B$ fluids in the deepest exposed levels of the MCC of Naxos Island. Their results indicate that peak-$M2_B$ fluids were spatially and compositionally heterogeneous throughout the high grade core of the complex, whereas post-peak-$M2_B$ fluids were generally water-rich. As introduced above, fluids responsible for retrograde post-peak-$M2_B$ metamorphism might be linked to deep infiltration of near surface waters as argued by Yardley (2000) and not only to residual prograde fluids which persist within the low porosity and permeability of HP-LT rocks or fluids released during partial melting within the lower crust.

- **Surface derived fluids (Figure VI- 2)**

Two types of surface derived fluids are considered, (1) meteoric fluids and (2) basinal fluids (Philippot el al 1995, Scambelluri et al., 1997, 1998). At shallow depths, fluid flow may be driven by differences in density or by topographic heads along fractures connected to the surface (Yardley and Valley,

1997). Large flows are possible in response to such gradients, because the fluid is replaced from the surface while advecting through an open fracture network that offers little resistance to flow (Yardley et al., 2000). Recent studies focused on the maximal depth of such fluid circulations and on the mechanisms that allow surface derived meteoric water or seawater to flow down into the crust till the ductile/brittle transition (Morisson, 1999, Mulch 2004) during extensional geodynamics. A fundamental reason for the downward-migration of fluid into the basement rocks is the large gradient in chemical potential of water (and other fluid components) between water-saturated bodies at the earth's surface, and crystalline rocks at depth that are dominated by high- and often anhydrous minerals and are intrinsically unstable in presence of fluid (Yardley and Valley, 1997). However, the low permeability of crystalline rocks implicates a difficulty for fluid to move into them. Where flow is possible to migrate, the process is localized along deep crustal fractures (Famin, 2004) and fluids might even penetrate into the ductile part of the crust by seismic pumping (Sibson, 1975, McCaig, 1988). The ductile/brittle transition marks the zone of the lowermost limit of this reservoir (Vapnik and Avigad 2004, Famin, 2004)

As these fluids are characterized originally by very low concentrations in metals as their source is meteoric water or seawater, their potential long residence times within the upper crust reservoir tend to equilibrate them with their host rocks. Thus, the ultimate source of the fluid is not in all cases easily determined from geochemical tracers (Fritz and Frape, 1987, Möller et al., 1997) as they will concentrate in major elements as well as in trace elements during fluid-rock interaction processes. If fluid flow is fast enough, stable isotopic equilibrium between wall-rocks and surface derived fluids might not be achieved and thus the source of these fluids can still be preserved (Lewis et al., 1998).

- **Magmatic/hydrothermal/geothermal fluids (Figure V-2)**

Silicate melts derived from partial melting within the lower crust were already introduced as being susceptible to release fluids during HT-LP metamorphism (see paragraph above).

Magma derived fluids are here considered in view of interpreting fluid circulations related to external (to the crust) magmatic sources with a mantellic component as it is the case for the numerous granodioritic plutons in the Cyclades that are contemporaneous of calc-alkaline back arc volcanism (Sanchez-Gomez, 2002, Fytikas et al. 1984). These magmas are susceptible to transport deep-seated fluids into the emplacement level within the upper crust (at 3 to 7km depth, according to Gautier, 1994, Keay et al., 2001, Koukouvelas et al, 2003). Such fluids are also susceptible to exchange with surrounding country rocks during contact metamorphism. Magmatic-hydrothermal systems may involve several potential fluid sources: dissolved volatiles in magmas, pore water in country rocks, and meteoric water or seawater entrained during hydrothermal/geothermal convection.

Geochemical evidence from fluid inclusions in porphyry and granite-hosted ore deposits, however, strongly supports an ortho-magmatic origin for such proximal systems, i.e. magma is the predominant source of ore metal and transport fluid (e.g. Audétat et al., 2000, Heinrich et al., 1992, Ulrich et al., 2001). Shallow magmatic-hydrothermal systems allow potential surface-derived (meteoric water or seawater) and magmatic fluid interactions as hydrothermal activity waxed and waned. Such volcanic-hydrothermal-geothermal systems related to shallow magmatic intrusions are well constrained by a number of fluid inclusion studies as they are of economic interest (Boiron et al. 1996, 2007, Hedenquist et al., 1998, Wilkinson, 2000)

The aim of this study is to track the chemical evolution of fluid sources and fluid reservoirs within the crust by applying a multi-technique approach. To trace the source, the reservoir and the evolution of the latter during exhumation, we followed a methodology integrating several steps at different scales. Knowing that the fluid chemistry is closely dependant of the temperature and pressure regime, the salinity (chlorinity), the wallrock lithology and mineralogy (redox environment, presence or absence of evaporate minerals, …) and the residence time within the reservoir, we will try to focus :

1) On the fieldscale relationships (metamorphism, magmatism, deformation, alteration, hydrothermalism, …) in order to get an idea of spatial distribution of fluid circulations from their source towards the reservoir.
2) on the petrography of the wall rocks and its mineralogy compared to quartz veins in order to distinguish fluids released during prograde metamorphism from those released during retrograde metamorphism.
3) on the microstructures, deformation patterns (ductile vs brittle), fluid inclusion distribution compared to microstructures in order to figure out relative chronologies of different fluid circulation and trapping events (cf part IV)
4) on the chemistry of the different fluid generations characterized during step 3 by realizing :
    - microthermometric and Raman spectroscopy analyses on individual fluid inclusions in order to constrain the salinity and P-T trapping conditions of the different fluid generations
    - crush-leach bulk analyses in order to get suitable data on Br^-, Cl^-, F^-, $SO4^{2-}$, K^+ Li^+ and Na^+ content of these fluids

- LA-ICP-MS (Laser Ablation - Inductively Coupled Plasmas - Mass Spectrometry) analyses on individual fluid inclusions in order to determine the ionic content of the aqueous phase.
- Bulk stable isotopes (C, H) on the fluid phase after crushing of quartz veins and extraction of the fluid phase.

To establish the exhumation history and the related fluid reservoir evolution we used the criteria mentioned in Siebenaller et al. (submitted), based on previous works of Touret (2001) and Van den Kerkhof (2001) and correlate fluid inclusion generations with distinct stages of deformation and growth of metamorphic minerals along the P-T-X path (including magmatic events).

VI.2 Geological Setting

Naxos is located in the central Aegean region and forms part of the Attic-Cycladic Metamorphic Complex (Dürr et al., 1978) (Figure VI- 3a). This is an arcuate belt of metamorphic rocks that follows the trend of the Hellenic trench (Jolivet and Patriat, 1999), which is the current locus of northward-directed subduction of the African plate beneath the Eurasian plate. Lithologies comprise mainly Mesozoic continental margin platform sequences (Dürr, 1987) although an earlier (Variscan) basement has been recognised (Andriessen et al., 1987; Engel and Reischmann, 1997; Keay, 1998; Keay and Lister, 1996a; Keay and Lister, 1996b; Reischmann, 1997; Van Der Maar and Jansen, 1983).

Naxos is the largest island of the Cyclades and forms a N–S elongate structural dome cored by migmatites (Buick, 1991b; Jansen, 1973b; Jansen, 1977; Jansen and Schuiling, 1976; Vanderhaeghe, 2004) (Figure VI- 3b). This lowermost structural unit is separated from lower grade metamorphic rocks by a ductile shear zone, designed as the leucogneiss decollement layer (Buick, 1988) which forms the carapace to the Naxos dome (Figure VI- 3c). Relics of an early blueschist facies metamorphism, M1, (1 GPa, 350°C) are preserved at the southern tip of the island. This metamorphism is overprinted by an higher temperature metamorphism, M2, dated at ~25Ma and ranging from greenschist to amphibolite facies reaching partial melting (1 GPa, 750°C) in the core of the dome (Buick and Holland, 1991; Duchêne et al., 2006; Jansen and Schuiling, 1976; Keay et al., 2001; Martin et al., 2006). Metamorphic rocks are intruded by a network of granitic dikes transposed to various degrees (Vanderhaeghe 2004) and by a granodiorite pluton (Jansen, 1973) (Figure VI- 3b) dated at ~12 Ma (Keay et al., 2001). These crystalline rocks are juxtaposed to unmetamorphosed sedimentary rocks along a mylonitic to cataclastic shear zone (Gautier et al., 1993; Lister et al., 1984). Accordingly, the crystalline magmatic and high-grade metamorphic rocks are hereafter defined as the footwall in contrast to the low-grade to unmetamorphosed sediments defined as the hanging-wall.

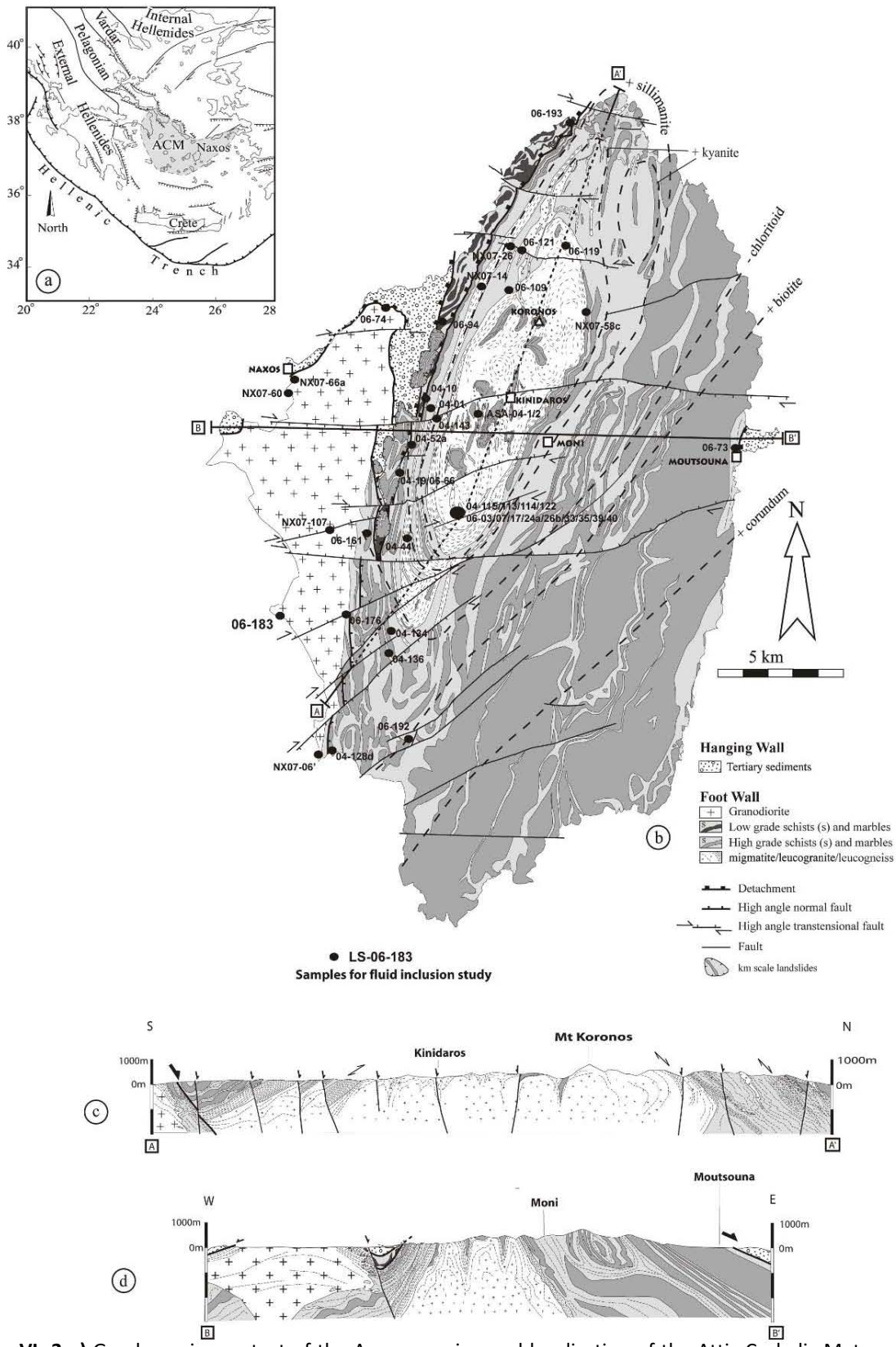


Figure VI- 3 a) Geodynamics context of the Aegean region and localisation of the Attic Cycladic Metamorphic Complexes. **b)** Geology of Naxos Island and sample localisation. **c)** N-S cross-section (same legend as for figure b) **d)** E-W cross-section

The contact between the upper and the lower unit is a top-to-the-north sense shear zone (Figure VI-3 b, c and d) (Buick, 1991a; Buick, 1991b; Gautier et al., 1990a; Urai et al., 1990). The ubiquitous top-to-the-north sense of shear observed in the footwall, shows that the inferred regional-scale shear zone acted at least from the time of doming (between 30Ma and 15Ma) (Duchêne et al., 2006; Martin, 2004) until the emplacement of the Naxos granodiorite pluton. The spectrum of rock fabrics and metamorphic grade ranges from ductile upper amphibolite facies foliation, to pseudotachylite and greenschist facies cataclastic deformation. These fabrics are cross-cut by E-W oriented faults characterised by breccias and slikensides (Figure VI- 3). A continuum, from penetrative high-temperature deformation to cataclastic breccia, near-surface normal faulting, and conglomerate deposition, records brittle and co-seismic tectonic unroofing of the MCC and adjacent granodiorite, along now high-angle normal faults.

VI.3 Analytical methods

Fluids have been systematically studied taking into account the nature of the host mineral (quartz, garnet, apatite, tourmaline,…) and their distribution with regard to microstructures and microfractures. For the latter, the orientation of fluid inclusion planes (FIP) within quartz veins and host rocks has been measured. Fluid inclusions were studied in FIP into vein minerals the host rocks, as well as from.

- Microthermometry and Raman spectroscopy

Horizontal thin sections were prepared from representative samples of the host rocks and quartz veins for microscopic observation of the textures and microstructures. Typology and petrography of the FI was carried out on orientated doubly polished 200 µm thick sections. Nomenclature of the FI takes into account the nature of the dominant chemical phases and phase changes observed (Boiron et al. 1992). It is based on the total homogenisation Th (L–V to the vapour noted V, L–V to the liquid noted L) and the quantity of C–H–O–(N–S) species detectable by Raman spectroscopy:

- c, when C–H–O–S species are the only components and water is not visible;

- c-w, when water and homogenisation of carbonic phase are observable;

- w-(c), when both water, CO_2, CH_4 and N_2 species are present but are detected only by clathrate melting and Raman spectroscopy;

In presence of solids at ambient temperature determined by Raman spectroscopy, the following nomenclature is used; h, for halite, cal, for calcite, s, for siderite and m, for marcasite.

Microthermometric parameters of the FI are characterised at temperatures between -170°C and +400°C using a LINKAM MDS 600 heating-freezing stage with a video camera attachment. The

microthermometric stage is thermally calibrated using Synflinc CO_2 and H_2O synthetic fluid-inclusion standards. The accuracy of measurements is ±0.2°C at low temperature and ±2°C at high temperature. Homogenisation temperatures were observed at 1-5°C/min rates, depending on the inclusion size. Molar fractions of CO_2, CH_4, N2 and H_2S were determined in individual FI using a DILOR-LABRAM Raman spectrometer. Molar fraction of NaCl, molar volume, bulk composition and P–T parameters are determined by combining results from microthermometry and Raman analysis. Bulk composition and molar volume are computed from the P–V–T–X properties of individual inclusions in the C–O–H–S system (Bakker, 1997, Dubessy, 1984, Dubessy et al. 1989). The P–T properties are modelled using the V–X data and the equation of state from Bowers and Helgeson (1983) revised by Bakker (1999) for aqueous-carbonic FI. For aqueous fluids, data from Zhang and Frantz (1987) for the H2O–NaCl system are used.

- Crush leach

Bulk crush-leach analysis was performed on samples of quartz which were prepared and cleaned using the methods of Banks (2000). The amount of sample crushed between 0.1 and 0.5g. Analysis of anions F, Cl, Br, I and SO_4, was performed by ion chromatography on double distilled water leaches. Sodium and K were determined on the same solutions by Flame Emission Spectroscopy (FES).

- LA-ICP-MS analysis of individual fluid inclusions

LA-ICP-MS analysis was the key analytical technique used for this study, with approximately 750 fluid inclusions analyzed in total. This technique allows individual fluid inclusions to be ablated directly through the host mineral, which is in most cases quartz and sometimes garnet, beryl and barite. Apatite and tourmaline have also been tested, but as the matrix contains nearly all of the analyzed elements it is difficult to get accurate data, even when subtracting the host minerals signal from that of the fluid inclusion plus the host mineral. The analyical system consists of an Agilent 7500c quadrupôle ICP-MS coupled to a 193nm ArF GeoLas Q Plus exciplex laser (University of Leeds). Synthetic glass from the National Institute of Standard and Technology (NIST) are used for calibration of the different analyzed elements and respective masses (200 pulses at 5Hz and 10 $J \cdot cm^{-2}$). The design as an optical imaging system permits the use of different pit sizes at a constant energy-density on the sample, by adjusting an aperture in the laser beam path. We used pits of 15, 25 and 50 µm in diameter depending on the size of the analyzed fluid inclusion and drill time is 5ms for each analyzed element (Na, K, Mg, Ca, Ba, Sr, Li, B, Fe, Cu, Zn et Pb). One series of laser ablations lasts 400s during which 8 to 10 fluid inclusions could be opened and analyzed in general.

- Stable isotope analyses of the fluid phase by mass spectrometry

Water and CO_2 were extracted from fluid inclusions in quartz segregations by crushing the samples in evacuated stainless steel tubes as described by Roedder et al. (1963) and Rye (1966). The H_2O and CO_2 phase were separated by a dry ice-2 butoxyethanol mixture and collected in separate sample tubes. The amount of CO_2 and H_2 was measured. The isotopic analyses were performed on a mass spectrometer at CRPG-Nancy. Oxygen and carbon isotope analyses were performed on CO_2 gas and hydrogen isotopic analyses were performed on hydrogen gas. The isotopic data are presented in the familiar δ notations where δ values are given as per mil deviations relative to SMOW as defined by Craig (1961). The carbon isotope data are relative to PDB as defined by Craig (1957). The analytical precision is usually ± 2‰ for isotope analyses of hydrogen in from water of fluid inclusions.

VI.4. Sample localization and description

Samples used for this study are the same ones as those described in detail in chapter V where we realized a microstructural analyses combined to the distribution of fluid inclusions. Since this study has already focused on the petrographic, microstructural and fluid inclusion distribution characteristics, we will further on refer to this part and only give a summary here. Samples studied for the fluid inclusion study and LA-ICPMS are the following (Figure VI- 3):

1) Completely to partially transposed (V1/V2) and discordant quartz veins (V3) from the southern part of the migmatites (Siebenaller et al., submitted, part III.3.2 for explanations related to the formation mechanisms and part IV.2.2 for details about fluid inclusion distribution relative to microstructures) (samples 04-113/114/115, 06-03/07/17/26b/33/35/39/40).

2) Kyanite schists and discordant Tourmaline-Garnet-(Beryl)-Leucogranites structurally juxtaposed to the migmatites at the northern part of the dome (samples 06-121, 07-14/26/58c) (details in part IV.2.3). Fluid inclusions trapped within kyanite, garnet, apatite, tourmaline, quartz and beryl were studied.

3) Transposed quartz vein from biotite schist structurally juxtaposed to the amphibolite facies amphibolite mylonite responsible for the tilting (sample 06-193) (defined in part III.3.2 and details in part IV.2.4)

4) Transposed quartz vein from the greenschist facies ultramylonite (sample 04-52a) (defined in part III.3.2 and details in part IV.2.5)

5) Transposed quartz-calcite vein within the greenschist facies chlorite schist several tens of meters below the Moutsouna detachment fault (sample 06-73) (defined in part III.3.2. and details in part IV.2.6)

6) Transposed quartz vein within the greenschist facies chlorite schist from the southern-western part of the island, corresponding to the highest structural level within the upper metamorphic Greenschist facies part of the crust. (sample 06-192, detailed in part IV.2.7)

7) Granodiorite pluton, where several samples where collected at different structural levels within the granodiorite (Figure VI- 3):

Fluid types from samples from the granodiorite have already been described in section IV.2.8.

For the stable isotope analyses several supplementary samples were studied in order to get a better 3D distribution of the data (Figure VI- 3)

VI.5 Fluid inclusion chemistry

The different types of fluids and their relative geometries and chronologies of trapping with respect to deformation textures are defined in part V for all the samples. In the following sections, fluid inclusion studies of four lithologies (migmatites, ky-schist and leucogranites, greenschist facies ultramylonite and granodiorite) of the seven localities mentioned above will be detailed in terms of fluid inclusion P-V-T-X characteristics and all of the seven in terms of fluid chemistry by LA-ICP-MS analysis. Only samples from the migmatite and the greenschist facies ultramylonite have been chosen for bulk crush-leach analyses. A detailed fluid inclusion study on samples coming from the migmatites has already been presented in part V (Siebenaller et al., submitted).

VI.5.1 Fluid inclusions study

The microstructural study combining the distribution of FI with respect to microstructures and the analysis of crosscutting relationships determined in part V.2.3 serve as a basis to determine the relative chronology of fluid circulation and deformation. Within the following paragraphs the numbers from 0 to 5 refer to the generation of fluid in terms of relative chronologies defined by Siebenaller et al. (submitted) (part V) whereas the letters refer to the type of FI (table VI-1/4, annexe Part VI). Total data are given in table VI-3/6 (annexe Part VI). Each fluid generation has distinct characteristics in terms of distribution pattern, shape and phase composition at room temperature. Each of these fluid generations (0 to 5) is characterized by specific chemical composition which characterises a type of FI. For fluid inclusions generations where ice-melting temperatures (T_{mice}) could not be measured adequately, we chose to estimate salinities being rather low as indicated by a few measures that showed $T_{mice} \approx -2.0$ to -3.5°C.

- **Kyanite-apatite-garnet-tourmaline bearing schists**

Generation 0-Lc-w fluids occur only in altered primary garnets and kyanite from the ky-schists as 3 to 10 µm large isolated FI within kyanite (Fig. IV-11l/m) or as clusters interpreted as primary within garnet (Fig. IV-11i/j). They are three phase aqueous-carbonic fluids (Lc-w) with maximal 10% of aqueous phase at room temperature (Fig. IV-l/m/i/j). CO_2 melting temperatures (Tm_{CO2}) range from -58.7 to -57.0°C. Homogenisation temperatures of CO_2 (Th_{CO2}) into liquid phase (L) range from 26.7 to 28.9°C. Tm_{ice} and Th could not be observed as the aqueous phase was too small to ensure valuable measurements. The vapour phase is constituted of ~100 mol.% CO_2. Traces of CH_4 and N_2 have been detected. The calculated chemical bulk composition is the following: ~26.5 mol.% H_2O, ~72.0 mol.% CO_2, ~ 0.3 mol.% CH_4, 0.6 mol.% N_2 and 0.6 mol.% NaCl (table VI-2, annexe VI).

Generation 3-Lc-(w)-m aqueous-carbonic fluids occur in intragranular FIP within quartz, tourmaline, garnet and beryl (figure IV -12d/g/h/j/k/m/n/o/p/q) from the leucogranites and within quartz and apatite from the ky-schists (figure IV-11n/o).

**)within apatite from the ky-schiste*

Type 3 consists in 5 to 20 µm large, round shaped FI showing decrepitation textures for the bigger ones (figure IV-11n/o). They consist of four phase (H_2O liquid, CO_2 liquid + vapour and a solid) inclusions where the aqueous phase makes 10 to 40% in volume and the solid phase is composed of marcasite. They show Tm_{CO2} that range from -58.6 to -56.9°C. Th_{CO2} (L) range from 27.6 to 30.9°C. Tmice and Th could not be observed. The vapour phase is constituted of ~100 mol.% CO_2. Traces of CH_4, N_2 and H2S have been detected. The calculated chemical bulk composition is the following: ~69.1 mol.% H_2O, ~29.7 mol.% CO_2, ~ 0.3 mol.% CH_4 and 0.9 mol.% NaCl (table VI-2, annexe VI).

**)within quartz from the ky-schiste and the leucogranite*

Type 3 consists in 5 to 40 µm large, very variably shaped FI showing often decrepitation textures. They consist of four phase (H_2O liquid, CO_2 liquid + vapour and a solid) inclusions where the aqueous phase makes 5 to 50% in volume and the solid phase is composed of marcasite. They show Tm_{CO2} that range from -58.3 to -56.6°C. Th_{CO2} (L) range from 15.0 to 31.2°C with a mode at 30.9°C. Tm_{cl} range from 7.2 to 12.0°C with a mode at 9.5°C. Tm_{ice} range from -17.0 to -0.5°C with a mode at -0.9°C. Th (L) range from 304.5 to 334.2°C. The vapour phase is constituted of ~100 mol.% CO_2. Traces of CH_4, N_2 and H_2S have been detected. The calculated chemical bulk composition is the following: 23.8-54.8 mol.% H_2O, 44.2-75.8 mol.% CO_2, 0.0-0.4 mol.% CH_4, 0.0-0.7 mol.% N_2, 0.0-0.1 H_2S and 0.4-1.1 mol.% NaCl (table VI-2, annexe VI).

**)within garnet from the leucogranite*

Type 3 consists in 80 to 15 µm large, negative crystal shaped FI. They consist of four phase (H_2O liquid, CO_2 liquid + vapour and a solid) inclusions where the aqueous phase makes 10 to 40% in volume and the solid phase is composed of marcasite. They show $TmCO_2$ that range from -62.0 to -56.6°C. Th_{CO2} (L) range from 30.1 to 31.0°C. Tm_{ice} and Th could not be observed. Th (L) range from 289.6 to 370.0°C. The vapour phase is constituted of ~100 mol.% CO_2. Traces of CH_4, N_2 and H_2S have been detected. The calculated chemical bulk composition is the following: 42.7 mol.% H_2O, 55.2 mol.% CO_2, 0.2 mol.% CH_4, 0.4 mol.% N_2, 0.1 H_2S and 1.4 mol.% NaCl (table VI-2, annexe VI).

**)within beryl from the leucogranite*

Type 3 consists in 8 to 30 µm large, negative crystal shaped FI (when smaller than 10 µm) and show decrepitation textures (when bigger than 10 µm) (Fig. IV-12j/k). They consist of four phase (H_2O liquid, CO_2 liquid + vapour and a solid) inclusions where the aqueous phase makes 10 to 40% in volume and the solid phase is composed of marcasite. They show Tm_{CO2} that range from -57.9 to -56.6°C. Th_{CO2} (L) range from 28.0 to 31.2°C. Some of these inclusions homogenise into critical phase. Tm_{cl} range from 5.1 to 10.7°C. Tm_{ice} range from -11.3 to -0.5°C. Th (L) range from 277.5 to 322.8°C. The vapour phase is constituted of ~100 mol.% CO2. Traces of CH4 and N2 have been detected. The calculated chemical bulk composition is the following: ~40.0 mol.% H_2O, ~58.7 mol.% CO_2, ~0.2 mol.% CH_4, ~0.4 mol.% N2 and ~0.7 mol.% NaCl (table VI-2, annexe VI).

**)within tourmaline from the leucogranite*

Type 3 consists in 5 to 20 µm large, negative crystal shaped FI. They consist of four phase (H_2O liquid, CO_2 liquid + vapour and a solid) inclusions where the aqueous phase makes 5 to 50% in volume and the solid phase is composed of marcasite. They show Tm_{CO2} that range from -63.4 to -59.1°C. Th_{CO2} (L) range from 19.8 to 27.4°C. Tmcl range from 5.4 to 8.6°C. Tm_{ice} range from -10.0 to -0.9°C. Th (L) range from 256.0 to 278.0°C. The vapour phase is of very variable content (17.0- 100%CO_2; 0.0-65.0% N_2 and 0.0-18.0% O_2). The calculated chemical bulk composition is also very variable: 24.4-71.1 mol.% H_2O, 11.4-72.0 mol.% CO_2, 0.0-35.8 mol.% N_2, 0.0-10.1 mol% O_2 and 0.7-2.4 mol.% NaCl (table VI-2, annexe VI).

Generation 5-Lw-(c) fluids occur in transgranular FIP in quartz grain aggregates and beryl crystals and as clusters of FI within garnets from the leucogranite. They consist of two phased (liquid+vapour) aqueous inclusions with traces of gas and where 10-30% of the volume is occupied by the gas bubble.

**)within quartz from the ky-schiste and the leucogranite*

Type 5-Lw-(c) regular shaped 10 to 35 µm large aqueous FI show Tm_{ice} ranging from -3.7 to -0.4°C. Th into liquid phase range from 254.4 to 325.9°C. No Raman data are available.

**)within beryl from the leucogranite*

Very variably shaped showing often decrepitation textures and sizes of 5 to 40 µm. They show Tm_{ice} ranging from -5.0 to -1.8°C. Th into liquid phase range from 247.2 to 322.9°C. Traces of gas have been detected in the vapour phase and consit of ~99.1 mol.% CO_2, 0.2 mol% CH_4, 0.6 mol% N_2 and 0.1 mol% H_2S.

**)within garnet from the leucogranite*

Elongated, irregular shaped, as clusters or isolated primary inclusions (figure IV-12q) of 1 to 25 µm in size. They show Tm_{ice} ranging from -5.0 to -0.9°C. Th into liquid phase range from 340.0 to 356.3°C. The gas content is constituted of ~87.5 mol.% CO_2 and 12.5 mol% N_2.

Salinities and homogenization temperatures

Salinities for generation 3-Lc-(w)-m aqueous-carbonic fluids range from 14.0 to 2.1 wt%NaCl without taking into account the host mineral in which these FI are trapped (Figure VI- 4) and Th range from 256 to 357°C respectively. This wide range can be better constrained when comparing these data in function of the host mineral:

- tourmaline shows highest salinities and relatively low Th (4.5-14.0wt%NaCl and 256-279°C respectively) for this type of FI.
- garnet from leucogranite shows salinities of 5.1 wt%NaCl and a Th of 289°C.
- beryl show intermediate distribution between the quartz and tourmaline end-members with salinities ranging from 2.7 to 7.9 wt%NaCl and Th ranging from 277 to 323°C.
- quartz show a wider range of distribution for Th, ranging from 267 to 357°C and for salinities, that range from 2.1 to 9.6wt% NaCl

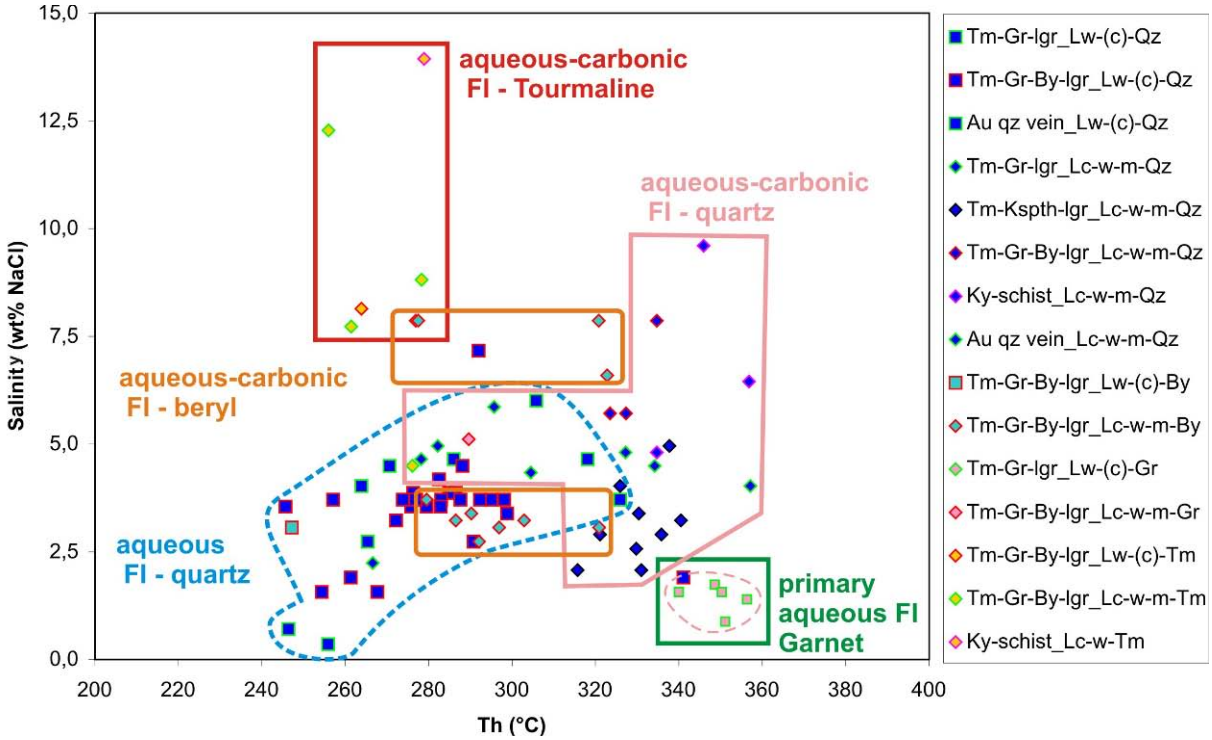


Figure VI- 4 : Homogenization temperature (Th) versus salinity plot.
Tm = Tourmaline, Gr = Garnet, Ky = Kyanite, By = Beryl; Qz = Quartz; lgr = leucogranite

Salinities for generation 5-Lw-(c) aqueous fluids range from 0.9 to 7.1 wt%NaCl without taking into account the host mineral in which these FI are trapped (Figure VI- 4) and Th range from 246 to 356°C respectively. This wide range can be better constrained when comparing these data in function of the host mineral:

- tourmaline shows highest salinities and low Th (8.1 wt%NaCl and 264°C respectively) for this type of FI.
- garnet from leucogranite show salinities ranging from 0.9 of 1.7 wt%NaCl and Th ranging from 340 to 356°C.
- beryl shows salinities and Th of 3.1 wt%NaCl and 247°C respectively.
- quartz shows a wider range of distribution for Th, ranging from 246 to 341°C (with a mode at 280°C) and for salinities, that range from 0.3 to 7.1wt% NaCl (mode at 3.7wt%NaCl)

In summary, a trend from higher salinities for generation Lc-w-m-3 fluids towards lower salinities reflects the introduction of aqueous Lw-(c)-5 fluids into the reservoir of aqueous carbonic fluids.

Pressure-temperature evolution

Isochores are calculated for each type of fluid combining results from microthermometry and Raman analysis. Fluid chronology described in part V.2.3 allows for reconstruction of the Pressure-Temperature evolution (Figure VI- 5).

Isochores indicate highest trapping conditions (260 up to 600°C and 100 to 500MPa) for 3-Lc-w-m FI from Tourmaline crystals of the leucogranitic dikes.

High temperature but much lower pressure trapping conditions are inferred from isochores of primary aqueous FI trapped within garnets of leucogranites (450-600°C and 100-200MPa respectively, restricting minimal trapping conditions by the stability domain of garnet.

3-Lc-w-m fluids trapped within beryls yield P-T trapping conditions ranging from 277-600°C and 110 to 300MPa respectively.

Trapping P-T conditions for 3-Lc-w-m FI trapped within quartz grains are inferred from a wide range of isochores, ranging from 250°C up to 600°C and 50 to 300MPa respectively, where the lower limit is fixed by Th and the plastic/brittle transition of quartz deformation mechanisms and the upper limit is quite unclear as we have no constraints expect high temperature deformation microstructures (chessboard textures) indicating high temperature deformation.

Isochores for primary 0-Lc-w fluid inclusions trapped within garnets, kyanite and apatites from the ky-schist indicate P-T trapping conditions that range from 350 to 600°C and 100 to 210MPa (300Mpa for apatite) respectively. Maximal temperatures might reach even higher levels up to 650°C indicated by the presence of pockets of partial fusion interlayered within the ky-schist.

- **Transposed quartz vein from Greenschist facies ultramylonite**

Generation 4cl-Lc-w fluids occur as clusters of FI especially within the wallrock of the quartz vein but also at the vicinity of the hostrock within the quartz vein itself (figure IV-15). Type 4cl appears as 1 to 10 µm large, dark negative crystal shaped FI. They consist of three phase (H2O liquid, CO2 liquid + vapour) inclusions where the aqueous phase makes 5 to 10% in volume. They show Tm_{CO2} that range from -58.9 to -58.3°C. Th_{CO2} range from 16.5 to 27.7°C. Tm_{ice} and Th of this type of inclusions are very difficult to observe because of the very small amount of the aqueous phase and the small size of the inclusions. The vapour phase is constituted of ~100 mol.% CO_2. Traces of CH_4, N_2 and H_2S have been detected. The calculated chemical bulk composition is the following: ~18.6 mol.% H2O, ~79.9 mol.% CO_2, ~ 0.2 mol.% CH_4, 0.8 mol.% N_2, traces of H_2S and 0.5 mol.% NaCl (table VI-5, annexe Part VI).

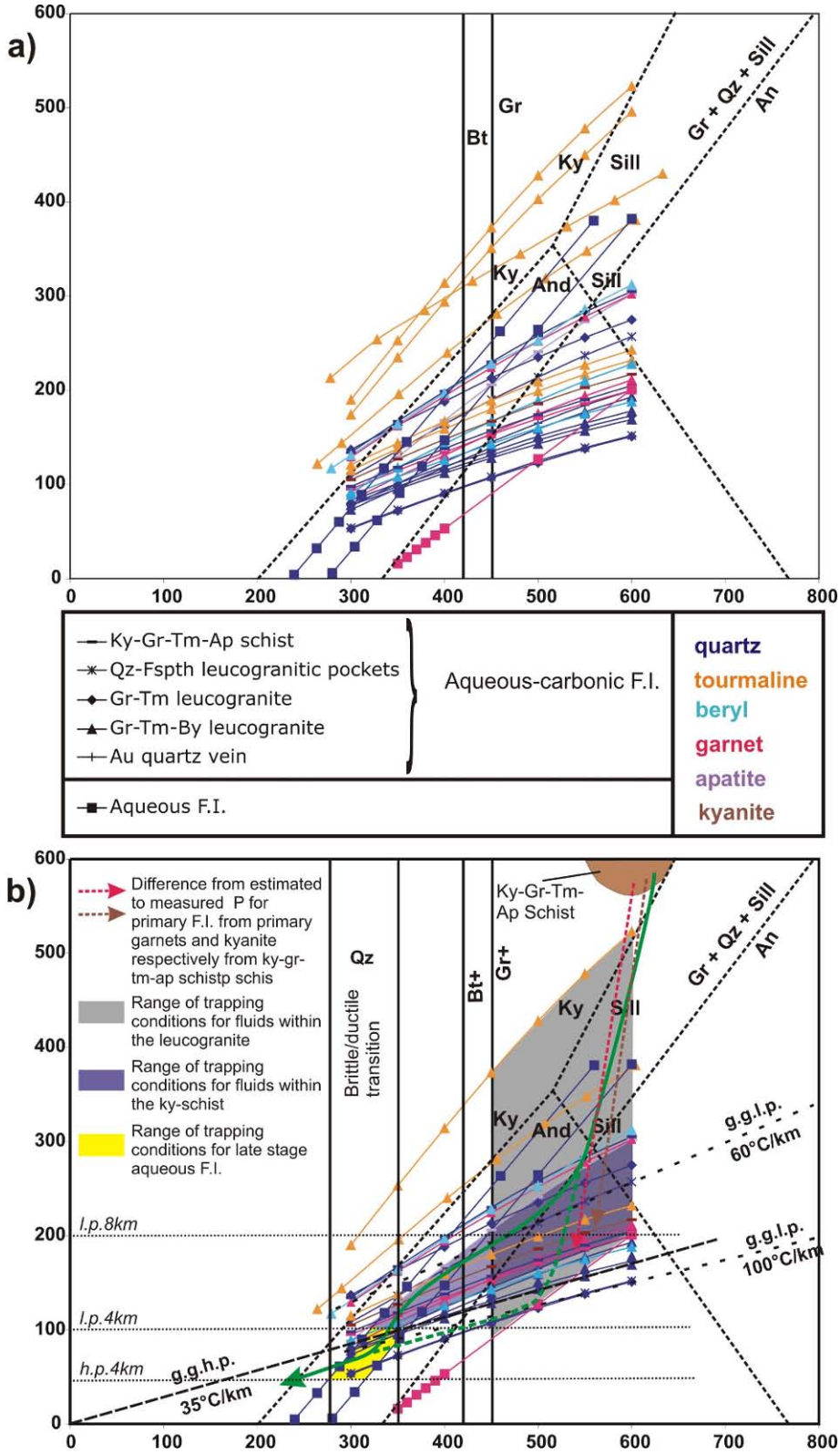


Figure VI- 5: P-T conditions during exhumation.

a) all isochores **b)** interpreted. Abbreviations: bt. : biotite, gr.: garnet, Qz.: quartz, Ky.: Kyanite, Sill.: Sillimanite, And.: Andalusite, An.: Anorthite, l.p.8km : lithostatic pressure at 8 km depth, l.p.4km : lithostatic pressure at 4km depth, h.p.4km : hydrostatic pressure at 4km depth, g.g.l.p. : geothermal gradient of 100°C/km and 60°C/km respectively at lithostatic pressure, g.g.h.p. : geothermal gradient of 35°C/km at hydrostatic pressure. The green arrow indicates the pressure-temperature pathway for the kyanite schist. The dashed green line shows the P-T pathway for the leucogranite.

Generation 4-Lc-w fluids occur within E-W oriented FIP (figure IV-15f/g/I and stereodiagram) within the wall-rock as well as within the quartz. Type 4 appears as 2 to 7 µm large, dark negative crystal shaped FI. They consist of three phase (H_2O liquid, CO_2 liquid + vapour) inclusions where the aqueous phase makes 5 to 10% in volume. They show Tm_{CO2} that range from -57.7 to -57.0°C. Th_{CO2} range from 25.9 to 30.0°C. Tm_{ice} and Th of this type of inclusions are also very difficult to observe because of the very small amount of the aqueous phase and the small size of the inclusions. The vapour phase is constituted of ~100 mol.% CO_2. Traces of CH_4 and N_2 have been detected. The calculated chemical bulk composition is the following: ~27.6 mol.% H_2O, ~70.1 mol.% CO_2, ~ 0.1 mol.% CH_4, 1.4 mol.% N_2 and 0.8 mol.% NaCl (table VI-5, annexe Part VI).

Generation 5cl-Lw-(c) fluids occur as clusters of FI within the wall-rock as well as within the quartz vein. They show frequently decrepitation textures and were trapped during dynamic recrystallization (figure IV-15h/k). They are 5 to 30um large and consist of two phased (liquid+vapour) aqueous inclusions with traces of gas and where 10-30% of volume is occupied by the gas bubble. Type 5cl-Lw-(c) aqueous FI show Tm_{ice} ranging from -3.2 to -1.3°C. Th into liquid phase range from 145.3 to >400°C. The vapour phase is constituted of ~95 mol.% CO_2. Traces of CH_4 (1.5 mol.%), N_2 (3.1 mol.%) and H_2S (0.4 mol.%) have been detected (table VI-5, annexe Part VI).

Generation 5-Lw-(c) fluids occur within E-W oriented transgranular FIP (figure IV-15c/d/g/j & stereodiagram) within the wall-rock as well as within the quartz vein. They are round shaped and show less evidences for decrepitation. Type 5-Lw-(c) aqueous FI show Tm_{ice} ranging from -2.3 to -1.2°C. Th into liquid phase range from 219.3 to 296.4°C. The vapour phase is constituted of ~98.7 mol.% CO_2. Traces of CH_4 (0.4 mol.%) , N_2 (0.8 mol.%) and H_2S (0.1 mol.%) have been detected (table VI-5, annexe Part VI).

Generation 5b-Lw-(c) fluids occur within N-S oriented transgranular FIP (figure IV-15g & stereodiagram) within the wall-rock as well as within the quartz vein. They are round shaped and show no evidences for decrepitation. Type 5b-Lw-(c) aqueous FI show Tm_{ice} ranging from -0.3 to -0.1°C. Th into liquid phase range from 206.1 to 233.3°C. The vapour phase is constituted of 100 mol.% CO_2 (table VI-5, annexe Part VI).

Salinities and homogenization temperatures

Salinities for 5 and 5cl-Lw-(c) aqueous fluids range from 1.9 to 5.1 wt%NaCl (Figure VI- 6) and Th range from 145 to 340°C respectively. Salinities for 5b-Lw-(c) are about 0.5wt%NaCl and Th range from 206 to 233°C. Salinities for aqueous-carbonic type 4 and 4cl-Lc-w could be measured for some inclusions and are about 5wt%NaCl. As Th could not be measured, these data are not represented in Figure VI- 6.

These aqueous fluids display moderate salinities for both generations of fluids (4-Lc-w and 5-Lw-(c)). The large range of Th are recorded for mostly decrepitated inclusions which are difficult to interpret. More reliable data concern EW and NS aqueous inclusions from the quartz vein.

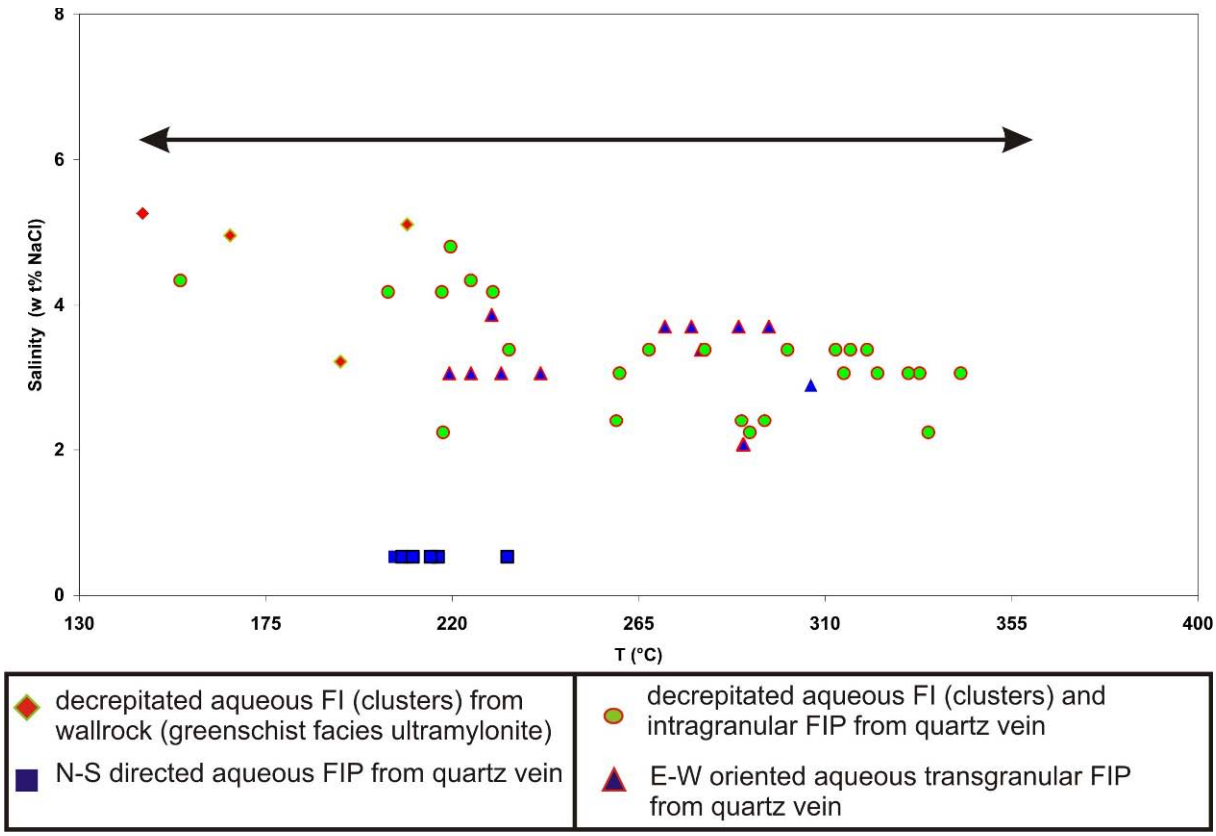


Figure VI- 6 : Homogenization temperature (Th) versus salinity plot.

Pressure-temperature evolution

Isochores are calculated for each type of fluid combining results from microthermometry and Raman analysis. Fluid chronology described in part V.2.3 allows for reconstruction of the Pressure-Temperature evolution (Figure VI- 7).

Isochores indicate trapping conditions for type 4 and 4cl FI ranging from 250 up to 420°C (as biotite is no more stable, Frey et al. 1991) and 70 to 200MPa.

Trapping P-T conditions for 5cl-Lw-(c) FI are inferred from a wide range of isochores (Figure VI- 7) and range from 280°C up to 420°C and 40 to more than 200MPa respectively, where the lower limit is fixed by Th and the plastic/brittle transition of quartz deformation mechanisms and the upper limit by the absence of biotite and presence of chlorite.

Isochores indicate trapping conditions for type 5 and 5b-Lw-(c) FI, which range from 200 up to 350°C and 40 to 100MPa. This domain is inferred from brittle deformation behaviour of quartz grains.

Using the FI showing no clear evidences of decrepitation we obtain well constrained P-T boxes. The P-T pathway follows a rather high geothermal gradient of 55°C/km within a lithostatic pressure regime deduced from clusters of aquo-carbonic fluid inclusions trapped along grain boundaries before these rocks pass through the brittle ductile transition. They then enter the brittle deformation domain where FIP type 5 and 5b-Lw-(c) were trapped under a hydrostatic pressure regime and geothermal gradient of 35°C/km.

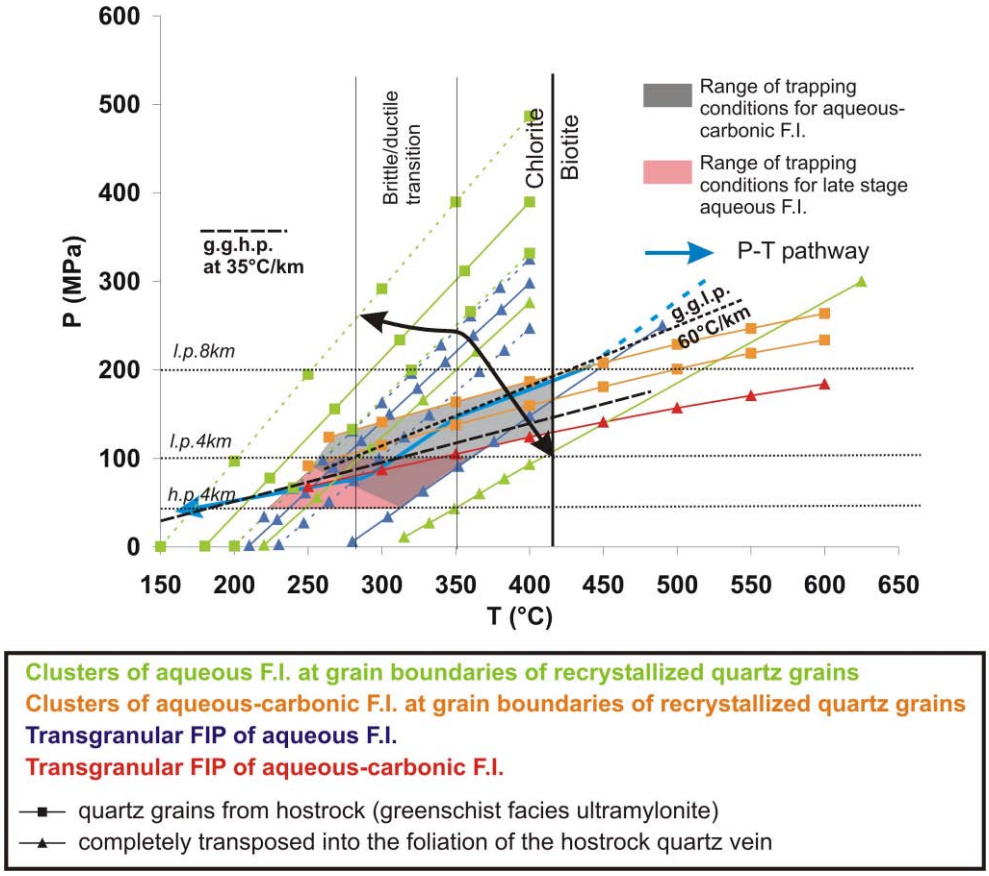


Figure VI- 7 : P-T conditions during exhumation
Abbreviations: l.p.8km : lithostatic pressure at 8 km depth, l.p.4km : lithostatic pressure at 4km depth, h.p.4km : hydrostatic pressure at 4km depth, g.g.l.p. : geothermal gradient of 60°C/km at lithostatic pressure, g.g.h.p. : geothermal gradient of 35°C/km at hydrostatic pressure. The black arrow shows the wide range of isochores calculated for decrepitated FI In green (type 5cl-Lw-(c)).

- **Various samples from the granodiorite**

In VI.4 the different samples and their respective macroscopic and microscopic characteristics have been described. For each sample up to three different fluid inclusions distribution pattern with respect to quartz microstructures could be differentiated: (1) FI trapped within grain boundaries (2) fluid inclusions arranged as clusters, (3) fluid inclusions trapped within FIP. All of them are biphased (L+V) aqueous fluids (5-Lw-(c)). Characteristics for FI that were analyzed for microthermometry and Raman spectroscopy are summarized in (table VI-7, annexe part VI).

Generation 5cl-Lw-(c)

*) Weakly deformed and chloritized granodiorite.

Fluids occur within N70° oriented transgranular FIP (Figure IV-19) within recrystallized quartz grains from the granodiorite. They are round shaped, sizes range from 5 to 30µm and they show no evidences for decrepitation. These aqueous FI show Tm_{ice} ranging from -3.1 to -0.3°C. Th into liquid phase range from 265.3 to 285.0°C. The vapour phase content is variable: 66.0 to 93.0 mol.% CO_2, 0.5 to 8.0 mol.% CH_4 and 0.0 to 33.5 mol.% N_2 have been detected (table VI-8, annexe Part IV).

*) Late stage hydrothermal quartz vein crosscutting the granodiorite detachment

Fluid inclusions from clusters analyzed here are regular round shaped for the smaller ones (<10µm) to irregular shaped for the bigger ones (>10µm). These aqueous FI show Tm_{ice} ranging from -1.3 to -0.7°C. Th into liquid phase range from 276.0 to 290.4°C. The vapour phase is constituted of 96.7 mol.% CO_2 and 3.3 mol.% CH_4 (table VI-8, annexe Part VI).

*) Quartz vein affected by cataclastic deformation and crosscut by calcite veinlets

Fluid inclusions from clusters analyzed here are very variably shaped and show generally decrepitation textures. These aqueous FI show Tm_{ice} ranging from -0.7 to -0.2°C. Th into liquid phase range from 192.4 to 334.6°C with a distribution of two modes (220°C and 330°C). The vapour phase is constituted of 100 mol.% CO_2 (table VI-8, annexe Part VI).

*) Syntectonic quartz vein related to E-W cross-cutting fault-cataclasite

Fluid inclusions analyzed come from FIP, clusters and grain boundaries. They show variable shapes and sizes for FI from clusters and from grain boundaries and much more regular shapes for FI from FIP. These aqueous FI show Tm_{ice} ranging from -2.4 to -1.6°C. Th into liquid phase range from 250.7 to 283.1°C. The vapour phase is constituted of nearly 100 mol.% CO_2. Traces of H_2 (0.5 mol.%) could also be detected (table VI-8, annexe Part VI).

*) Quartz vein with pyrite covellite mineralization

Fluid inclusions analyzed come from FIP, clusters and grain boundaries. They show variable shapes and sizes for FI from clusters and from grain boundaries and much more regular shapes for FI from FIP.

FI from clusters and grain boundaries show Tm_{ice} ranging from -4.6 to -3.7°C. Th into liquid phase range from 308.4 to 365.5°C. The vapour phase is constituted of ~38.7 mol.% CO_2, 61.0 mol.% CH_4, 0.1 mol.% N_2 and 0.3 mol% H_2S (table VI-8, annexe Part VI).

Fluid inclusions from FIP show mice ranging from -0.6 to -0.3°C. Th into liquid phase range from 240.0 to 312.3°C. The vapour phase is constituted of ~84.4 mol.% CO_2, 15.3 mol.% CH_4 and 0.3 mol% H_2S (table VI-8, annexe Part VI).

*) Hydrothermal barite vein

FI trapped within the barite vein are of very variable vapour-liquid filling ratios and trapped within FIP or within cleavage planes from barite crystals. They are generally round to rectangular negative crystal shaped. These FI show Tm_{ice} ranging from -0.7 to -0.2°C. Th into liquid phase range from 145.0 to 264.9°C. The vapour phase is not dense enough for measurements by Raman spectroscopy. (table VI-8, annexe Part VI).

Salinities and homogenization temperatures

Highest salinities (6.0-7.3 wt% NaCl) and highest Th (308-342°C) (Figure VI- 8) are recorded for fluid inclusion clusters close to pyrite-covellite mineralizations within quartz vein.

Lowest salinities (0.5-1.2 wt% NaCl) and lowest Th (145-209°C) (Figure VI- 8) are typical for fluid inclusions trapped within FIP of late stage barite veins.

Between these two end-members, intermediate salinities and Th (Figure VI- 8) are recorded for fluids trapped within : (i) the weakly deformed granodiorite (3.2 to 5.1wt% NaCl and 265 to 285°C, respectively); (ii) the syntectonic quartz veins to N70° oriented fault-cataclasites (2.7 to 4.0 and 250 to 283°C, respectively); (iii) late stage hydrothermal quartz veins cross-cutting the detachment (1.2 to 2.2 wt%NaCl and 280 to 290 °C)

Fluid inclusions trapped within clusters from the quartz vein affected by cataclastic deformation and crosscut by late stage calcite veinlets, are marked by low salinities (0.5 to 1.2wt%NaCl) and by a bimodal Th distribution (192 to 244°C and 307 to 330°C) (Figure VI- 8).

Somewhat similar low salinities (0.5 to 1.1wt%NaCl) and bimodal Th distribution (240 to 256°C and 305 to 312°C) are recorded for transgranular FIP in pyrite-covellite mineralized veins (Figure VI- 8).

These data attest for a general trend from decreasing salinities during cooling. This is best reflected when comparing the two populations of fluids trapped within the pyrite-covellite mineralized veins where early stage higher salinity fluids were trapped during ductile deformation and associated quartz-recrystallization whereas late stage, low salinity and cooler fluids where trapped during brittle deformation as they where trapped within annealed microcracks.

Barite precipitation seems to be the latest fluid circulation event affecting the granodiorite as these fluids are the most dilute and show lowest homogenisation temperatures.

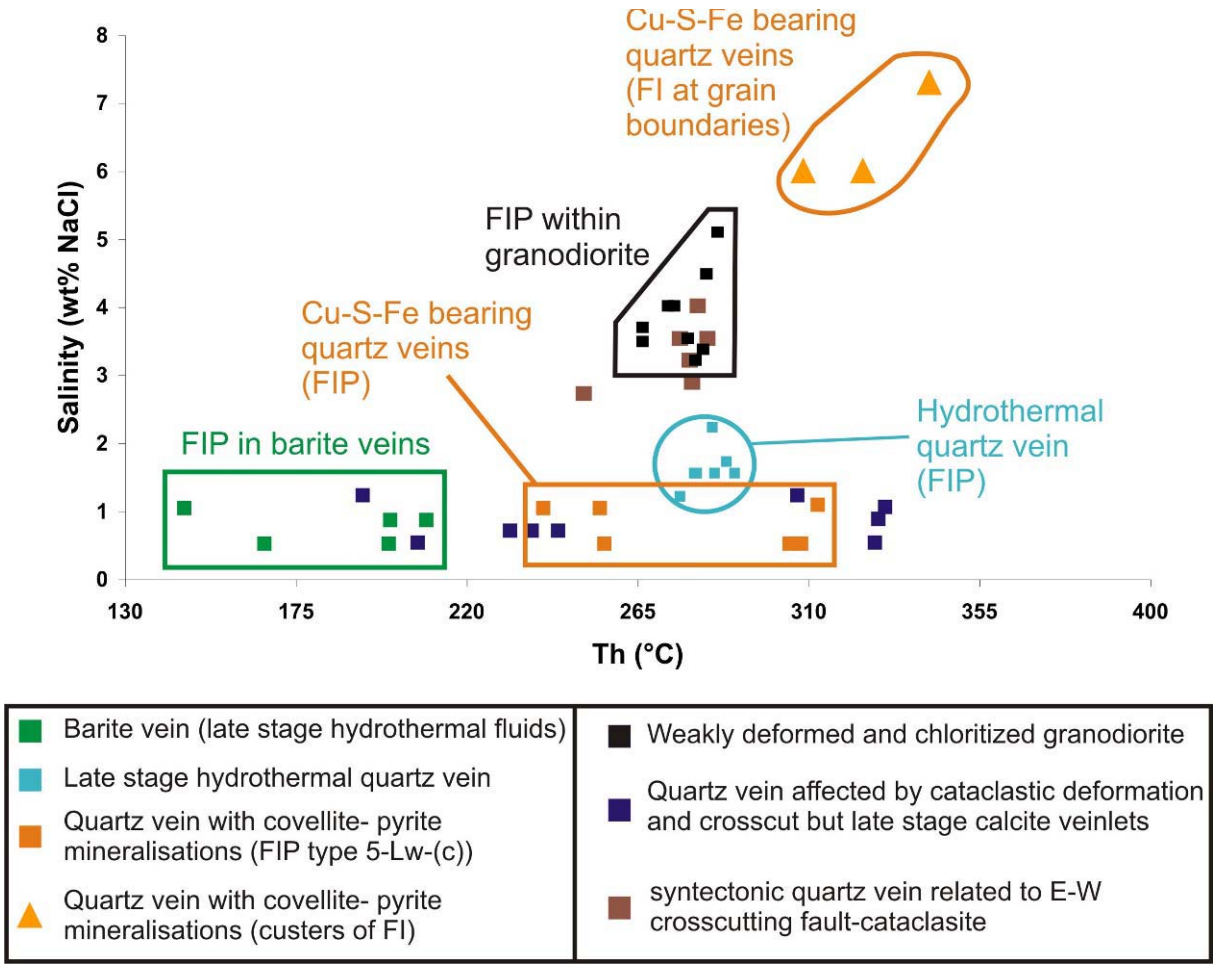


Figure VI- 8 : Homogenization temperature (Th) versus salinity plot.

Pressure-temperature evolution

Fluid inclusions trapped within clusters from quartz vein with pyrite-covellite mineralization show highest P-T trapping conditions (350 to 450°C and 75 to 110 MPa respectively (Figure VI- 9). The P-T box determined for these fluids is based only on microstructural features and related FI distribution, with respect to the calculated isochore. The lower limit in temperature is constrained by the temperature required for ductile deformation and quartz recrystallization as well as by the minimum trapping temperatures indicated by the Th. The upper limit is not constrained. This box is the starting point from which the P-T pathway is drawn.

Fluid inclusions trapped at the brittle/plastic transition of quartz deduced from Fi distribution with respect to microstructures show P-T conditions ranging from 300 to 400°C and 40 to 100MPa, respectively (Figure VI- 9).

Fluid inclusions trapped within cross-cutting undeformed quartz veins and within transgranular FIP indicating brittle deformation show P-T trapping conditions ranging from 150 to 300°C and 20 to 50 MPa, respectively (Figure VI- 9).

Considering a lithostatic pressure regime, the calculated P-T conditions indicate a high geothermal gradient of about 110°C/km considering a lithostatic pressure regime, and 60°C/km for a hydrostatic pressure regime.

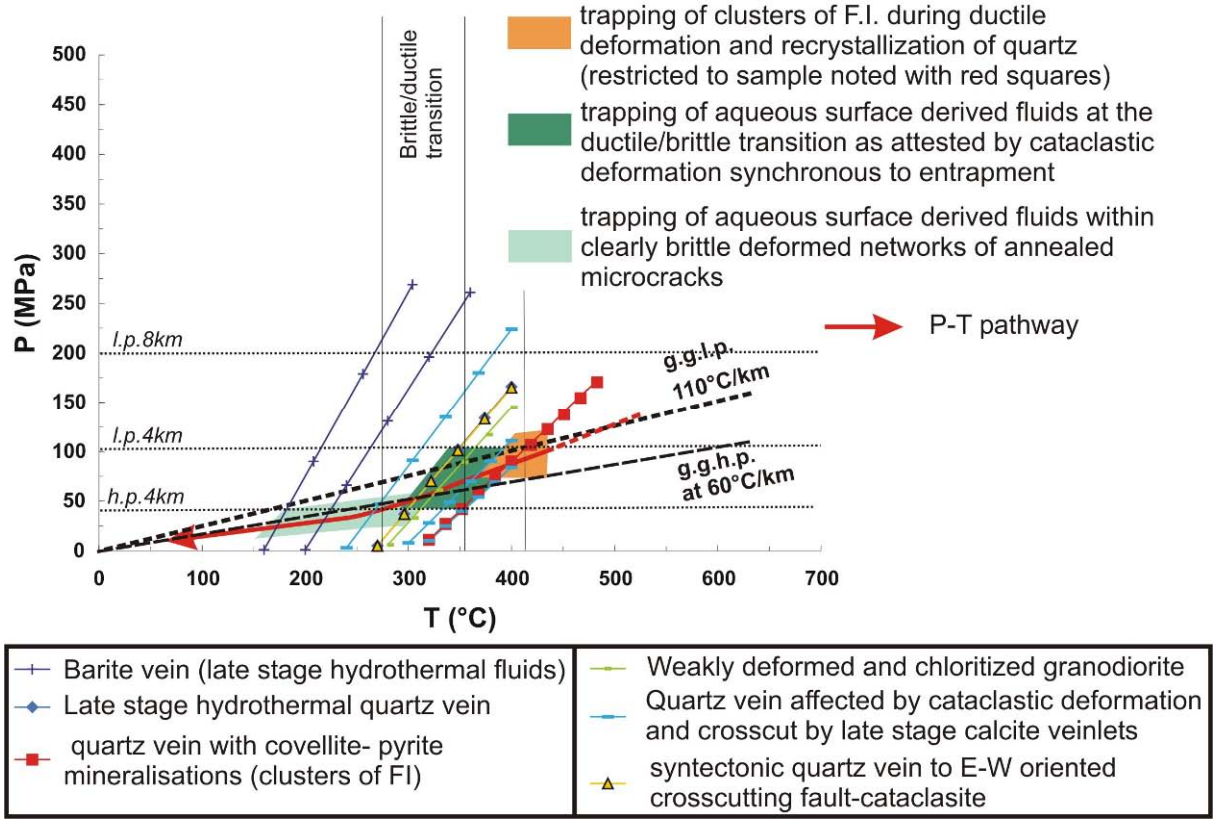


Figure VI- 9 : P-T conditions during exhumation.
Abbreviations: l.p.8km : lithostatic pressure at 8 km depth, l.p.4km : lithostatic pressure at 4km depth, h.p.4km : hydrostatic pressure at 4km depth, g.g.l.p. : geothermal gradient of 110°C/km at lithostatic pressure, g.g.h.p. : geothermal gradient of 60°C/km at hydrostatic pressure.

VI.5.2. Chemistry of the aqueous phase

In recent years a lot of data have been published on the chemistry of crustal fluids (Yardley, 2005, Yardley 2003, Banks et al., 2000; McCaig et al., 2000; Meere and Banks, 1997; Munz et al., 1995; Williams and McKibben, 1989, Audétat et al., 2000; Bottrell and Yardley, 1988; Campbell et al., 1995; Heinrich et al., 1992; Kasai et al., 1996; Kamenetsky et al.,2002; Smith et al., 1996) due to the important development of analytical techniques allowing to obtain a chemical composition as precise as possible for major cations and trace elements in the fluid. The detailed chemistry of fluids circulating in the crust is of first importance to understand fluid-rock interactions. We chose to perform a comparative study of fluids by LA-ICP-MS technique from the migmatites versus fluids from the granodiorite pluton. A preliminary study of fluid inclusion distribution in function of microstructures (part IV) as well as microthermetric and Raman spectroscopy analyses have already been carried out on these samples (cf VI.5.1.). The data obtained for the different generations of fluids have been plotted in various diagrams and boxdiagrams in order to illustrate element

concentrations and ratios between elements (Na, Li, B, K, Ca, Mg, Ba, Sr, Fe, Mn, Cu, Zn and Pb) (Figure VI- 10, Figure VI- 12). Additionally, data from the literature are added to the boxdiagrams (Figure VI- 12) in order to compare our data to known compositions of magmatic brines already determined in other places. A summary of the element concentrations determined by LA-ICP-MS is given in table VI-9 (annexe Part VI). We chose several plots that are representative to describe the chemistry of the fluids.

- **Fluids from the migmatite**

*) High salinity brines (1a-Lw-h-cal-sid-m-(c))

High salinity (Cl-dominated) fluids are analyzed within early stage transposed quartz veins from the southern part of the migmatites, and also found in several other samples on the western part, especially closer to the granodiorite. The brine inclusions have estimated calculated average composition (in mol): Cl^-: 5.1 ±0.3; Na^+: 1.52 ±0.12; K^+: 0.69 ± 0.03; Ca^{++}: 0.25 ± 0.03; Mg^{++}: 0.36 ±0.06; Li^+: 0.04 ±0.01; B^{+++}: 0.10 ±0.02; Fe^{++}; 0.53 ±0.04; Mn^{++}: 0.28 ±0.02; Zn^{++}: 0.13± 0.01; Pb^{++}: 0.006 ±0.001; Cu^{++}: 0.004 ±0.001; Ba^{++}: 0.0002 ±0.0001; Sr^{++}: 0.0003 ±0.0001. This fluid shows highest chlorinity and highest content for major cations such as Na, K, Ca, Li, B and Mg and also in transition metals (Fe, Mn, Zn, Pb, and at a lesser degree Cu) (Figure VI- 10, Figure VI- 12) when comparing these brines to H_20-CO_2 and aqueous fluids from the same samples. Na and K concentrations are relatively lower and Ca and Mg concentrations relatively higher compared to data from the literature (Figure VI- 12a/b/c/d). The presence of Ca and Fe/Mg carbonates as a solid phase within these inclusions might explain these relatively high concentrations. Li and B concentrations are relatively high and in the range of data from the literature which is characteristic for fluid circulations related to magmatic intrusions (Wilkinson, 1990, 2001, Heinrich et al., 1992, Cathelineau et al., 1994, Smith et al. 1996, Audétat et al., 2000,). Zn is particularly highly concentrated (Figure VI- 10n,r) within these fluids and even higher than all average values from brines from the literature (Figure VI- 12k).

Two main interpretations could be put forward to explain the presence of such brines based on their chemistry and on their chronological and spatial relationships:

- *brines originated from magmatic activity:*

The close and restricted location of these brines to the zones of highest magmatic activity (granodiorite and leucogranites), the relatively high transition metal content (especially zinc, iron and manganese) as well as a good concordance for major element concentrations (Na, K, Ca, Mg, Li, and B) with data from the literature lead to the hypothesis that these fluids could be of magmatic origin. On one hand they might be related to the granodiorite intrusion, as we find them also at the vicinity of the intrusive contact at the southern part of the granodiorite but on the other hand samples

coming from the southern part of the migmatite also recorded these fluids. The relative distance from the intrusive contact for the latter once (1-2km) makes it hard to attribute these fluids to the granodiorite intrusion but more like they might thus be related to magmatic activity at peak M2-metamorphic conditions during partial fusion and leucogranite emplacement (Vanderhaeghe, 2004). Towards the north such fluids were no more found, and primary fluids within garnets from leucogranites yield low salinity brines (see above), inferring that late stage (11 – 17Ma (Keay et al., 2001)) leucogranitic magmatism was not accompanied by high salinity fluid circulations. The age of M2, dated at ~25-20Ma and ranging from greenschist to amphibolite facies reaching partial melting (1 GPa, 750°C) in the core of the dome (Buick and Holland, 1991; Duchêne et al., 2006; Jansen and Schuiling, 1976; Keay et al., 2001; Martin et al., 2006) might thus correspond more or less to fluid trapping of these high salinity brines.

These brines are probably generated and/or have circulated in response to magmatic heating and could have interacted with intrusive rocks. These fluids have been trapped probably at the highest temperatures (450 – 600 °C) in the story of Naxos fluid circulation (Th are in the range 350-420°C and probably higher because all inclusions have not homogenised at 420°C). Such possible trapping temperatures are comparable to those recorded for brines in systems where a magmatic activity is known such as in active geothermal system (Cathelineau et al., 1994).

- *brines originating from metamorphic reactions:*

High salinity fluids could originated from metamorphic reactions and have been described in high grade metamorphic rocks (Trommsdorf et al., 1985, Wilkinson, 1990, Yardley and Graham, 2002,). The enhancement of the salinity is explained by hydration process coupled to decarbonation in presence of aqueous solutions and associated crystallization of metamorphic minerals such as tremolite in the case of metamorphic veins in marbles (Trommsdorf et al., 1985). Similar hydration-decarbonation processes have been reported to explain the existence of brine in calc silicate rocks of medium grade metamorphism (Crawford, 1981). In the case of Naxos, the presence of high quantities of marbles and the possible decarbonation process of these units could yield to a metamorphic origin for these brines. In addition, the fact that calcite and siderite are trapped in the inclusions in addition to halite could contribute to this hypothesis. Calcite could be stable at relatively high pressures and temperatures in H_2O-Na Cl solutions (Newton and Manning, 2002, Caciagli and Manning, 2003).

However, low CO_2 content in the vapour phase and the relatively high content in metals are not favourable for interpreting these brines as resulting from metamorphic reactions. In addition, these

fluids were not exclusively trapped close to marble layers but also within silica-rich layers at a distance higher than 1km from marble layers, which does not support this hypothesis.

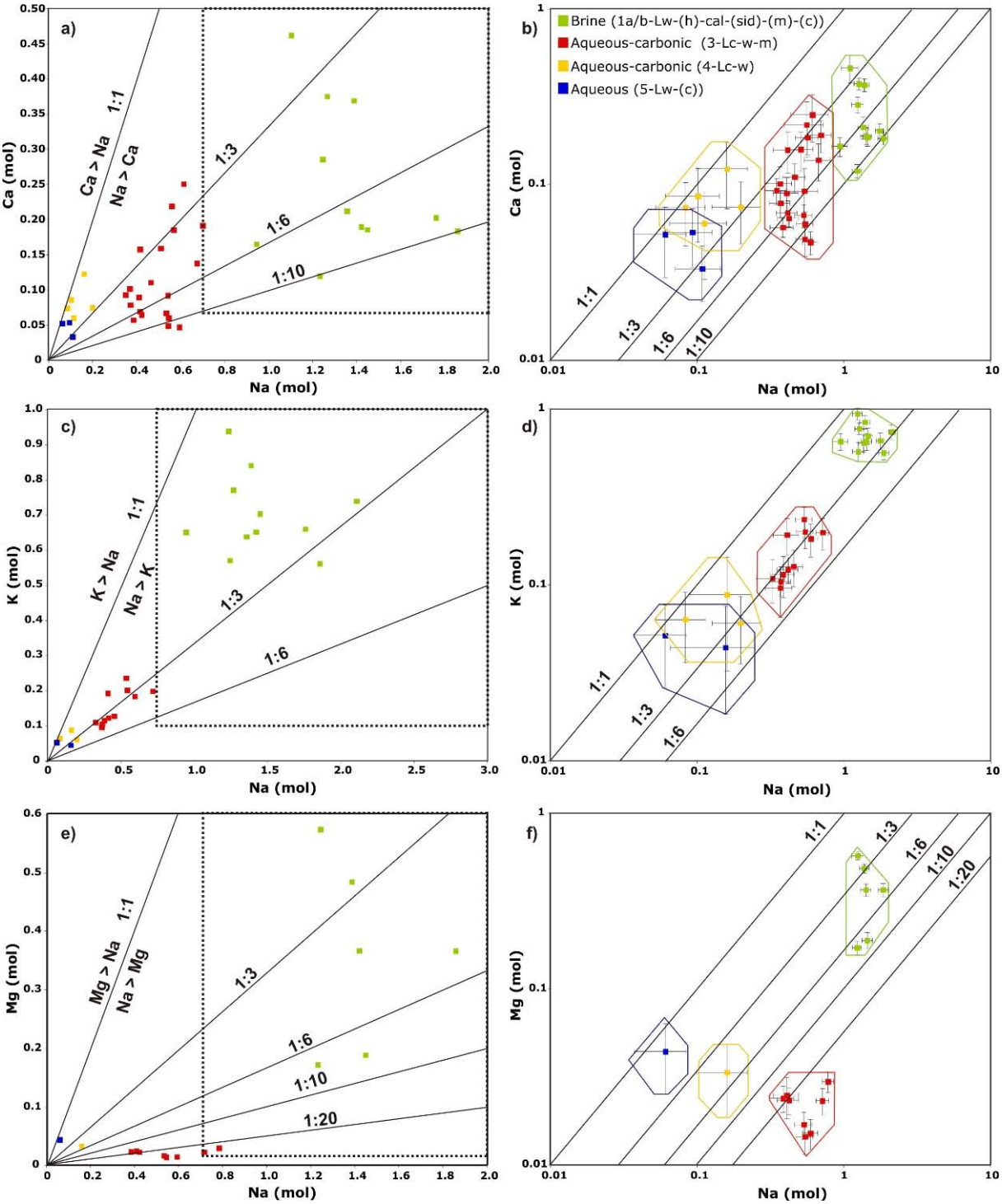


Figure VI- 10: Concentration ratios of major elements (Na/Ca/K/Mg) for samples from the southern part of the migmatite.

The dashed line indicates the field for data from the literature related to fluids from magmatic intrusions and hydrothermal activity (Heinrich et al., 1992; Campbell et al., 1995; Smith et al., 1996; Audétat et al., 2000; Kamenetsky et al., 2002). a) and b). Na vs. Ca. c) and d). Na vs. K. e) and f). Na vs. Mg. The coloured boxes refer to the different generations of fluids (cf legend) and take into account the maximum error values for each dataset. Black lines indicate concentration ratios between two elements.

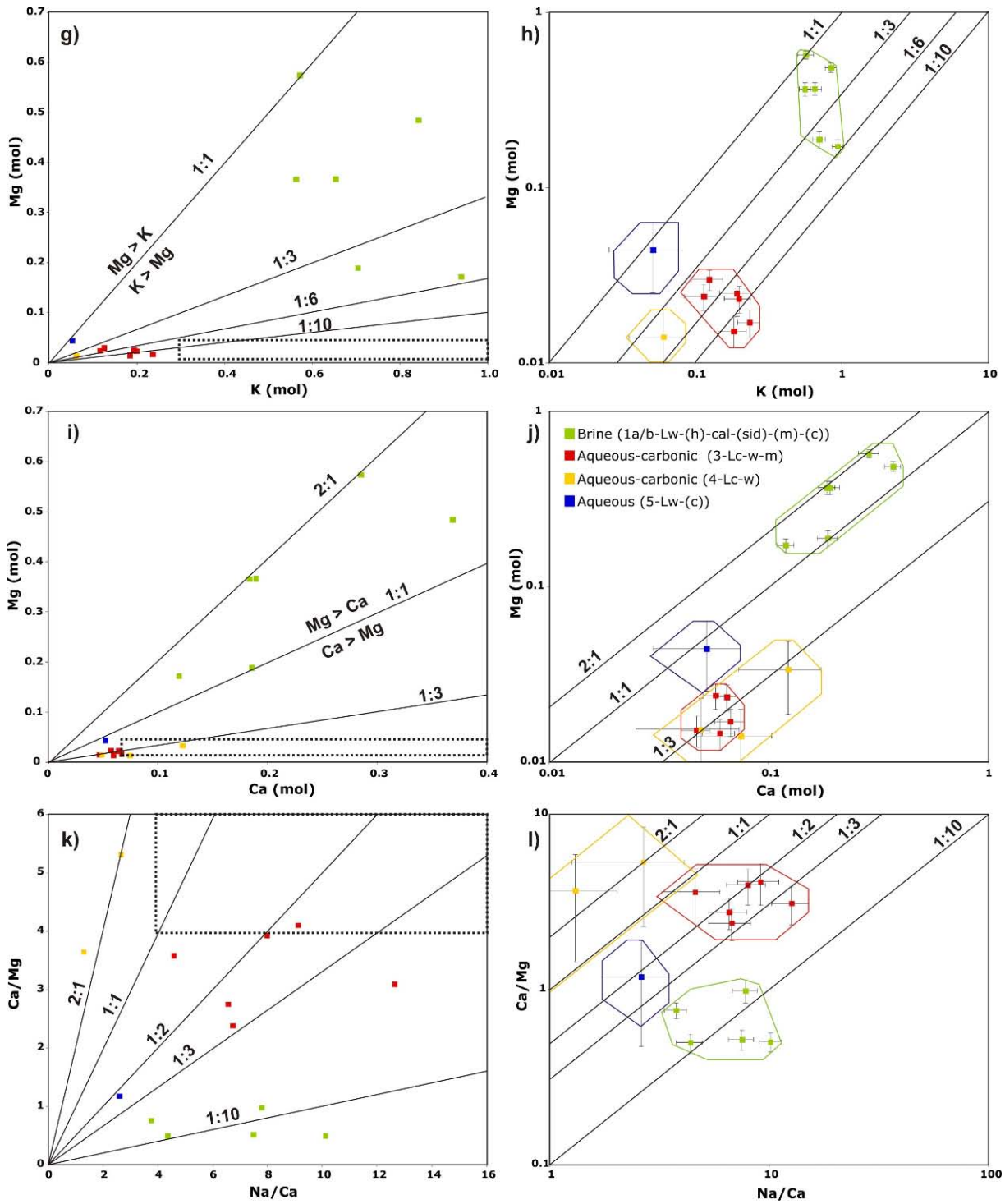


Figure VI- 10 continued: **g) and h)**. K vs. Mg. **i) and j)**. Ca vs. Mg. **k) and l)**. Na/ca vs. Ca/Mg.

<u>*) Aqueous-carbonic fluids</u>

Aqueous-carbonic fluids <u>*3-Lc-w-m*</u> have estimated calculated average composition (in mol): Cl^-: 1.1 ±0.2; Na^+: 0.52 ±0.04; K^+: 0.15 ± 0.02; Ca^{++}: 0.11 ± 0.01; Mg^{++}: 0.04 ±0.01; Li^+: 0.014 ±0.003; B^{+++}: < l.d.; Fe^{++}; 0.06 ±0.01; Mn^{++}: 0.015 ±0.004; Zn^{++}: 0.02± 0.01; Pb^{++}: 0.002 ±0.001; Cu^{++}: 0.004 ±0.001; Ba^{++}: 0.0006 ±0.0002; Sr^{++}: 0.0012 ±0.0001 (Figure VI- 12).

Aqueous-carbonic fluids *4-Lc-w* show much lower concentrations for all measured elements than 3-Lc-w-m. Na/K ratio ranges from 1:1 to 1:3 for 4-Lc-w and 1:3 to 1:10 for 3-Lc-w-m fluids (Figure VI-10a/b). Na/Ca ratio is in the same range for both aqueous-carbonic fluid generations (Figure VI-10c/d).

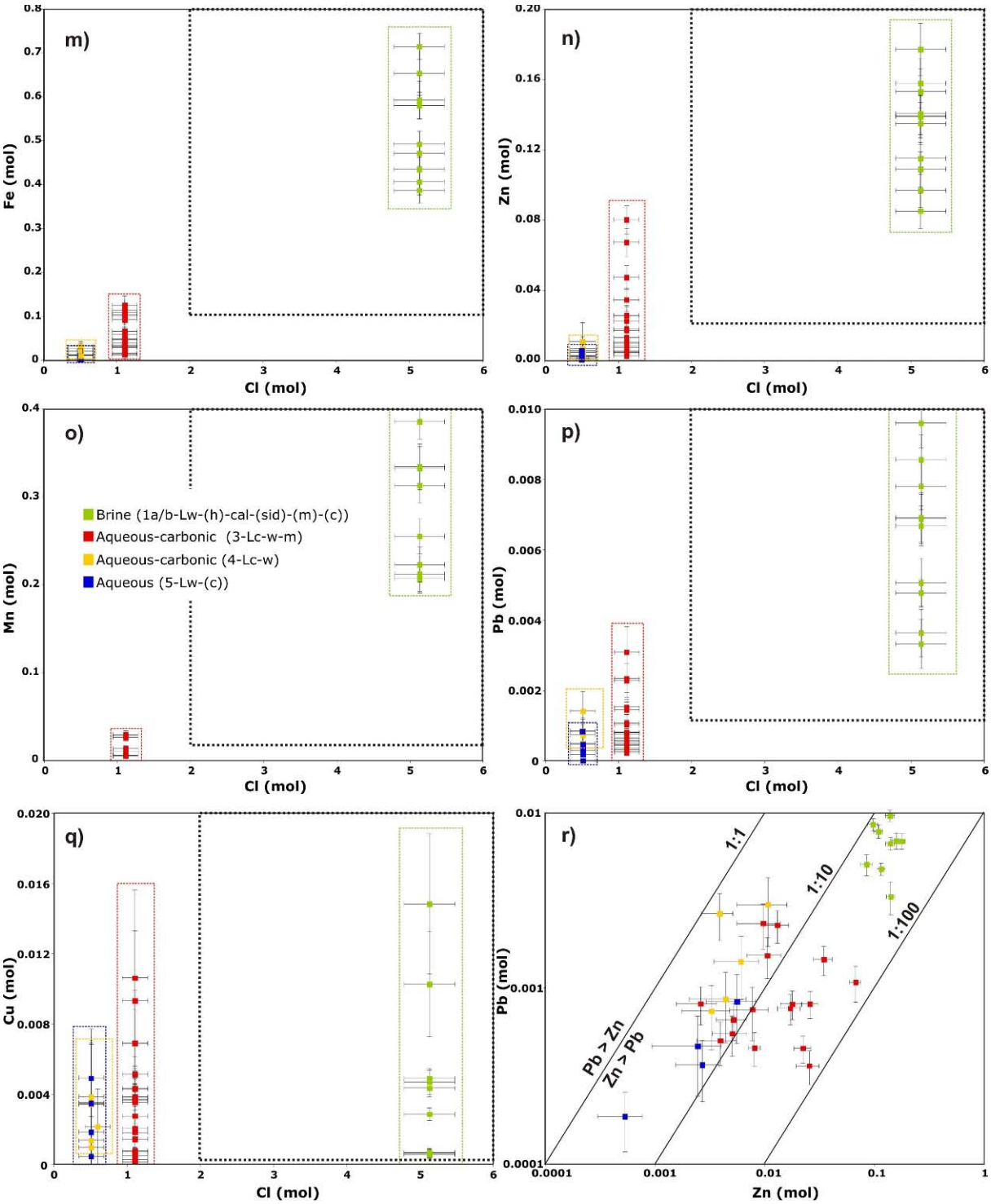


Figure VI- 10 continued: Concentrations of transition metals vs. chloride concentrations. **m)**. Iron. **n)**. Zinc. **o)**. Manganese. **p)**. Lead. **q)**. Copper. **r)** Zn vs. Pb

In contrast Na/Mg ratio is very distinct for 3-Lc-w-m fluids (1:20 to 1:50) compared to 4-Lc-w fluids (1:3 to 1:6) (Figure VI- 10e/f). Na/Ca vs Ca/Mg (Figure VI- 10k/l) diagram as well as K/Mg (Figure VI- 10g/h) and Mg/Ca ratios (Figure VI- 10i/j) are also very discriminating to contrast the different signatures of major elements for the aqueous carbonic fluids as well as for high salinity fluids and aqueous fluids. Zn concentrations are 10 to 50 times higher for 3-Lc-w-m fluid inclusions (Figure VI- 10Figure VI- 10r).

Aqueous fluids *5-Lw-(c)* show globally quite similar concentrations than 4-Lc-w aqueous carbonic fluid inclusions (Figure VI- 10).

- **Fluids from the granodiorite**

**) Low salinity aqueous fluids (5-Lw-(c)) related to FIP formed within the brittle deformation domain of the granodiorite during exhumation.*

Fluids trapped within FIP show the lowest concentrations in transition metals, as well as for major elements (Figure VI- 11). The veins that formed latest in the relative chronology history of fluid circulation evidences are the barite veins (NX07-66a) and fluids trapped within those veins are most dilute as attested by their low content in all elements (especially for Mg and Fe (Figure VI- 11e/f/g/h/i/j/m/n), Figure VI- 12d/i)) expect for lead (Figure VI- 11q/r, Figure VI- 12l).

Fluids trapped within FIP in all types of samples (LS-06-183, LS-06-74, NX07-06', NX07-60 and NX07-107) differ not significantly from each other and are all marked by low chlorinity and low element content compared to brines and aqueous-carbonic fluids from the migmatites. However, chlorinities for FIP of fluids trapped within deeper levels of the granodiorite (LS-06-183 and NX07-107) are higher (0.40-0.90 mol Cl-) as well as their Mg, Fe and Pb concentrations (Figure VI- 11e/f/g/h/m/n/q/r, Figure VI- 12d/i/l) relative to late stage hydrothermal veins (0.10-0.30 mol Cl-). The late stage hydrothermal quartz vein (LS-06-749) is marked by anomalous high Li concentrations (Figure VI- 12g) which are quite often observed for fluids trapped in a context of hydrothermal activity (Cathelineau et al., 1994).

Fluids trapped within FIP are very dilute surface derived fluids and correspond probably to fluids which have not interacted too much with the host rock as indicated by their low concentrations of elements. However, fluids trapped within FIP within the deeper most levels of the granodiorite might have interacted over longer periods with the host rock as attested by higher Mg-Fe concentrations. P-T conditions of trapping indicate 20 to 50 MPa pressures under hydrostatic pressure regime. These fluids are probably of meteoric origin and flow down the crust along open fractures at shallow levels.

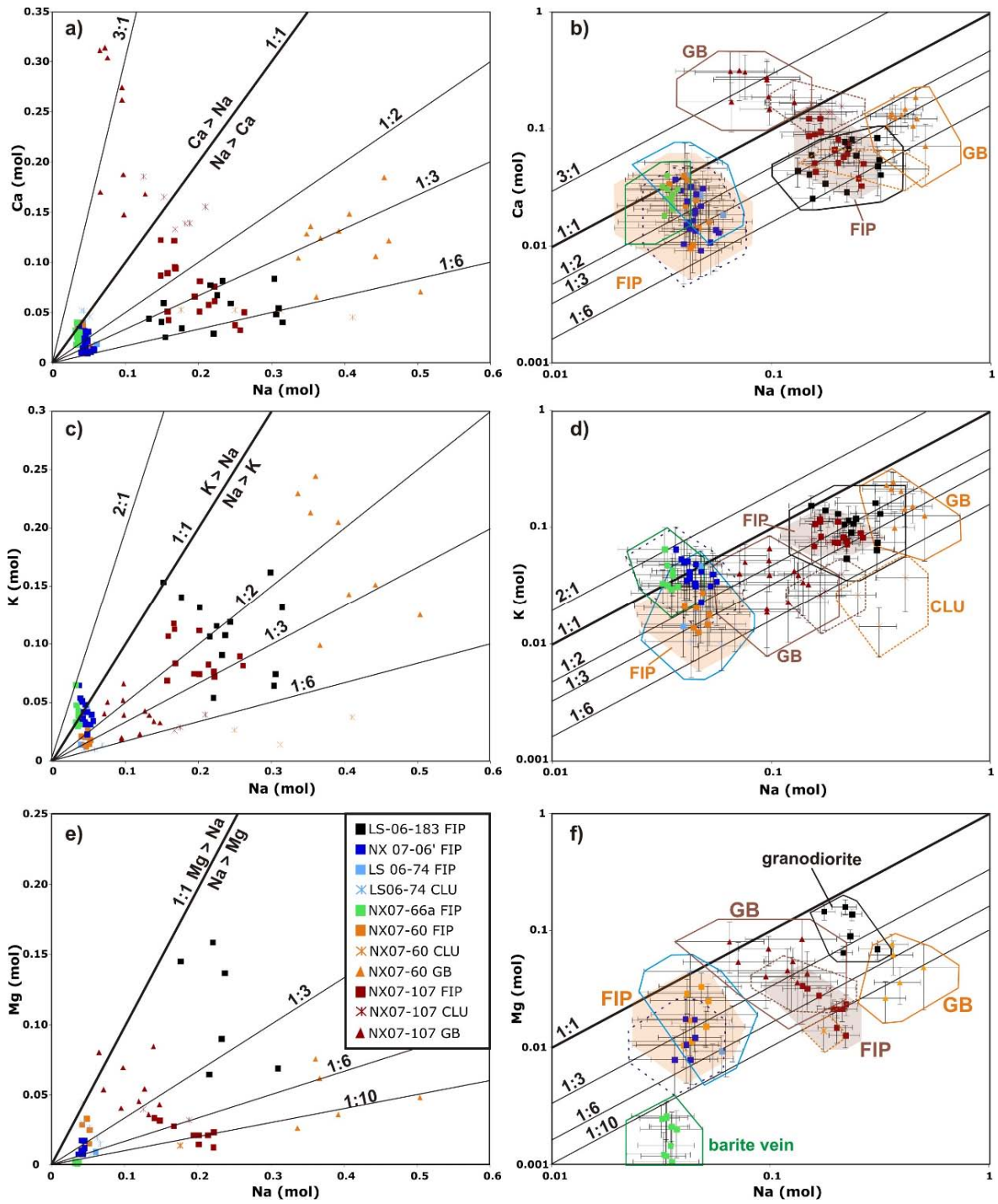


Figure VI- 11: Concentrations of major elements (Na/Ca/K/Mg) for samples from the granodiorite pluton.

a) and b). Na vs. Ca. **c) and d)**. Na vs. K. **e) and f)**. Na vs. Mg. The coloured boxes refer to the different generations of fluids (cf legend) and take into account the maximum error values for each dataset. Black lines indicate concentration ratios between two elements. log scale for b), d) and f). **FIP**: Fluid Inclusion Plane. **CLU**: CLUster of primary fluid inclusions. **GB**: fluid inclusions from the Grain Boundaries**. LS-06-183**: undeformed, unaltered granodiorite (fluid inclusions from quartz grains). **NX07-06'**: quartz pocket at the vicinity of a cataclasite crosscut by calcite veinlets. **LS-06-74**: hydrothermal quartz vein crosscutting the granodiorite detachment. **NX07-66a**: late stage barite vein crosscutting the granodiorite, the detachment and the juxtaposed sediments. **NX07-60**: covellite minerlized quartz vein associated to low angle normal faulting within the granodiorite close to the detachment fault. **NX07-107**: syntectonic quartz vein, synchronous to N50-70 crosscutting faults

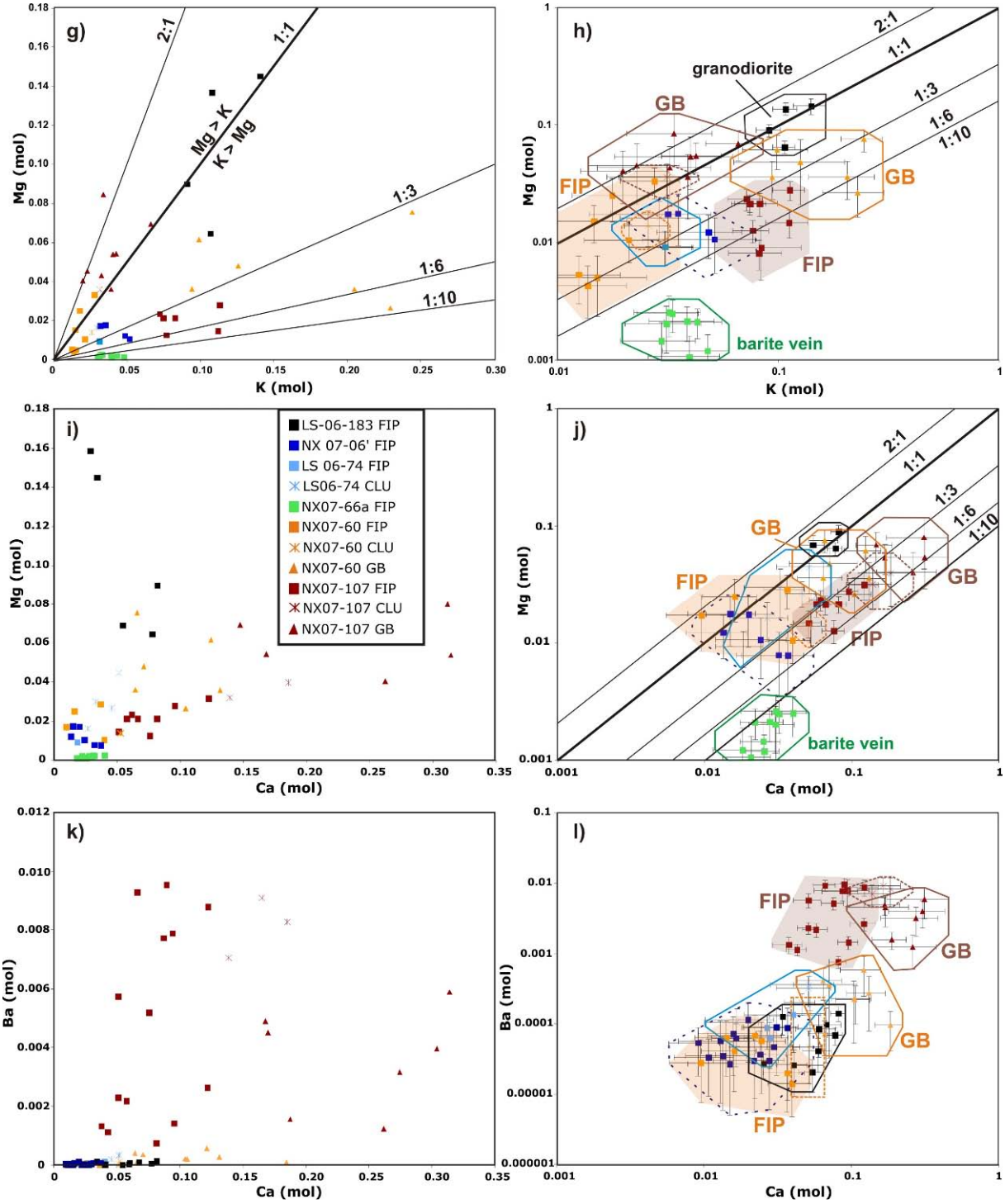


Figure VI- 11 continued: **g) and h)**. K vs. Mg. **i) and j)**. Ca vs. Mg. **k) and l)** Ca vs. Ba.

They define the upper crustal reservoir of surface derived fluids as such fluids were not recorded within deeper levels of the crust.

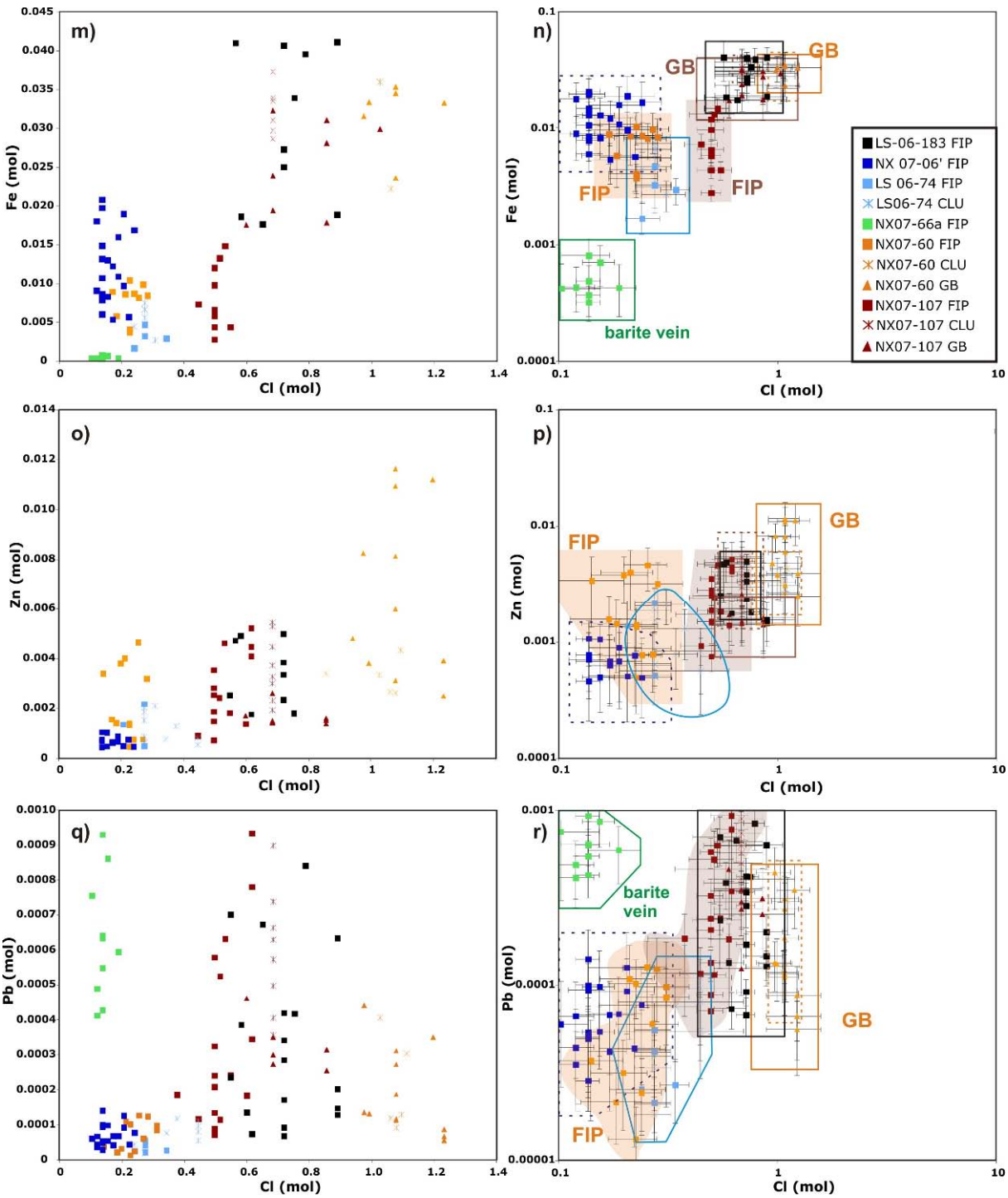


Figure VI- 11 continued: Concentrations of transition metals vs. chloride concentrations. **m) and n)** Iron. **o) and p)** Zinc. **q) and r)** Lead.

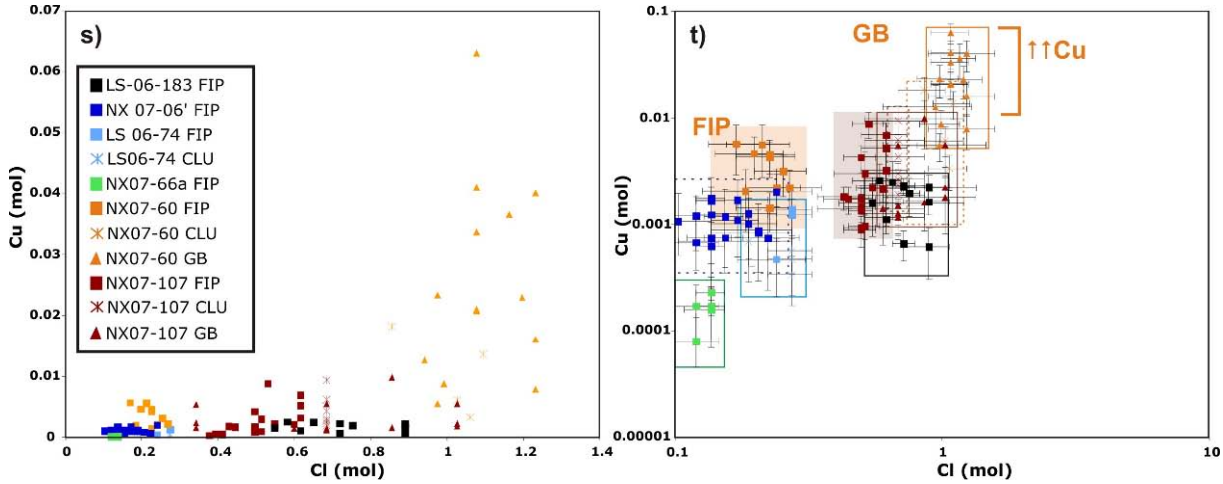


Figure VI- 11 continued: **s) and t)** Copper.

<u>) Low salinity aqueous fluids (5-Lw-(c)) related to primary FI (clusters) and FI trapped within grain boundaries formed within the ductile/brittle transition deformation domain of the granodiorite and associated vein network during exhumation.</u>*

Primary fluids and to a higher extend fluids trapped within the grain boundaries of quartz veins for samples NX07-60 and NX07-107 show higher chlorinities (0.6-1.1 mol Cl-) and higher element content (Figure VI- 11, Figure VI- 12). Anomalies in Cu up to 0.06 mol (Figure VI- 11s/t, Figure VI- 12j) have been recorded for sample NX07-60 and are probably directly related to the covellite-pyrite mineralizations within these quartz veins. This anomaly is accompanied by high B concentrations of up to 0.1 mol (Figure VI- 12h). The close geometric relationship with the Cu-mineralization and the high Cu content of the fluid might be an interesting point, as these fluids might be the ones transporting copper. Anyway this fluid is a local curiosity also attested by the very different gas compositions rich in CH_4.

Primary fluid inclusions and fluids trapped within the grain boundaries as well as late stage FIP trapped within the syntectonic quartz vein related to the N50 to N70 late stage fault system crosscutting the granodiorite (NX07-107) are marked by an important anomaly in Ba accompanied by higher Ca concentrations. Such fluids might be directly related to the alteration of the granodiorite as it is rich in anorthite and shows also high Ba content up to 800ppm (unpublished data of bulk rock analyses). These fluids are trapped within deep seated zones of this fracture network. Closer to the surface such fluids might be at the origin of barite precipitation and form a fracture network of barite veins (NX07-66a, figure III- 33) similarly oriented as the fault system to which NX07-107 is directly associated (NE- SW to E-W).

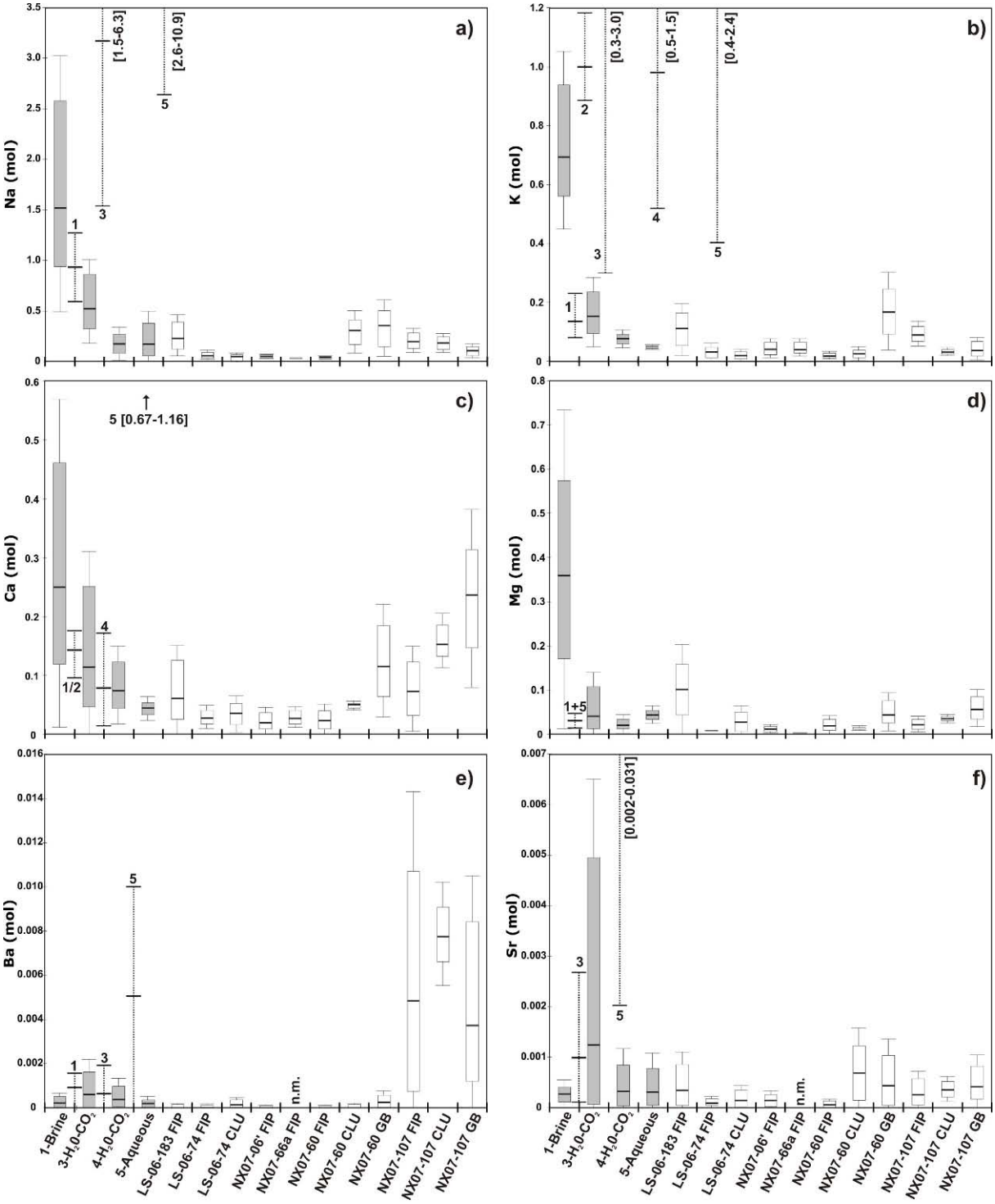


Figure VI- 12 : Boxdiagrams of Na, K, Ca, Mg, Ba and Sr element concentration.

A compilation of samples from the migmatite (grey boxes) and samples from the granodiorite (white boxes). Thick lines correspond to the average value. Dashed lines (where only maximal and minimal values including the corresponding error are given) correspond to data from the literature of brines recorded at the vicinity of magmatic intrusions (1: Cornwall (Smith et al., 1996); 2: Industrialnoe (Kamenetsky et al., 2002); 3: Mole (Audétat et al., 2000); 4: Mole (Heinrich et al., 1992); 5: Capitan (Campbell et al., 1995). For sample description see Figure VI- 10). n.m. : not measured. <l.d. : below limit of detection. Extreme and atypical values not represented.

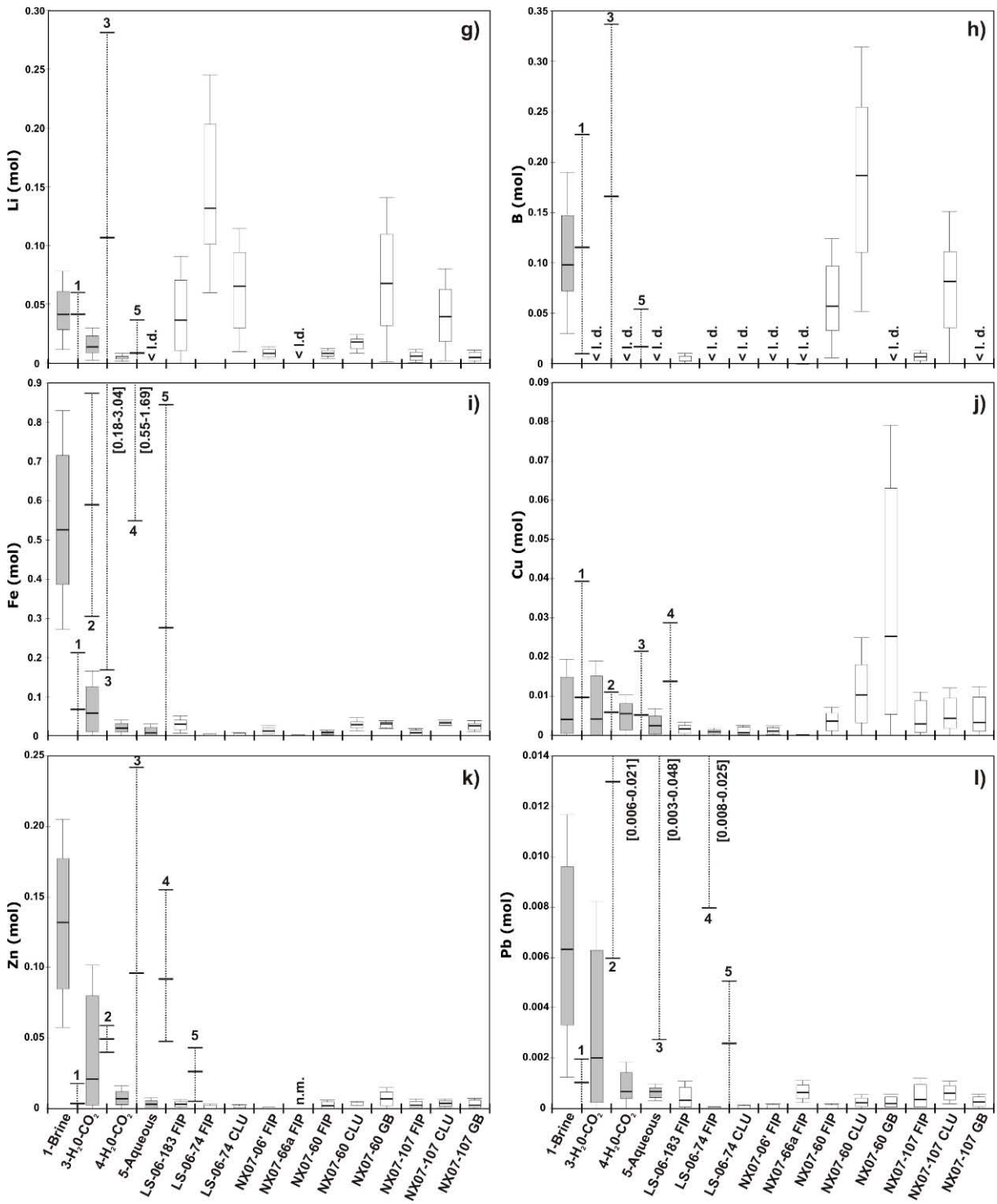


Figure VI- 12 continued : Boxdiagrams of Li, B, Fe, Cu, Zn and Pb.

In summary, three zones of fluid production have been distinguished, all of which are typical for one or several fluid generations:

1) Fluids related to magmatic activity attested by high salinity brines rich in transition metals and major elements as well as for Li and B. These fluids are found only within deeper levels

of the crust (amphibolite facies rocks) in a maximal range of 1-2km away from the granodiorite.

2) Very dilute fluids derived from the surface and trapped within microcracks in late stage quartz veins from the granodiorite. Such low concentrations indicate low fluid-rock interactions and thus the proximity to the meteoric source

3) Fluids in equilibrium with metamorphic rocks below the crustal scale detachment within amphibolite and greenschist-facies rocks. Such fluids are marked by high CO2 concentrations probably derived from decarbonation reactions from the marbles during M2 metamorphism (Baker et al., 1994, Buick and Holland, 1991). Their higher content in major elements as well as for transition metals also attests for a higher degree of fluid-rock interactions during metamorphism.

The general trend from higher transition metal concentrations from high salinity fluids towards lower concentrations of aqueous-carbonic and surface derived fluids has been demonstrated by Yardley (2005), as he compiled a whole set of data from the literature covering all ranges of known fluid compositions.

VI.5.4 Crush-leach

Four samples coming from the different quartz veins from the southern part of the migmatite dome (V1, V2 and V3, Siebenaller et al., submitted) and one sample coming from the greenschist facies ultramylonite (sample 04-52a, Figure VI- 3) have been studied. The sample coming from the V1 quartz vein containing the highly saline fluids has been duplicated five times. Samples without high salinity fluids and having low Cl content are separated into two groups (Figure VI- 13):

(1) V2 and V3 veins that are very rich in aqueous carbonic fluid inclusions

(2) quartz vein from the ultramylonite being much richer in aqueous fluids

Data are compiled in table VI-10 (annexe Part VI). Samples containing high salinity fluids show a dispersed distribution along the seawater evaporation line, depending probably on the part of the quartz vein that was analyzed with more or less high salinity fluids present. As the signature of high salinity fluids is mixed up with that of aquo-carbonic and aqueous fluids they only can show a trend towards brines which may have reached saturation with respect to halite (Figure VI- 13). Samples displaying Cl/Br ratios ranging from 700 to 1500 are probably dominated by the brines characterized by low Br content and high Cl content previously published by Smith et al., (1996). These ranges of ratio could be in favour of a magmatic contribution for these fluids.

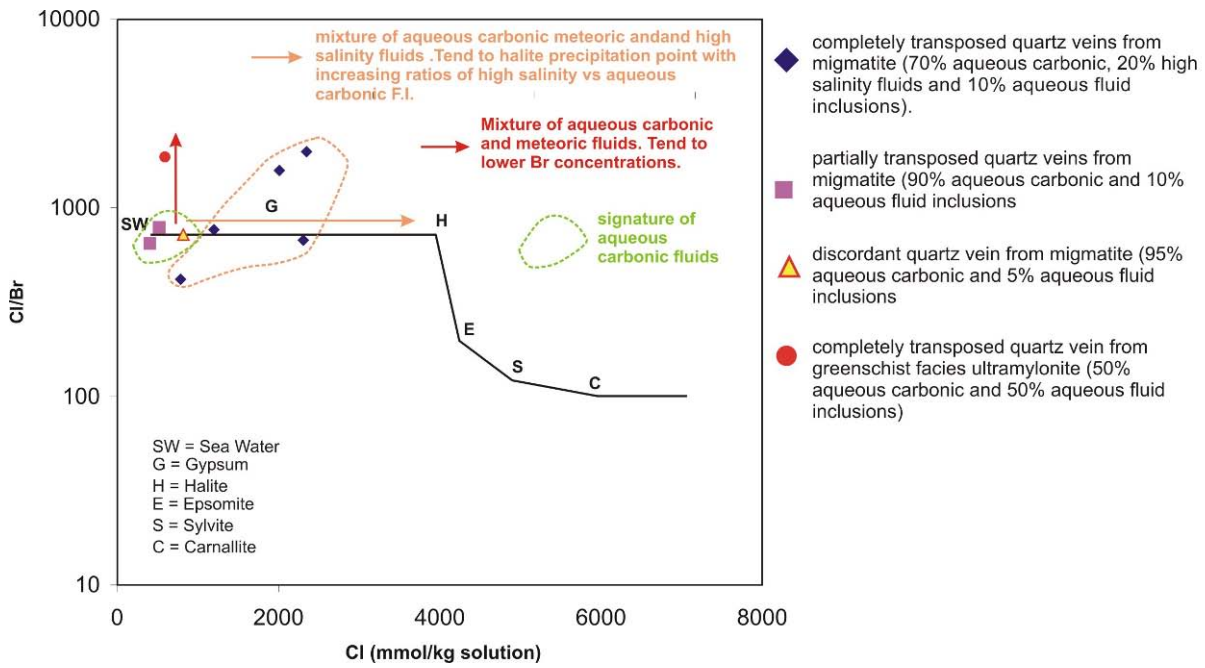


Figure VI- 13: Cl vs. Cl/Br diagram of the composition of bulk fluids determined from crush-leach analyses. Full line = seawater evaporation trend from Fontes and Matray (1993).

VI.5.3 Stable isotopes from bulk fluid analyzes

Hydrogen and carbon isotopic data from bulk fluid inclusion analyses after crushing of quartz segregations are presented in table VI-11 (annexe Part VI). In Figure VI- 14 δD vs. $\delta^{13}C$ data of the different quartz veins sampled over a wide range of metamorphic rocks (Figure VI- 3) are plotted.

Isotopic δD data on water from OH-minerals (muscovite, biotite and glaucophane) from the study of the metamorphic rocks of Rye et al 1976 indicate strong variations depending on the zone of metamorphic grade where samples come from. These variations may reflect retrograde exchange during cooling. They concluded that retrograde hydrogen isotope exchange would be more pronounced in the higher grade rocks and if δD remained constant would result in more negative δD values in those rocks. This phenomena could explain the most negative values (-56.5 to -65.6‰) for fluids trapped in completely transposed V1 from the migmatite, but how may can this interpretation be consistent with lower δD values (-40.0 to-46.0‰) for fluids trapped in later formed discordant to V3 veins (Figure VI- 14). Both vein types are very rich in CO_2, as shows the microstructural analyses compared to fluid inclusion distribution (part VI). $\delta^{13}C$ values vary in the same order of magnitude (0 to -4‰) for both vein types.

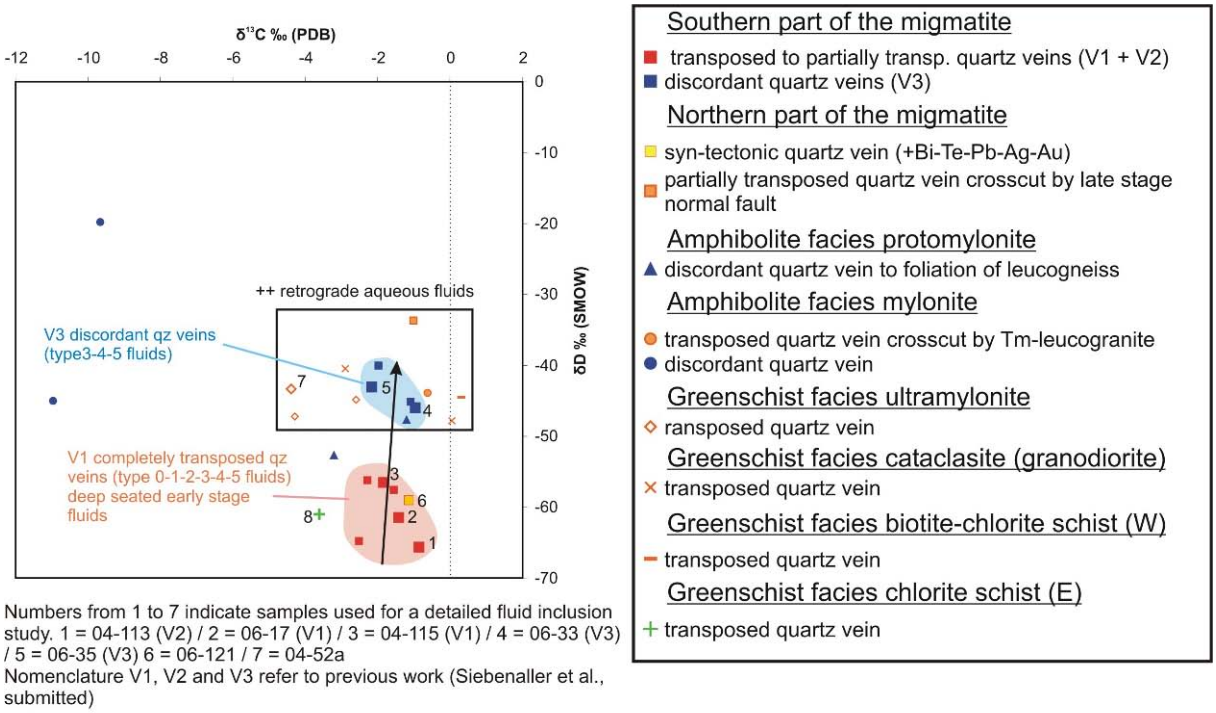


Figure VI- 14 : δD vs. $\delta^{13}C$ of water and CO_2 in fluid inclusions in quartz segregations.

The only variable that changes for those fluids is the signature of water. XCO_2 values (table VI-11 (annexe Part VI)) give ratios of 0.25 for fluids within V1 veins and 0.15 for V3 veins, which means that these chronologically trapped later V3 veins contain CO_2-H_2O fluids with a higher percentage of aqueous phase as they are in both cases the major fluid generation present. Both vein types additionally contain late stage surface derived aqueous fluids but in such small quantities that they might not play a significant role in shifting δD values, especially as they should be trapped in same ratios within both vein types. Through field scale cross-cutting relationships and microstructural analyses we know that the discordant quartz veins formed at a moment where a connection to the surface derived aqueous fluid reservoir would have been difficult as at that moment the ultramylonite greenschist facies detachment shear zone and later on the amphibolite facies mylonite shear zone were active above the migmatites. The latter undergo brittle deformation due to fluid overpressures (part IV). The δD values thus reflect the signature of the water phase of the fluid under overpressure at the roof of the migmatites. As CO_2 is the dominant gas phase and only traces of CH_4 could be detected, the hypothesis of fractionation between CH_4 and H_2O which is very high at metamorphic temperatures can be rejected.

δD signatures from transposed quartz segregations of low grade metamorphic units or veins that are discordant within higher grade metamorphic rocks are similar to those of the V3 veins and range from -40.5 to -33.7‰ (Figure VI- 14). Thus these signatures might reflect waters of very late aquo-

carbonic fluids with contrast to δD values from V1 veins which might indicate water isotopic composition of peak high temperature metamorphism.

The data, though preliminary, do suggest that useful information can be obtained from the δD analyses of water in fluid inclusions in quartz segregations. An even more powerful to develop would be to do in situ analyzes on single fluid inclusions studied before by non destructive analytical methods. This technique would allow us to reason about all of the specific fluid generations trapped within these veins an not about a mixture of which finally it is difficult to reason, as shown indicated by the crush-leach results where one sample duplicated 5 times give five significantly signatures of the mixture. Such variations infer heterogeneous distribution of fluid inclusions within quartz segregations, which is illustrated in figures from part IV-2/5/9 from fluid inclusions distribution with respect to microstructures for the analyzed quartz veins. Five gram of quartz are crushed, which is a quite small amount compared to centimetre scale zonations from quartz grains containing primary fluids, compared to recrystallized zones devoid of fluid inclusions. On the other hand, significantly amounts of fluids within the grain boundaries, may also contribute to an additional uncertainty factor of what we finally measure the isotopic signature as these fluids are generally poorly constrained.

VI.6 Discussion

VI.6.1 P-T pathways and fluid inclusion chemistry

- **Ky-schists and cross-cutting Tm-Gr-(By)-Leucogranites**

**) salinities and Th (Figure VI- 4)*

Several end-members are distinguished as tourmalines show the highest salinities and lowest Th for aqueous-carbonic fluid inclusions as well as for aqueous FI. Aqueous FI found in clusters of garnets from the leucogranites show lowest salinities but highest Th. These fluids are though very different from all other aqueous FI measured in other host minerals. Thus these fluids might correspond to primary aqueous fluids that were trapped within the core of these garnets during crystallization of the leucogranitic magmas. The large Th variations especially for FI coming from quartz crystals might be related to the observation that often 3-Lc-w-m FI show decrepitation features and might therefore have been re-equilibrated after trapping. The overlapping of both zones defined by 3-Lc-w-m fluids and 5-Lw-(c) (Figure VI- 4) is mostly marked for quartz crystals and might indicate progressive mixing between a higher salinity end-member for 3-Lc-w-m fluids towards a lower salinity end-member for 5-Lw-(c) FI. Thus tourmalines might then best preserve the pure end-member of 3-Lc-w-m fluids with highest salinities. This hypothesis is supported by the presence of O_2 within 3-Lc-w-m FI from tourmalines, indicating that tourmalines might have been quite stable during

deformation without exchanging any fluid content with the surrounding minerals. The tourmaline minerals act as a closed system as oxygen is not reacting to form oxides. Tourmalines can thus be expected to have behaved at least partially as a closed micrometer scale fluid reservoir after trapping conditions.

**) P-T evolution (Figure VI- 5)*

Original P-T conditions representing syn-peak M2 should be best preserved in primary minerals such as kyanite, garnet and apatite from the kyanite schist. However isochores for primary fluid inclusions trapped within these minerals indicate much lower P-T trapping conditions, which might reflect that these fluids might have been trapped after peak HT metamorphism during retrograde break down metamorphic reactions as attested by textures of these minerals (figures part IV-12a/b/c/d). The other possibility for these low P-T conditions indicated by the isochores might result of preferential water leakage (Bakker an Jansen 1990) during exhumation as this has been indicated from FI from the outer rim of zoned euhedral garnet crystals from the leucogranites (cf figure part IV-12g/h). The low water content within these primary aqueous-carbonic FI compared 3-Lc-w-m FI also might indicate such preferential water leakage especially for apatites where FI show clearly decrepitation textures (figure IV-11n/o).

Through relative chronologies between leucogranite cross-cutting ky-schist, we know that the tourmalines from the leucogranite crystallized after kyanite, garnet and apatite crystals from the ky-schists. The higher isochores for FI in tourmalines compared to those of IF in primary minerals from the ky-schist might indicate the closest conditions to HT metamorphism and associated magmatism. As 3-Lc-w-m FI are trapped within FIP parallel to quartz fractures cross-cutting tourmaline crystals (figure IV-12a/b/c/d), might indicate the conditions of fracturing and healing, whereas quartz still flows by dynamic recrystallization (see part IV for more specific explanations to fluid distribution and microstructures). Thus these P-T conditions reflect an intermediate stage from crystallization of these leucogranites synchronous to fracturing of tourmalines and before the end of recrystallization for quartz minerals at lower temperatures around the ductile-brittle transition (300 to 350°C). 3-Lc-w-m Fi within beryl should thus give somewhat similar P-T conditions as they were trapped in FIP distributed identically as those described above for the tourmalines (Figure IV-12j/k). As these FI show decrepitation textures and potential water leakage as indicated by the decrepitation-queue above the FI in figure IV-12k, these P-T might not reflect initial trapping conditions but more a late stage re-equilibration event during decompression and rapid exhumation.

On the other hand the low salinity primary (syncrystallization) aqueous fluids trapped within euhedral garnet from the leucogranites give isochores indicating high temperatures and low

pressures. These leucogranitic veins are discordant and mark sharp contacts with the wall-rocks (figure part IV-10). They are the latest expression of magmatic activity since they cross-cut all other granites of which the youngest have been dated around 13 Ma (Kruckenberg et al., unpublished data). The geothermal gradient is higher for the leucogranites (100°C/km at lithostatic pressure) than for the ky-schists they cross-cut indicating that country rocks were cooler than the leucogranites. Cooling for leucogranites is even more rapid as indicated by the P-T pathway, and might be assisted by water rich fluids as the outer rim of the garnets show zonings with overgrowths where aqueous fluids with hydrated undetermined solid phases (chlorite/illite/micas?) were trapped in (figure IV-12-g/h). This discrete retrograde fluid infiltration during the last stages of crystallization of garnet might be responsible for rapid cooling and such fluid circulations might be localized within the juxtaposed amphibolite facies mylonite.

The major problem arises in the fact that rather high pressures and high temperatures for trapping conditions of aqueous-carbonic FI within anhedral tourmalines (x-tourmalines) and low pressures and high temperatures trapping conditions for primary aqueous fluid inclusions within the euhedral garnets which come from the same leucogranitic host-rock are recorded. The major difference is the fluid chemistry and the texture of the host-mineral. Two types of tourmalines are observed within the leucogranites, (1) small (millimetre scale) euhedral tourmalines that show brownish zonings, and (2) centimetre size x-tourmalines which show blue zonings and where at the outer rim the same brownish zonings occurs (cf figure IV-12a and explications part IV.2.3). This difference infers that the x-tourmalines might be xenoliths trapped within these magmas during ascension and have not crystallized at the same time. The highest salinities for fluids trapped within the x-tourmalines, compared to the lowest salinities for fluids trapped within the garnets supports the hypothesis that these minerals crystallized at different levels of the crust at a different time. Thus the P-T trapping conditions from aqueous-carbonic fluids within x-tourmalines towards P-T conditions for aqueous primary FI from the garnets show the isothermal decompression pathway from a tourmaline xenolith trapped at a deeper crustal level within a hot magma towards shallower levels were crystallization occurred and euhedral tourmalines and garnets crystallized in presence of aqueous fluids.

From these results we reconstruct two distinct P-T pathways (Figure VI- 5):

(1) The P-T pathway for the *leucogranites* is nearly isothermal and shows a high geothermal gradient (100°C/km) at emplacement levels of the leucogranite. This high gradient is only representative of the magma temperature at the time of the dike emplacement and maybe over centimetre scales around the dikes as they are not capable to heat up considerably the surrounding ky-schists over larger distances. Thus they cool rapidly within cooler host-rocks at shallower levels along the proposed pathway to join the P-T pathway for the surrounding ky-schists (Figure VI- 5).

(2) The P-T pathway for the *ky-schists* also implicates rapid cooling rates, as pressures drop faster than temperatures inferred from the slope of the pathway a geothermal gradient of about 60°C/km at lithostatic pressures would better translate the conditions within which these rocks got exhumed through the ductile part of the crust. After formation of leucogranites, microstructures indicate continuous remobilization of aqueous-carbonic fluids during recrystallization processes (part IV.2.3) towards an end member, where these fluids are trapped within healed FIP during brittle deformation indicating progressive cooling after the rocks passed through the ductile brittle/transition within a lower (35°C/km) hydrostatic pressure gradient (Figure VI- 5). At that moment aqueous 5-Lw-(c) started getting trapped within transgranular FIP as recrystallization processes were no more active. The ky-schists entered the hydrostatic pressure field and evolved continuously towards the surface under a geothermal gradient of 35°/km (Figure VI- 5).

- **Greenschist facies ultramylonite**

**) salinities and Th (Figure VI- 6)*

Salinities are rather low and do not vary significantly between the different FI types except for the N-S directed FIP (5b-Lw-(c)) which show very low salinities and also low Th. The low salinity induces probably weak fluid-rock interactions and the low temperatures may indicate the proximity to the surface. They are clearly interpreted as surface derived aqueous fluids not having interacted much with the rocks during their flow towards deeper levels. They are the last expression of aqueous fluid circulations.

What is more striking is the large distribution of homogenisation temperatures especially for decrepitated fluid inclusions coming from the clusters within recrystallized quartz grains (figure IV-15h/k). This distribution is quite common when decrepitation phenomena occur and are evidently related to strong re-equilibration of FI due to internal or confining overpressures (Sterner and Bodnar, 1989), which may have been caused by a tectonic event (rapid decompression for example) (Agard et al., 2000; Küster and Stöckert, 1997). Another possibility to explain the wide range of Th might be to relate the re-equilibration processes to dynamic recrystallization were migrating grain boundaries pass through pre-existing FIP and leave randomly distributed and clusters of decrepitated FI behind (cf part IV). As discussed in part V, fluid overpressures within the migrating grain boundaries could also result in the continues formation of FIP (represented here by type-5-Lw-c) which then would also generate a large distribution of Th, as they were either re-equilibrated or trapped at successive stages of switching between recrystallization and hydraulic fracturing due to fluid overpressures within the grain boundary (cf part IV). Thus, the large distribution of Th can be interpreted as being a combination of (1) switching towards hydrostatic local overpressures inside a

lithostatic overall pressure regime within the ultramylonite shear zone, and (2) later endured re-equilibrations due to internal or confining overpressures (Sterner and Bodnar, 1989) during rapid decompression and exhumation.

**) P-T evolution (Figure VI- 7)*

As described above, interpreting isochores of decrepitated FI might be useless as they do not indicate trapping conditions but more likely conditions of re-equilibration which are difficult to constrain. Some authors interpreted these wide ranges in pressures (especially the higher pressures) as higher pressures within the shear zone during shearing and continuous fluid input (example of Tinos Island detachment, Vapnik and Avigad, 2004). In order to discuss this interpretation we propose a mechanism where continuous switching between dynamic recrystallization processes and fluid overpressures within the grain boundaries lead to a discontinuous process of loading and unloading of fluid pressures. This process is not only localized within shear zones, as it was also recorded within other structural units where static recrystallization processes occurred under lower strain rates (examples from part IV). Fluids are remobilized continuously within the shear zone by a discontinuous process leading to local loading and thus higher pressures. This process might be able to load pressures considerably in zones where fluid volumes are high such as in shear zones connected to the surface derived fluid reservoir where continuous input of fluids from above is possible (Famin et al 2004, Vapnik and Avigad, 2004). On the other hand, the measured wide range of pressures might not really reflect higher pressures within the shear zone but more likely be the expression of the above described discontinuous process of dynamic recrystallization and hydraulic fracturing, trapping fluids at higher pressures during loading and at lower pressures during unloading.

- **Granodiorite**

**) salinities and Th (Figure VI- 8)*

The salinities from higher towards lower salinities show a general trend from fluids that circulated within deeper parts of the granodiorite where recrystallization and semi-brittle flow processes were active towards late stage hydrothermal veins that formed at shallower levels within the crust as they show no deformation textures. The only exceptions, and only for the Th, to this general trend are fluids trapped within FIP crosscutting quartz veins marked by pyrite-covellite mineralizations as well as quartz veins affected by cataclastic deformation and brittle fracturing with calcite mineralization. The first Th distribution mode (192 to 256°C) for both samples is in agreement with this global trend. It is the second mode which shows higher Th (305 to 330°C) that does not fit to this general trend. Decrepitation textures may be the clue to reason about this bimodal distribution.

The higher salinities for FI trapped within deeper levels of the granodiorite may translate higher fluid/rock interactions as these surface derived aqueous fluids stay for much longer periods within the granodiorite to reach down to levels of ductile and cataclastic deformation. In contrast, the lower salinities recorded within late stage undeformed hydrothermal veins and within FIP from quartz veins indicate trapping conditions at shallower levels of the granodiorite during brittle deformation. These fluids have not interacted as much with surrounding rocks as their resident times within these rocks are shorter before trapping occurred. These fluids would then best translate the closest geochemical signatures of the source of these fluids, meteoric water.

A general trend from higher salinities and higher Th towards lower salinites and lower Th indicates dilution and cooling during exhumation. This trend is best reflected by the sample with covellite mineralizations, where higher salinites were recorded within clusters of FI at the grain boundaries whereas lower salinites were recorded within transgranular FIP. The barite veins are chronologically the latest veins crosscutting the granodiorite and contain fluids with lowest salinities and Th. They reflect the last expression of fluid circulations within the granodiorite as these rocks migrate towards higher levels within the upper crust during exhumation.

**) P-T evolution (Figure VI- 9)*

The inferred P-T pathway along high geothermal gradients indicates rapid cooling and shallow emplacement depths of the granodiorite.

The granodiorite is crosscut by numerous tens of meters thick N70 to N90° oriented cataclastites and surface derived “cold” fluid circulations along these faults have been attested by the presence of fluid inclusions and retrograde alteration reactions (chloritization of biotite, carbonation, damouritisation, …). We thus suggest that the rapid cooling is more likely due to huge amounts of “cold” surface derived aqueous fluid infiltrations and to the shallow emplacement depths of 4 to 5km than to fast exhumation rates as geothermal gradients are high and infer near isobar cooling.

- **Comparison of P-T pathways and bulk fluid chemistry from the different structural units.**

**) Chemistry of fluids*

Three major populations in terms of salinities and respective homogenization temperatures are distinguished (Figure VI- 15):

1) High salinity and high Th fluids, which could be derived from intrusive bodies or which could acquire their salt content by metamorphic reactions.
2) Intermediate to low salinity and high Th aqueous-carbonic “metamorphic” fluids.

3) Low salinities and very variable Th aqueous surface derived fluids from shallow levels to deeper levels of the crust

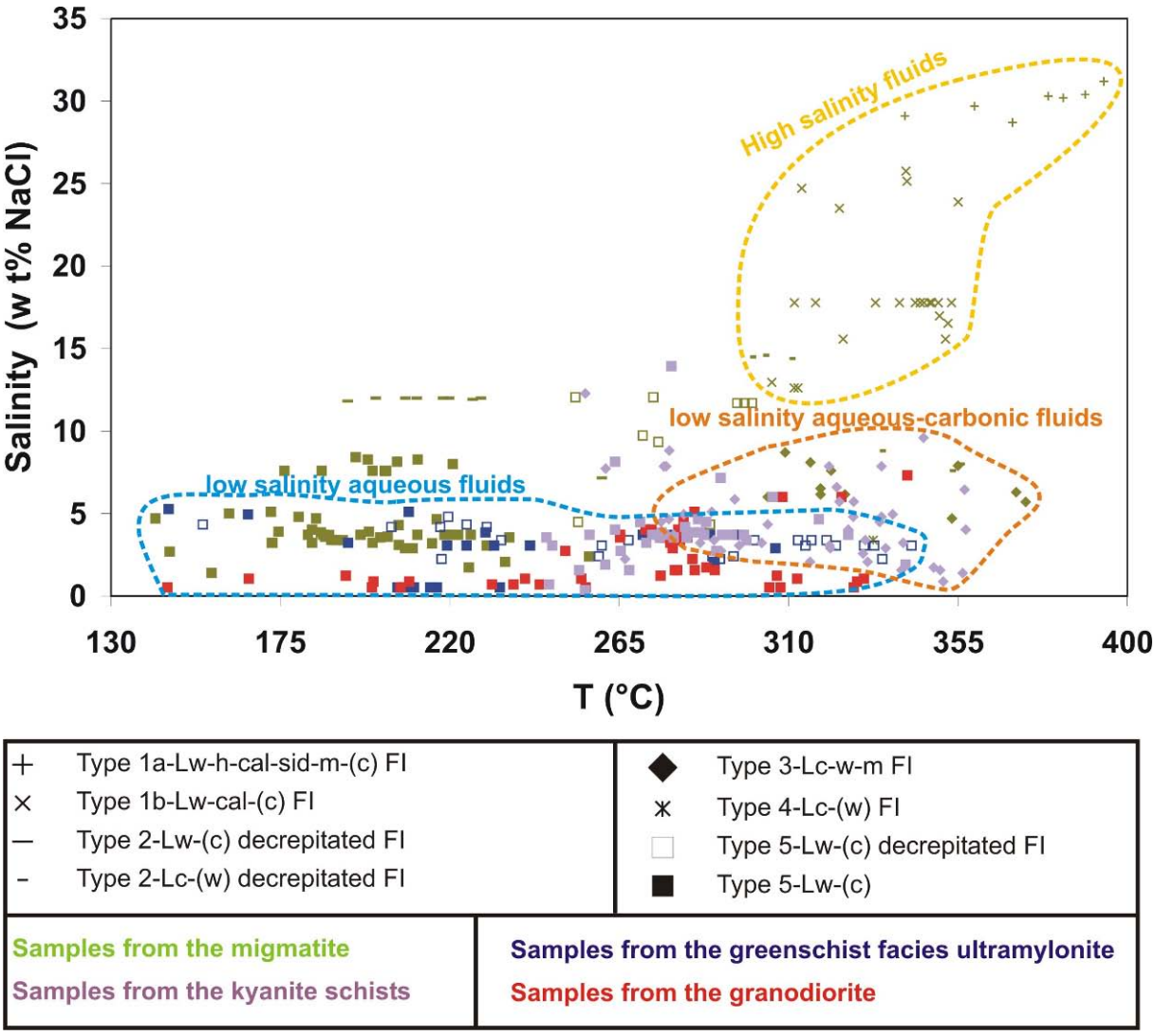


Figure VI- 15 : Salinity vs. Th plot for all 4 studied sites.

Neither salinities nor homogenization temperature data lead to clearly distinguish chemical and physical properties of aquo-carbonic fluids and aqueous fluids, as both zones overlap between temperatures from 280 to 350°C. This range corresponds also to the brittle-plastic transition of quartz and as described in part IV, fluids can flow within the metamorphic crust in shear zones due to switching between recrystallization and hydraulic fracturing due to fluid overpressures at migrating grain boundaries. This phenomenon is recorded within the presence of surface derived fluids within upper crustal detachment zones (greenschist facies ultramylonite) as well as within decollement shear zones within deeper levels of the crust in presence of aqueous-carbonic fluids (amphibolite facies mylonite). As rocks from the deeper part of the crust cross-cut the ductile/brittle transition,

mixing of both fluids might occur. Further on the chemical properties of the aqueous phase within Lw-(c) fluids compared to that of aqueous carbonic-fluids do not differ very much especially, when comparing 5-Lw-(c) to 4-Lc-(w) fluids (see above). Surface derived fluids that penetrate the crust down to levels of the brittle-ductile transition will interact much more with the surrounding marbles and quartzo-feldspathic rocks than do fluids trapped within fracture zones (within the granodiorite) close to the surface. On the other hand, aquo-carbonic fluids are issued from metamorphic reactions within the deep crust during partial melting (Buick and Holland, 1991; Baker et al. 1989) and also interacted over long periods with the surrounding marbles and quartzo-feldspathic rocks, which is also attested by negative shifts of $\delta^{13}C$ values (Baker et al., 1989) in presence of more graphitic layers (Krabbendam et al, 2003).

Both pure fluid end-members (the “metamorphic” one and the meteoric one) migrate towards each other within the crust till depths of the ductile/brittle transition where they can mix. As vertical movement is inferred during exhumation, the migration of both end-members towards each other might be even enhanced. Thus the signatures we get after microthermometric, Raman data and LA-ICP-MS data all indicate the same mixing zone between both end-members. Only 2-Lc-(w) and 3-Lc-w-m aqueous carbonic fluids might indicate the best preserved “metamorphic” fluid signatures and thus the source of these fluids. Late stage 5-Lw-(c) fluids trapped within quartz veins from the granodiorite are the best preserved chemical signatures of surface derived aqueous fluids. Thus we can chemically distinguish the two end-members between aquo-carbonic fluids and surface derived aqueous fluids. The intermediate zone corresponds to a zone of mixing and to a zone where the aqueous phase of 5-Lw-(c) fluids has interacted enough with the host rocks (containing CO_2-H_2O fluid inclusion) to inherit similar concentrations in elements, especially for major elements.

**) P-T path*

The major difference between the above described P-T paths is striking when comparing countryrocks with intrusive magmatic rocks (leucogranite and granodiorite) (Figure VI- 16). Samples from the latter show the cooling path from a crystallizing magma compared to surrounding countryrocks. This thermal anomalies and local perturbations of the isotherms tend to be re-equilibrated very fast depending on the difference in temperature from the host rock and the crystallizing magma. Rapid cooling is the result and is marked by a high geothermal gradient from about 100 to 110°C/km within lithostatic pressure regimes and of 60°C within hydrostatic pressure regimes, for both magmatic intrusions (leucogranites and granodiorite) (Figure VI- 16). This rapid cooling reflects efficient heat exchange with the countryrocks. As expressed by hydrothermal activity and dacitic volcanism, continuous magmatic activity below the crystallized granodiorite may produce a sufficient heat source over a long period to maintain a high geothermal gradient of about 60°C/km within the brittle upper crust (crystallization of granodiorite is dated at around 12Ma (Andriessen et al., 1979; Keay et al., 2001; Wijbrans and McDougall, 1986) and dacitic volcanism is recorded at 9Ma (Sanchez-Gomez et al., 2002).

The P-T path inferred from ky-schists and green-schist facies ultramylonites are more or less juxtaposed and representative for the P-T path of the middle unit. This P-T pathway is also marked by near isothermal decompression at the beginning of exhumation (steep slope of P-T path, Figure VI-16) after peak M2b metamorphism and rapidly tends to a more soft slope indicating continuous P and T drop within a geothermal gradient of 60°C/km at lithostatic pressure. This means that exhumation rates must have been faster from deep levels up to 9km depth and continued at slower rates to allow isotherms to re-equilibrate. Along this pathway, during exhumation till the ductile/brittle transition, another change in the slope is marked (Figure VI- 16) by probably rapid decompression as rocks pass from a lithostatic pressure regime towards the hydrostatic pressure regime. After passing the ductile/brittle transition, rocks cool faster as indicated by the very soft near isobaric slope of the P-T path. This rapid cooling is probably related to ‘cold” surface derived fluids penetrating the crust until depths of the brittle-ductile transition (Famin and Nakashima, 2004; Morrison and Anderson, 1998; Mulch et al., 2004). Samples coming from the southern part of the migmatites show a somewhat slightly different P-T pathway to the one of the middle unit, with same slope variations that are even stronger (Figure VI- 16) especially for the pressure drop when these rocks pass through the ductile/brittle transition. Cooling occurred at higher pressures and thus at more important depth for the migmatites.

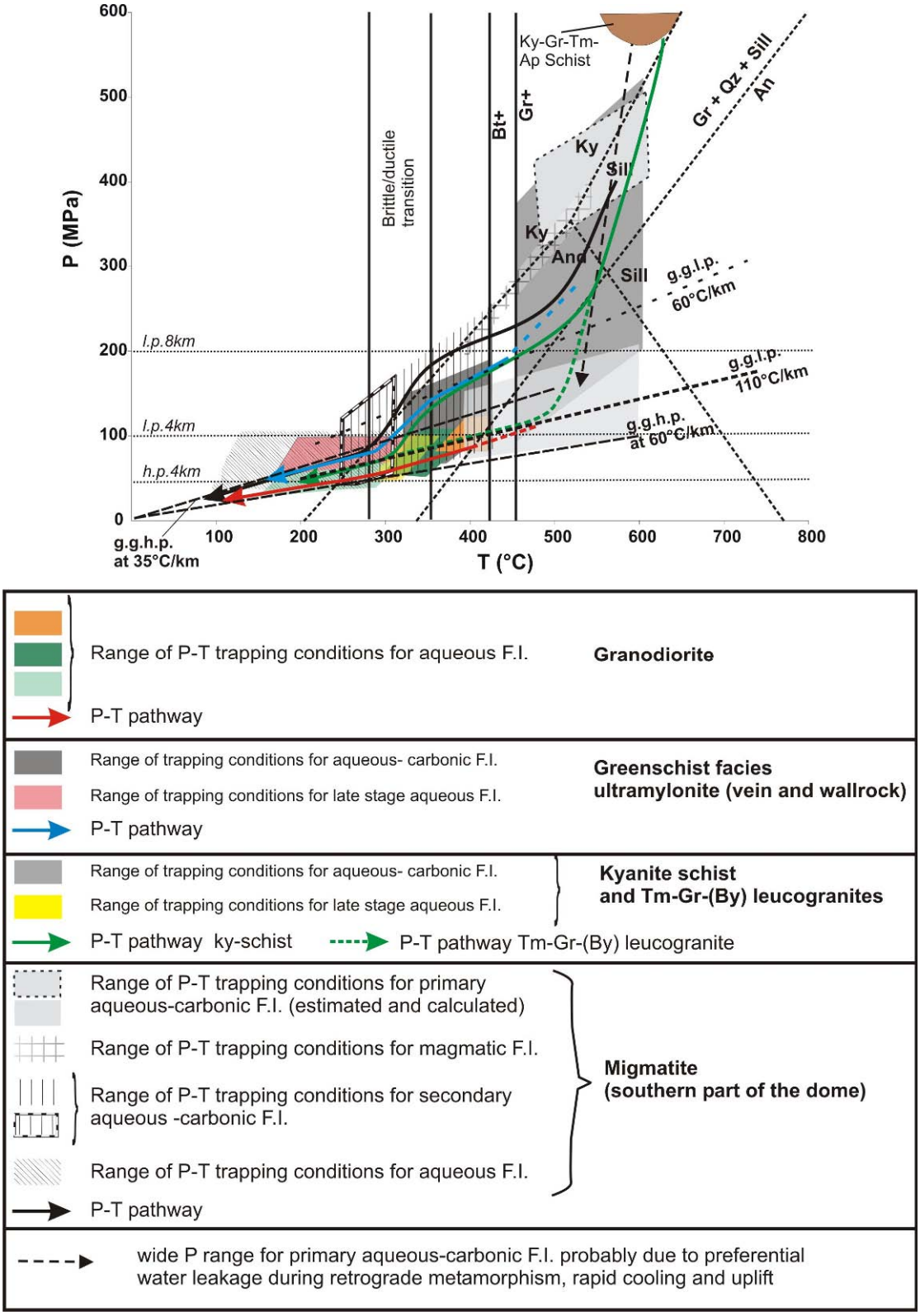


Figure VI- 16 : P-T conditions during exhumation for different structural units:
Abbreviations: l.p.8km : lithostatic pressure at 8 km depth, l.p.4km : lithostatic pressure at 4km depth, h.p.4km : hydrostatic pressure at 4km depth, g.g.l.p. : geothermal gradient of 110°C/km and 60°C/km at lithostatic pressure, g.g.h.p. : geothermal gradient of 35°C/km and 60°C/km at hydrostatic pressure. bt. : biotite, gr.: garnet, Qz.: quartz, Ky.: Kyanite, Sill.: Sillimanite, And.: Andalusite, An.: Anorthite

The chemical composition, the localization of circulations and the ages inferred from granodiorite crystallization (~12 Ma) constrain the circulations in space and in time of high salinity fluids, aqueous-carbonic fluids as well as for late stage aqueous fluids as the granodiorite is devoid of brines and H_20-CO_2 fluids. The fluid reservoir of the brine is located within amphibolite facies rocks within the migmatite but also at the vicinity of the granodiorite pluton in the southern part of the island (Figure VI- 17). On the other hand aqueous fluids trapped within FIP are much younger than granodiorite crystallization ages (~12 Ma (Andriessen et al., 1979; Keay et al., 2001; Wijbrans and McDougall, 1986) and even younger than that latest recorded volcanic and hydrothermal activity (dacitic volcanism ~9 Ma (Sanchez-Gomez et al., 2002) as attested by their crosscutting relationships to barite veins. Thus the latest record for fluids circulating within the granodiorite is younger than 9 Ma and implicates trapping depths of 2-3km at 180°C.

Samples from the southern part of the island where relicts of blueschist facies rocks are preserved are devoid of H_2O –CO_2 inclusions. This observation limits the lateral and vertical extension of these aqueous carbonic fluid circulations (Figure VI- 17), as the blueschists are structurally part of the upper crust and are not too much affected by retrograde metamorphism. This constrains the spatial extension of the reservoir of aquo-carbonic fluids around an area of tens of kilometres as we still find them at Moutsouna within the amphibolite to greenschist facies rocks, but no more towards the south, from about 10 to 15 km away from the migmatites (Figure VI- 17). These fluids might thus be closely related to and issued during high temperature peak metamorphism. Later on during the retrograde pathway these fluids were distributed and could migrate vertically towards the shear zones, where they might contribute to metasomatism or eventually being released until the surface during hydrothermal activity as proposed by Schuiling (2004).

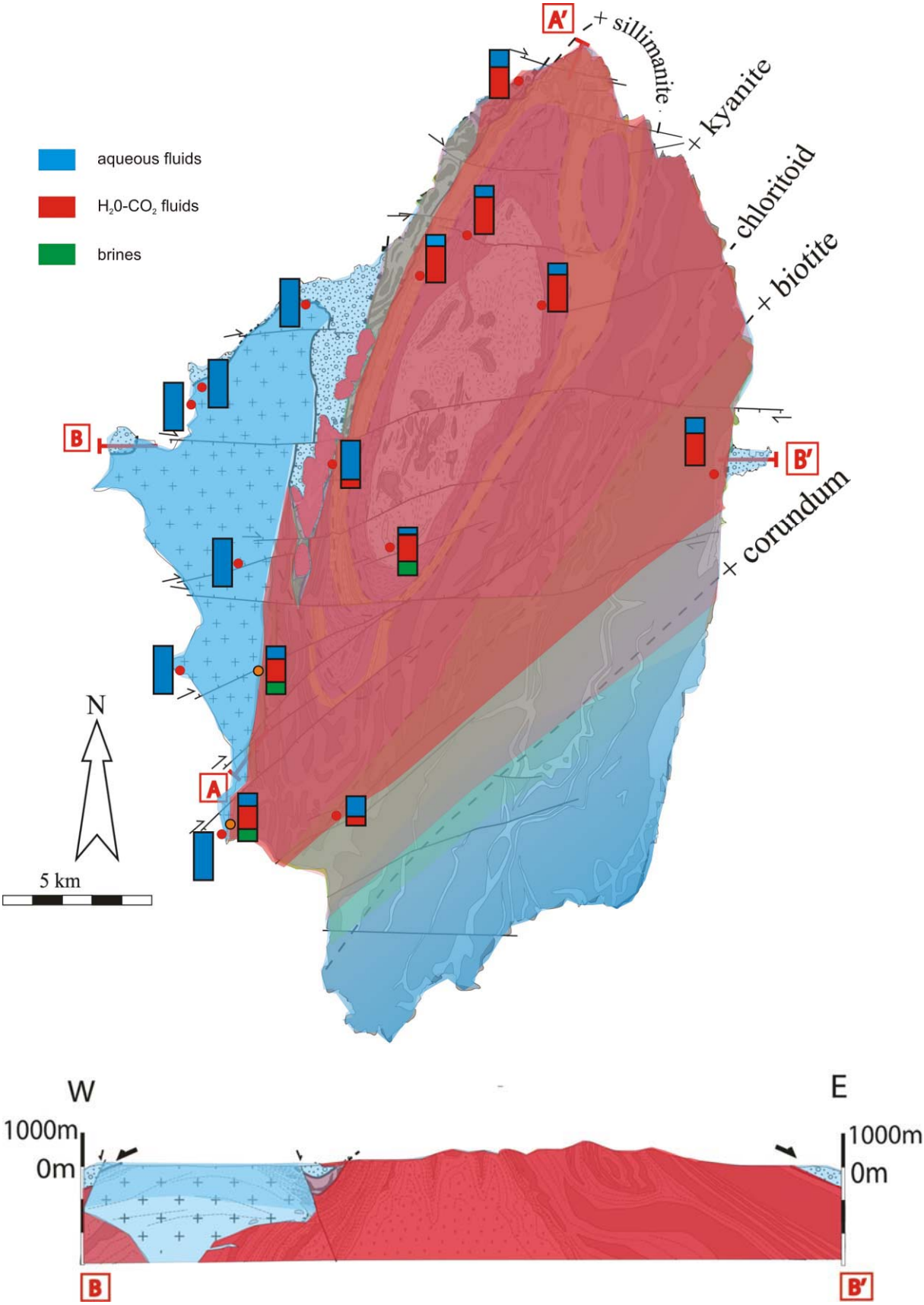


Figure VI- 17 : Spatial distribution in function of the lithologies and the type of fluids.
Boxes represent relative abundances between the three types of fluids.

- **Fluid reservoirs evolving during exhumation processes**

Figure VI- 1 and the respective explanations in the text above, show the wide range of different potential fluid sources and the respective reservoirs. When investigating fluid circulations within a geodynamically active zone we have to keep in mind that we try to decipher the result of superimposed fluid flow events during time and space, where mixing of different fluid generations might be the rule more than an exception. Surface-derived fluids are formed continuously during the entire orogenic evolution of the crust from accretion to crustal thinning and exhumation of formerly partially molten lower crust along low angle faults (Lister et al., 1984, Avigad and Garfunkel, 1991, Gautier and Brun, 1994, Jolivet and Patriat 1999). On the other hand fluids are related to episodic events like magmatism and related hydrothermal activity, or metamorphic prograde and retrograde metamorphism. Another important point, to keep in mind when studying metamorphic fluids, is the difficulty to handle post-entrapment leakage of metamorphic fluids during exhumation (Bakker and Jansen 1990, Bakker, 2006). Experimental data and some natural examples show that a change in composition or density due to leakage and/or volume change may be the rule rather than the exception for metamorphic inclusions (Pecher and Boullier, 1984, Boullier et al., 1991, Sterner and Bodnar, 1989, Bodnar et al, 1989).

The fluid record from the different localities described above serves as a basis to propose a 2D model for the evolution of fluids circulating in the metamorphic rocks during their exhumation concomitant with the development of the Naxos MCC (Figure VI- 18):

*) During an early stage (~20 Ma), primary aqueous-carbonic fluids and brines got trapped during syn-M2 peak metamorphic conditions and associated magmatism within the reservoir of metamorphic fluids during ductile deformation (Figure VI- 18).

During an intermediate stage (~15 Ma) (Figure VI- 18), aqueous-carbonic fluids (generation 2, 3 and 4) continue being trapped in quartz veins and respective host rocks within the reservoir of metamorphic fluids at ongoing exhumation processes. Within the migmatites H_20-CO_2 start getting trapped at ductile-brittle transition deformation conditions (cf part V) as attested by generation 4 fluids trapped within FIP. Nevertheless, rocks from this structural level are still not connected to the upper crustal surface derived fluid reservoir. On the other hand fluids trapped within the detachment (greenschist-facies ultramylonite) are surface derived low salinity aqueous fluids as attested by the microstructural relationship of fluid inclusion distribution with respect to ductile deformation textures (cf part IV.2.5.). As generation 4 H_20-CO_2 fluids are also recorded within the detachment, these fluids might be the result of strong fluid overpressures below the detachment within the aqueous-carbonic fluid reservoir.

*) From 15 to 9 Ma, a drastic migration of the ductile/brittle transition to a much deeper level occurred (Figure VI- 18). The more deep seated metamorphic reservoir and the surface derived meteoric fluid reservoir connect which involved such rapid cooling. During this period the granodioritic magmas intruded the amphibolite and greenschist facies units until depths of the brittle-ductile transition as attested by the syntectonic emplacement and rapid cooling. The absence of brines and aqueous-carbonic fluids also strongly suggest the relative proximity of emplacement with respect to the surface derived fluid reservoir. At around 9 Ma all studied samples entered the brittle deformation domain as the only trapped fluids are low salinity, very dilute aqueous fluids found within annealed transgranular microcracks. The barite veins probably associated to dacitic volcanism, reflect the last expression of fluid circulations within the granodiorite as these rocks migrate towards higher levels within the upper crust during exhumation.

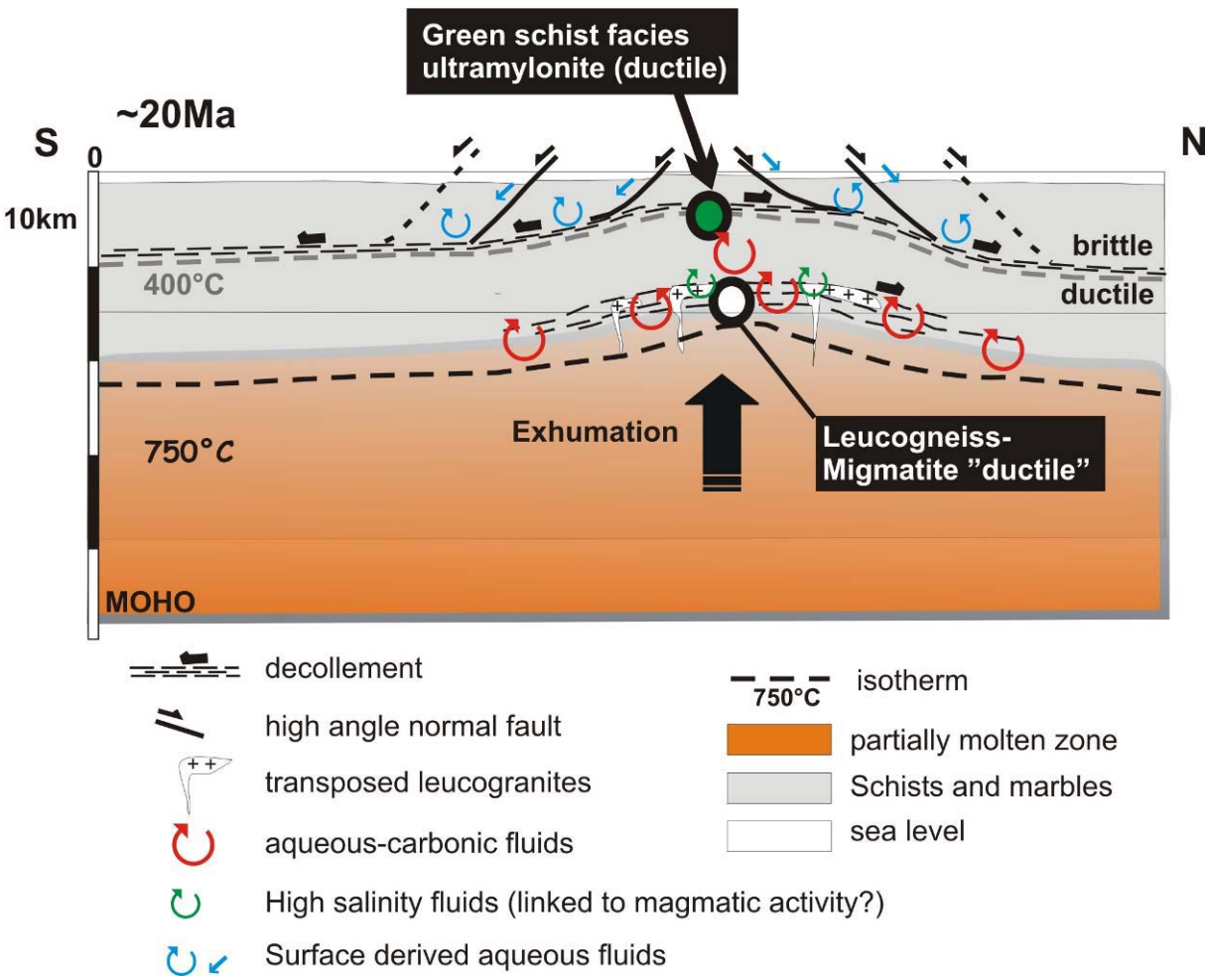


Figure VI- 18: Conceptual model for the fluid circulations during the different stages of exhumation considering rocks that migrate through the ductile/brittle transition. Early stage (~20 Ma).

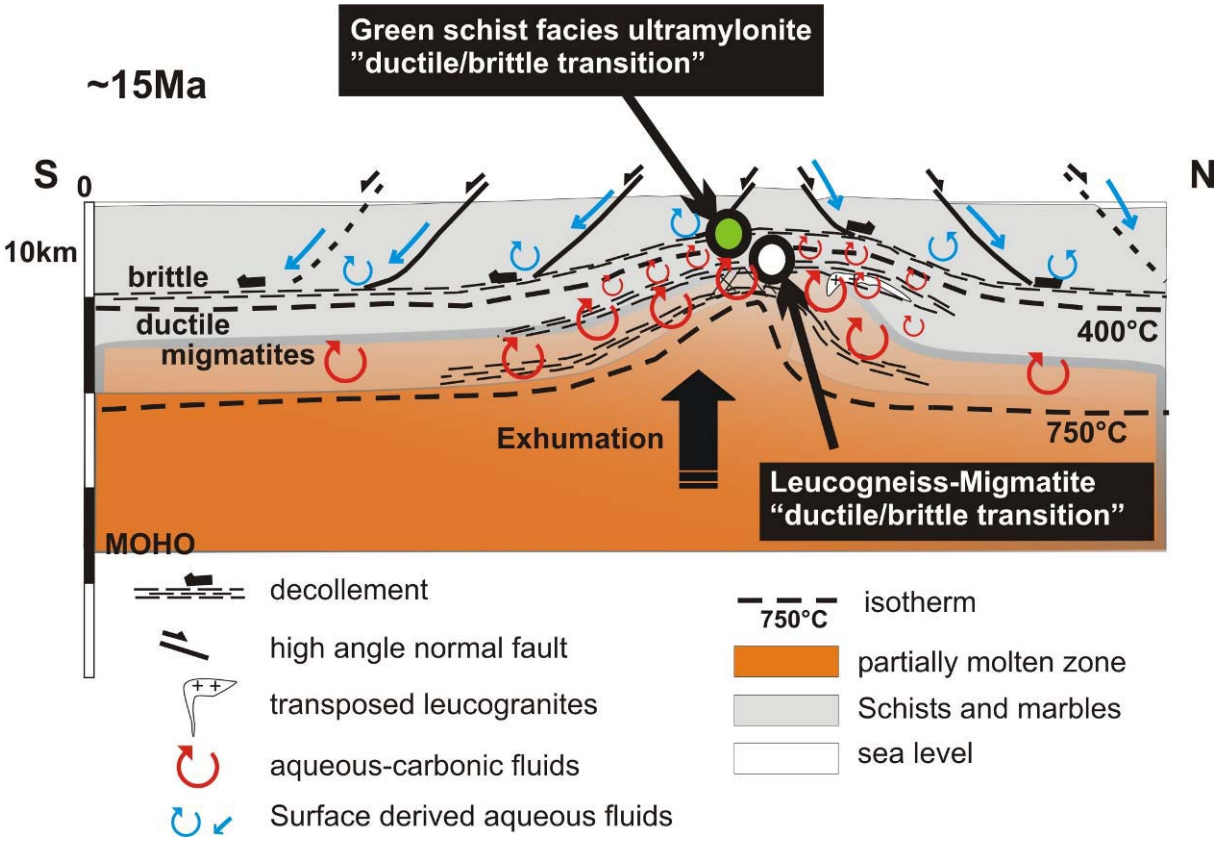


Figure VI- 18 continued: intermediate stage (~15Ma)

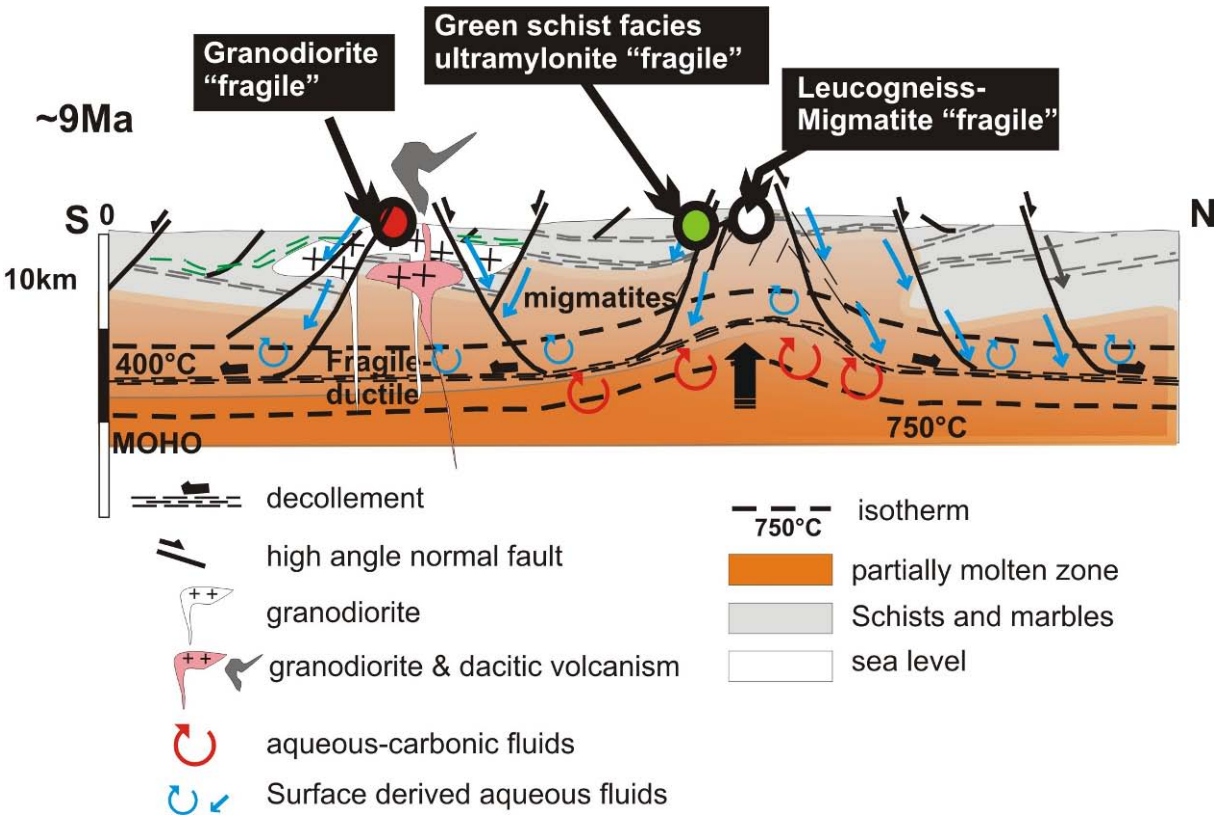


Figure VI- 18 continued: Late stage (~9Ma)

VI.7 Conclusion

Through this study, the chemistry of the different fluid generations that were trapped throughout the exhumation process has been studied as well as the P-T trapping conditions. Combining both approaches with detailed microstructural observations with respect to fluid inclusion distribution leads to the following conclusions. During the exhumation of the Naxos MCC, several fluid reservoirs are constrained in space and in time:

(1) High salinity fluid reservoir located within the amphibolite facies rocks, within or around the southern part of the migmatite dome and probably closely related to M2 peak metamorphism and associated leucogranitic magmatism.

(2) Aqueous-carbonic "metamorphic" fluid reservoir located within and around the migmatites throughout the crust affected by retrograde metamorphic reactions (radius of about 10 to 15 km around the migmatites). The horizontal and vertical extension is limited by the absence of such fluids within the blueschist facies rocks preserved at the southern part of the Island. The vertical extension is limited towards the ductile/brittle transition where these fluids will mix up with surface derived aqueous fluids or at least be partially re-equilibrated due to decrepitation and partial loss of their fluid content during deformation.

(3) Surface derived aqueous fluid reservoir (senso stricto) limited within the brittle upper crust until depths of the detachment zone.

(4) Mixture zone of surface derived fluids which show high fluid rock interaction ratios and aqueous-carbonic fluids within zones at the ductile/brittle transition.

(5) No arguments for deep seated fluid infiltration (mantel derived) are recognized.

The ductile/brittle transition during the exhumation of the Naxos MCC is marked by shear zones which do not propagate continuously within the crust at approximately same levels, as rocks are of various lithologies and thus rheologies that cross this transition as they get exhumed. This rheological layering is best expressed by the fracturing network within the migmatites while ductile shearing was still the dominant deformation process within juxtaposed marbles and schists.

Rapid exhumation is inferred from near isothermal decompression P-T path for the first steps of exhumation until depths of 8-9km. Shallow emplacement depths of the granodiorite pluton (4-5km) are inferred, as expressed by the high geothermal gradients. P-T path inferred from fluid inclusion study are in agreement with those from thermobarometry (Duchene et al., 2006).

At an early stage during the exhumation process, rocks located at deep levels of the crust first record fluids circulating within the metamorphic fluid reservoir (red dot Figure VI- 19). As these rocks migrate through the ductile brittle transition, they enter the upper crustal fluid reservoir of surface derived aqueous-meteoric fluids. The ductile/brittle transition acts thus as a rheologic, thermal and hydrologic (permeability) limit which separates two distinct reservoirs (Figure VI- 19).

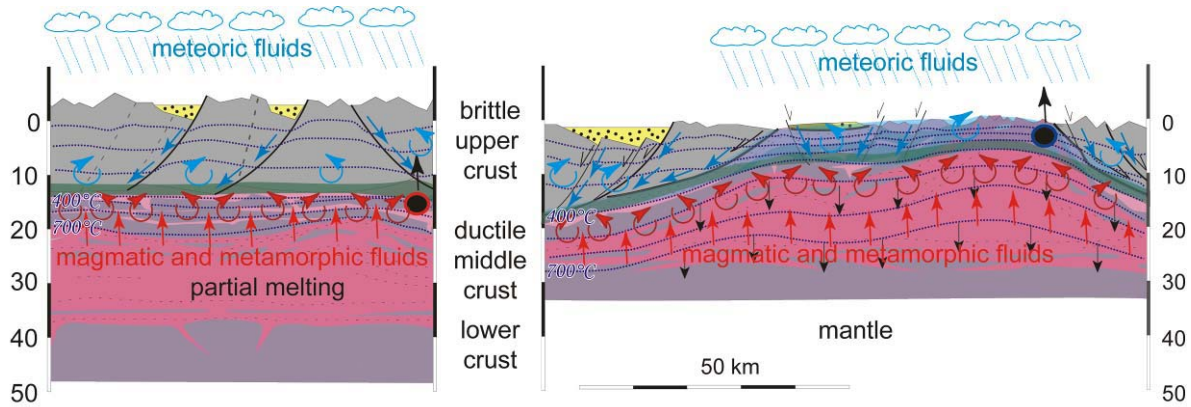


Figure **VI- 19 : Conceptual model for fluid circulations : two reservoirs and a brittle/ductile transition which acts as a rheologic, thermal and hydrologic (permeability) limit.** The black dot represents a rock sample at a given moment during exhumation.

PARTIE VII. CONCLUSION GENERALES

L'étude couplée des différents évènements de déformation au cours de l'exhumation du Metamorphic Core Complex de Naxos avec les épisodes de circulations fluides associés a permis d'aboutir aux conclusions suivantes :

- Le système de détachement/décollement au sein du Metamorphic Core Complex de Naxos est caractérisé par une variété de structures comprenant mylonites, ultramylonites, cataclasites et failles normales témoigne du litage rhéologique de la croûte continentale (partie III). Les relations de recoupement de ces structures reflètent leur superposition à la fois dans l'espace mais également dans le temps ce qui traduit l'évolution de ce litage rhéologique au cours de la formation du Metamorphic Core Complex et du refroidissement progressif des roches suivant leur exhumation.
- La distribution des inclusions fluides en relation avec les microstructures traduit le piégeage des fluides depuis la déformation ductile puis fragile des roches métamorphiques encaissantes (partie IV). De plus, la distribution des inclusions fluides au sein de la microstructure souligne le rôle de la présence de fluides sur les mécanismes de déformation d'une part, et inversement de l'impact du développement des microstructures sur la redistribution des fluides au cours de la déformation. Enfin, la distribution des inclusions fluides en relation avec les zones de cisaillement ductiles, reflète la corrélation entre déformation localisée et circulations de fluides. Les minéraux métamorphiques et minéraux accessoires tels que grenat, disthène, tourmaline, apatite, et béryl du fait de leur résistance à la déformation piègent des inclusions fluides primaires. La déformation ductile du quartz depuis la haute jusqu'à la basse température est intimement liée à la circulation des fluides par un mécanisme couplant migration des joints de grains et expulsion des fluides alternant avec fracturation hydraulique en relation avec la surpression des fluides.
- La caractérisation des différentes générations de fluides percolant au cours de l'évolution du Metamorphic Core Complex de Naxos grâce à l'analyse microthermométrique, la spectroscopie RAMAN, l'ablation laser couplée à l'analyse spectroscopique (LA-ICPMS), le crush-leach, et les signatures isotopiques C et H des inclusions fluides permettent d'identifier trois réservoirs de fluides distincts : i) un réservoir fluide caractérisé des saumures riches en métaux montrant une origine probablement en relation avec les intrusions magmatiques et localisé à proximité de ces derniers. Les percolations fluides de ces saumures n'excède pas

un rayon audelà de 2 km autour de l'intrusion de granodiorite, ii) un réservoir de fluides aquo-carboniques équilibrés avec les encaissants métamorphiques. Ces fluides sont génétiquement liés aux réactions de déshydratation et de décarbonatation des roches métamorphiques. Ils sont préservés dans les minéraux métamorphiques et accessoires (grenat, disthène, tourmaline, apatite et béryl) et enregistrent les conditions Pression-Température de haut-grade (faciès amphibolite) caractérisées par une décompression isotherme. Il est important de noter qu'il est relativement rare de pouvoir étudier des inclusions fluides piégées dans les minéraux du métamorphisme, ce qui fait l'originalité de ces nouvelles données sur Naxos. iii) un réservoir de fluides de surface de salinité modérée à faible ayant interagit avec les niveaux les plus superficiels (< 4 km de profondeur) de la croûte sous un régime de pression de type hydrostatique associé à un système de fracturation cassante. La composition des fluides issus de ces différents réservoirs évolue en fonction du degré d'interaction avec les minéraux des roches encaissantes et en relation avec le mélange de ces fluides. Les caractéristiques de ces fluides piégés dans le quartz enregistrent un trajet P-T des roches encaissantes marqué par une décompression associée à l'exhumation, des processus de dilution et de refroidissement.

- La chronologie relative du piégeage des fluides en relation avec la structure et la microstructure ainsi que la distribution à l'échelle cartographique des fluides issus des différents réservoirs, témoigne de la circulation des fluides au sein de la croûte subdivisée en deux réservoirs séparés par la transition fragile/ductile. Les fluides météoriques de surface circulent en association avec la déformation fragile de la croûte supérieure alors que les fluides « métamorphiques » aquo-carboniques et les saumures probablement en relation avec les intrusions magmatiques circulent dans un régime associé à la déformation ductile. La géométrie de ces réservoirs évolue lors de la formation du Metamorphic Core Complex de Naxos, en relation avec l'exhumation et le refroidissement progressifs des roches métamorphiques. L'exhumation des roches métamorphiques à travers la transition ductile/fragile se traduit tout d'abord par l'expulsion des premières générations de fluides (« métamorphiques » et saumures) en relation avec la fracturation. La fracturation à grande échelle permet également la pénétration des fluides de surface dans les roches métamorphiques. Le piégeage des saumures, des fluides métamorphiques et des fluides attestant de processus de mélange se fait en régime lithostatique alors que le piégeage des fluides de surface se fait en régime hydrostatique. Le passage des roches du réservoir ductile au réservoir fragile est associé à un changement de régime thermique important depuis un gradient géothermique élevé (60-100°C/km) vers un gradient géothermique plus faible (35-

60°C/km). Ceci implique que la circulation des fluides est en relation étroite avec le litage rhéologique de la croûte et de son évolution au cours de l'extension crustale. La transition fragile/ductile correspond ainsi à la fois à une limite rhéologique corrélée à une limite thermique et une limite de perméabilité. Les circulations de fluides sont donc un vecteur de transfert de chaleur qui contribue à l'homogénéisation de la température au sein de la croûte ductile et au refroidissement de la croûte fragile.

References

Agard, P., Goffe, B., Touret, J.L.R. and Vidal, O., 2000. Retrograde mineral and fluid evolution in high-pressure metapelites (Schistes lustrés unit, Western Alps). Contributions to Mineralogy and Petrology, 140(3): 296-315.

Alt, J. C. and D. A. H. Teagle (1999). "The uptake of carbon during alteration of ocean crust." Geochimica et Cosmochimica Acta 63(10): 1527-1535.

Altherr, R., Kreuzer, H., Wendt, I., Lenz, H., Wagner, G.A., Keller, J., Harre, W. and Hohndorf, A., 1982. A late Oligocene/early Miocene high temperature belt in the Attic-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). Geol. Jahrb., E23: 97-164.

Altherr, R.S., M.; Okrusch, M.; Seidel, E.; Kreuzer, H.; Harre, W.; Lenz, H.; Wendt, I.; Wagner, G. A., 1979. Geochronology of high pressure rocks on Sifnos (Cyclades, Greece). Contributions to Mineralogy and Petrology, 70(3): 245-255.

Anderson, T., H. Austrheim, et al. (1990). "Fluid inclusions in granulites and eclogites from Bergen Arcs, Caledonides of Western Norway." Min. Mag. 54: 145-158.

Andre, A.S., Lespinasse, M., Cathelineaua, M., Boiron, M.C., Cuney, M. and Leroy, J.L., 1999. Late Hercynian fluid percolation in the Saint-Sylvestre granite (NW French Massif Central): Fluid inclusion data on the Razes-Saint Pardoux area. Percolation de fluides tardi-hercyniens dans le granite de Saint-Sylvestre (Nord-Ouest du Massif central francais): Donnees des inclusions fluides sur un profil Razes-Saint-Pardoux, 329(1): 23-30.

Andriessen, P.A.M., Banga, G. and Hebeda, E.H., 1987. Isotopic age study of pre-Alpine rocks in the basal units on Naxos, Sikinos and Ios, Greek Cyclades. Geologie en Mijnbouw, 66(1): 3-14.

Andriessen, P.A.M., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Priem, H.N.A., Verdurmen, E.A.T. and Verchure, R.H., 1979. Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the alpine orogen of Naxos (Cyclades, Greece). Contributions to Mineralogy and Petrology, 69: 215-225.

Angelier, J., Lybéris, N., Le Pichon, X., Barbier, E. and Huchon, P., 1982. The tectonic development of the Hellenic Arc and the Sea of Crete: a synthesis. Tectonophysics, 86: 159-196.

Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A. and Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. Geophysical Journal International, 126(1): 11-53.

Armstrong, R.L., 1982. Cordilleran metamorphic core complexes - From Arizona to southern Canada. Annual Review of Earth and Planetary Science, 10: 129-154.

Atkinson, B. K. (1987). Fracture mechanics of rocks, Academic Press. New York.

Auboin, J., 1973. Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques : l'exemple des dinarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. Bull. Soc. géol. France, 15(426-460).

Audétat, A., D. Güther, et al. (2000). "Causes for Large-Scale Metal Zonation around Mineralized Plutons: Fluid Inclusion LA-ICP-MS Evidence from the Mole Granite, Australia." Economic Geology 95(8): 1563-1581.

Avigad, D. and Garfunkel, Z., 1991. Uplift and exhumation of high-pressure metamorphic terrains: the example of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea). Tectonophysics, 188(3-4): 357-372.

Avigad, D., Ziv, A. and Garfunkel, Z., 2001. Ductile and brittle shortening, extension-parallel folds and maintenance of crustal thickness in the central Aegean (Cyclades, Greece). Tectonics, 20(2): 277-287.

Baker, J., Bickle, M.J., Buick, I.S., Holland, T.J.B. and Matthews, A., 1989. Isotopic and petrological evidence for the infiltration of water-rich fluids during the Miocene M2 metamorphism on Naxos, Greece. Geochimica Cosmochimica Acta, 53: 2037-2050.

Baker, J. and A. Matthews (1994). "Textural and isotopic development of marble assemblages during the Barrovian-style M2 metamorphic event, Naxos, Greece." Contributions to Mineralogy & Petrology 116(1-2): 130-144.

Baker, J. and Matthews, A., 1995. The stable isotopic evolution of a metamorphic complex, Naxos, Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology, 120: 391-403.

Bakker, R.J. and Jansen, J.B.H., 1990. Preferential water leakage from fluid inclusions by means of mobile dislocations. Nature, 345(6270): 58-60.

Bakker, R. J. and J. B. H. Jansen (1994). "A mechanism for preferential H2O leakage from fluid inclusions in quartz, based on TEM observations." Contributions to Mineralogy & Petrology 116(1-2): 7-20.

Bakker, R.J., 1997. Clathrates: Computer programs to calculate fluid inclusion V-X properties using clathrate melting temperatures. Computers and Geosciences, 23(1): 1-18.

Bakker, R.J., 1999. Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the H2O-CO2-CH4-N2-NaCl system. Chemical Geology, 154(1-4): 225-236.

Bakker, R. J. and M. A. Mamtani (2000). "Fluid inclusions as metamorphic process indicators in the Southern Aravalli Mountain Belt (India)." Contributions to Mineralogy and Petrology 139(2): 163-179.

Bakker, R. J. and L. W. Diamond (2006). "Estimation of volume fractions of liquid and vapor phases in fluid inclusions, and definition of inclusion shapes." American Mineralogist 91(4): 635-657.

Banks, D. A., R. Green, et al. (2000). "Chlorine isotopes in fluid inclusions: Determination of the origins of salinity in magmatic fluids." Geochimica et Cosmochimica Acta 64(10): 1785-1789.

Barker, C.A. and Kopp, O.C., 1991. Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications.

Barnes, H.L., 1979, Solubilities of ore minerals, in: Barnes, H.L., ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd edition: New York, Wiley , p. 404-459.

Bickle, M. J. and J. Baker (1990). "Advective-diffusive transport of isotopic fronts: an example from Naxos, Greece." Earth and Planetary Science Letters 97(1-2): 78-93.

Blake, M. C., M. Bonneau, et al. (1981). "A geologic reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece " Geological Society of America Bulletin 92(5): 247-254.

Block, L. and Royden, L.H., 1990. Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. Tectonics, 9: 557-567.

Bodnar, R. J., P. R. Binns, et al. (1989). "Synthetic fluid inclusions - VI. Quantitative evaluation of the decrepitation behaviour of fluid inclusions in quartz at one atmosphere confining pressure." Journal of Metamorphic Geology 7(2): 229-242.

Bodnar, R. J. (1993). "Revised equation and table for determining the freeting-point depression of H2O-NaCl solutions " Geochimica et Cosmochimica Acta 57(3): 683-684.

Boiron, M.C., Essarraj, S., Sellier, E., Cathelineau, M., Lespinasse, M. and Poty, B., 1992. Identification of fluid inclusions in relation to their host microstructural domains in quartz by cathodoluminescence. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56(1): 175-185.

Boiron, M. C., M. cathelineau, et al. (1996). "P-T-X conditions of late Hercynian fluid penetration and the origin of granite-hosted gold quartz veins in northwestern Iberia: A multidisciplinary study of fluid inclusions and their chemistry." Geochimica et Cosmochimica Acta 60(1): 43-57.

Boiron, M.C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Fourcade, S. and Vallance, J., 2003. Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: Consequences for gold deposition. Chemical Geology, 194(1-3): 119-141.

Boiron, M. C., M. Cathelineau, et al. (2007). "Active contact metamorphism and CO2-CH4 fluid production in the Larderello geothermal field (Italy) at depths between 2.3 and 4 km." Chemical Geology 237(3-4): 303-328.

Bonev, N., Marchev, P. and Singer, B., 2006. 40Ar/39Ar geochronology constraints on the Middle Tertiary basement extensional exhumation, and its relation to ore-forming and magmatic processes in the Eastern Rhodope (Bulgaria). Geodinamica Acta, 19(5): 267-282.

Bonneau, M., Geyssant, J. and Lepevrier, C., 1978. Tectonique Alpine dans le massif d'Attique-Cyclades (Grèce): plis couchées kilométriques dans l'île de Naxos, conséquences. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, 10: 109-122.

Bonneau, M., J. R. Kienast, et al. (1980). "Tectonique et métamorphisme haute pression d'âge éocène dans les Hellénides: exemple de l'île de Syros (Cyclades, Grèce)." C.R. Acad. Sci. Paris 291: 171-174.

Bonneau, M., 1982. Evolution géodynamique de l'arc égéen depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène. Bull. Soc. géol. France, 24(2): 229-242.

Bonneau, M. and Kienast, J.-R., 1982. Subduction, collision et schistes bleus : l'exemple de l'Egée (Grèce). Bull. Soc. géol. France, 24(4): 785-791.

Bons, P. D. and J. L. Urai (1992). "Syndeformational grain growth: micro-structures and kinetics." Journal of Structural Geology 14(8-9): 1101-1109.

Boronkay, K. and T. Doutsos (1994). "Transpression and transtension within different structural levels in the central Aegean region." Journal of Structural Geology 16(11): 1555-1573.

Bottrell, S. H. and B. W. D. Yardley (1988). The Composition of a primary granite-derived ore fluid from SW England, determined by fluid inclusion analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta 52(2): 585-588.

Boullier, A.M., France-Lanord, C., Dubessy, J., Adamy, J. and Champenois, M., 1991. Linked fluid and tectonic evolution in the High Himalaya mountains (Nepal). Contributions to Mineralogy and Petrology, 107(3): 358-372.

Bowers, T.S. and Helgeson, H.C., 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H2O-CO2-NaCl on phase relations in geologic systems: equation of state for H2O- CO2-NaCl fluids at high pressures and temperatures. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47(7): 1247-1275.

Bowers, T. S., K. J. Jackson, et al. (1984). "Equilibrium Activity Diagrams." Springer-verlag.

Brace, W.F. and Kohlstedt, D.T., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. Journal of Geophysical Research, 85: 6248-6252.

Brichau, S., Ring, U., Ketcham, R.A., Carter, A., Stockli, D. and Brunel, M., 2006. Constraining the long-term evolution of the slip rate for a major extensional fault system in the central Aegean, Greece, using thermochronology. Earth and Planetary Science Letters, 241(1-2): 293-306.

Brun, J.-P. and Choukroune, P., 1983. Normal faulting, block tilting and décollement in a stretched crust. Tectonics, 2(4): 345-356.

Brun, J.-P., Sokoutis, D. and Van Den Driessche, J., 1994. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. Geology, 22(4): 319-322.

Brun, J. P., D. Sokoutis, et al. (1995). "Analog modeling of detachment fault systems and core complexes - Reply " Geology 23(3): 288-288.

Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric extension. Journal of Geophysical Research, 96(B12): 20,161-20,178.

Buick, I.S., 1988. The metamorphism and structural evolution of the Barrovian overprint, Naxos, Cyclades, Greece. University of Cambridge.

Buick, I.S., 1991a. The late Alpine evolution of an extensional shear zone, Naxos, Greece. J. Geol. Soc. London, 148: 93-103.

Buick, I.S., 1991b. Mylonite fabric development on Naxos, Greece. Journal of Structural Geology, 13: 643-655.

Buick, I.S. and Holland, T.J.B., 1989a. The P-T-t associated to crustal extension, Naxos Cyclades, Greece. Geol. Soc. Spec. Publ., 43: 365-370.

Buick, I.S. and Holland, T.J.B., 1989b. The P-T-t path associated with crustal extension, Naxos, Cyclades, Greece. Geological Society Special Publications, 43: 365-369.

Buick, I.S. and Holland, T.J.B., 1991. The nature and distribution of fluids during amphibolite facies metamorphism, Naxos (Greece). J. Metamorphic Geology, 9: 301-314.

Buick, I. S. and I. Cartwright (1996). "Fluid-rock interaction during low-pressure polymetamorphism of the Reynolds range group, central Australia." Journal of Petrology 37(5): 1097-1124.

Buick, I. S., I. Cartwright, et al. (1997). "High-temperature retrogression of granulite-facies marbles from the Reynolds range group, Central Australia: Phase equilibria, isotopic resetting and fluid fluxes." Journal of Petrology 38(7): 877-910.

Burchfiel, B.C., 1980. Eastern European Alpine system and the Carpathian Orocline as an example of collision tectonics. Tectonophysics, 63: 31-61.

Burchfiel, B.C. and Royden, L.H., 1985. North-South extension within the convergent Himalayan region. Geology, 13: 679-682.

Burg, J.-P., Davy, P. and Martinod, J., 1994a. Shortening of analogue models of the continental lithosphere: New hypothesis for the formation of the Tibetan plateau. Tectonics, 13(2): 475-483.

Burg, J.-P., Van Den Driessche, J. and Brun, J.-P., 1994b. Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Mode and structural consequences. Géologie de la France, 3: 33-51.

Burg, J.P., Ricou, L.E., Ivanov, Z., Godfriaux, I., Dimov, D. and Klain, L., 1996. Syn-metamorphic nappe complex in the rhodope massif. Structure and kinematics. Terra Nova, 8(1): 6-15.

Byerlee, J.D., 1978. Friction of rocks. Pure Appl. Geophys., 116: 615-626.

Caciagli, N. C. and C. E. Manning (2003). "The solubility of calcite in water at 6-16 kbar and 500-800 degrees C." Contributions to Mineralogy and Petrology 146(3): 275-285.

Cadet, J.-P., Bonneau, M., Charvet, J., Dürr, S., Elter, P., Ferrière, J., Scandone, P. and Thiébault, F., 1980. Les chaînes de la Méditerranée moyenne et orientale. Mémoire du B.R.G.M., 115: 98-118.

Campbell, A. R., D. A. Banks, et al. (1995). "Geochemistry of Th-U-REE mineralizing magmatic fluids, Capitan Mountains, New Mexico." Economic Geology 90(5): 1271-1287.

Carey, E. and B. Brunier (1974). "Numericla analyses of an elementary mechanical model applied to study of a population of faults " Comptes Rendus Hebdomadaires Des Seances De L Academie Des Sciences Serie D 279(11): 891-894.

Carey, E., 1979. Recherches des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., 21: 57-66.

Carter, N.L. and Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. Tectonophysics, 136(1-2): 27-63.

Cartwright, I. (1988). "Crystallization of melts, pegmatite intrusion and the inverian retrogression of the Scourian Complex, North-West Scotland " Journal of Metamorphic Geology 6(1): 77-93.

Cathelineau, M., Boiron, M.C., Holliger, P. and Poty, B., 1990. Metallogenesis of the French part of the Variscan orogen. Part II: Time-space relationships between U, Au and SnW ore deposition and geodynamic events - mineralogical and UPb data. Tectonophysics, 177(1-3): 59-79.

Cathelineau, M., Boiron, M.C., Essaraj, S., Dubessy, J., Lespinasse, M. and Poty, B., 1993. Fluid pressure variations in relation to multistage deformation and uplift: a fluid inclusion study of Au quartz veins. European Journal of Mineralogy, 5(1): 107-121.

Cathelineau, M., C. Marignac, et al. (1994). "Evidence for Li-rich brines and early magmatic fluid-rock interactions in the Larderello geothermal system " Geochimica et Cosmochimica Acta 58(3): 1083-1099.

Chéry, J., 2001. Core complex mechnics: From the Gulf of Corinth to the Snake Range. Geology, 29(5): 439-442.

Collins, P. L. F. (1979). "Gas hydrates in CO2-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity " Economic Geology 74(6): 1435-1444.

Coney, P.J., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes; an overview. In: C.P.J. Crittenden M.D., and Davis G.H. (Editor), Cordilleran metamorphic core complexes. Geological Society of America, pp. 7-34.

Coney, P.J. and Harms, T.A., 1984. Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. Geology, 12: 550-554.

Craig, H. (1957). "Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide " Geochimica et Cosmochimica Acta 12(1-2): 133-149.

Craig, H. (1961). "Isotopic variations in meteoric waters " Science 133(346): 1702-&.

Craig, H. (1966). "Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines." Science 154: 1544-1548.

Crawford, M. L. (1981). "Fluid inclusions in metamorphic rocks - low and medium grade." In: Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology (eds Hollister LS, Crawford ML),: 157-181. Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, 6.

Crispini, L. and M. L. Frezzotti (1998). "Fluid inclusion evidence for progressive folding during decompression in metasediments of the Voltri Group (Western Alps, Italy)." Journal of Structural Geology 20(12): 1733-1746.

Cuney, M., Y. Coulibaly, et al. (2007). "High-density early CO2 fluids in the ultrahigh-temperature granulites of Ihouhaouene (In Ouzzal, Algeria)." Lithos 96(3-4): 402-414.

Dasgupta, R., M. M. Hirschmann, et al. (2004). "Deep global cycling of carbon constrained by the solidus of anhydrous, carbonated eclogite under upper mantle conditions." Earth and Planetary Science Letters 227(1-2): 73-85.

Davis, G.H. and Coney, P.J., 1979. Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. Geology, 7: 120-124.

Davis, G.A., Anderson, L.J., Frost, E.G. and Shackelfort, T.J., 1980. Mylonitisation and detachment faulting in the Whipple-Buckskin-Rawhide Mountains terranes, southeastern California and western Arizona. Geological Society of America Memoir, 153: 79-129.

Davis, G.H., 1983. Shear zone model for the origin of metamorphic core complexes. Geology, 11: 342-347.

Delany, J. M. and H. C. Helgeson (1978). "Calculation of thermodynamic consequences of dehydration in subducting oceanic-crust to 100kb and greater-than 800-degree-C " American Journal of Science 278(5): 638-686.

Dercourt, J., Ricou, L.-E. and Vrielynck, B. (Editors), 1993. Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps. Gaultier-Villards, Paris, 307, 14 maps pp.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. and Biju-Duval, B., 1986.

Geological evolution of the Tethys belt from Atlantic to the Pamir since the Lias. Tectonophysics, 123: 241-315.

Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. Tectonics, 7(6): 1123-1139.

Dewey, J.F. and Bird, J.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. Journal of Geophysical Research, 75: 2625-2647.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. and Knott, S.D. (Editors), 1989. Kinematics of the western Mediterranean. Alpine Tectonics, 45, 265-283 pp.

Dewey, J.F. and Sengor, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuous tectonics in a convergent zone. Geological Society of America Bulletin, 90: 84-92.

Dezayes, C., Villemin, T. and Pêcher, A., 2000. Microfracture pattern compared to core-scale fractures in the borehole of Soultz-sous-Forets granite, Rhine graben, France. Journal of Structural Geology, 22(6): 723-733.

Droop, G. T. R. and I. Y. AlFilali (1996). "Interaction of aqueous fluids with calcareous metasediments during high-T, low-P regional metamorphism in the Qadda area, southern Arabian Shield." Journal of Metamorphic Geology 14(5): 613-634.

Drury, M.R. and Urai, J.L., 1990. Deformation-related recrystallization processes. Tectonophysics, 172(3-4): 235-253.

Dubessy, J., Audeoud, D., Wilkins, R. and Kosztolanyi, C., 1982. The use of the Raman microprobe MOLE in the determination of the electrolytes dissolved in the aqueous phase of fluid inclusions. Chemical Geology, 37(1-2): 137-150.

Dubessy, J., 1984. Simulation des équilibres chimiques dans le système C-O-H. Conséquences méthodologiques pour les inclusions fluides. Bulletin de Mineralogie, 107: 155-168.

Dubessy, J., Poty, B. and Ramboz, C., 1989. Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions. European Journal of Mineralogy, 1(4): 517-534.

Dubessy, J., Boiron, M.C., Moissette, A., Monnin, C. and Sretenskaya, N., 1992. Determinations of water, hydrates and pH in fluid inclusions by micro-Raman spectrometry. European Journal of Mineralogy, 4(5): 885-894.

Dubessy, J., L. Larghi, et al. (1997). Reconstitution of ionic composition of fluid inclusions. Proc. XIV ECROFI meeting, Nancy, Boiron and Pironon.

Duchêne, S., Aïssa, R. and Vanderhaeghe, O., 2006. Pressure-temperature-time evolution of metamorphic rocks from Naxos (Cyclades, Greece): Constraints from thermobarometry and Rb/Sr dating. Geodinamica Acta, 19(5): 301-321.

Dürr, S., 1987. Evolution of continental crust; the central Aegean as an example. Terra cognita, 7: 56.

Dürr, S., Seidel, E., Kreuzer, H. and Harre, W., 1978. Témoins d'un métamorphisme d'âge Crétace supérieur dans l'Egéide; datations radiométriques de minéraux provenant de l'île de Nikouria (Cyclades, Grèce). Indicators of metamorphism of Upper Cretaceous age in Egeide; radiometric dating of transported minerals from Nikouria, Cyclades, Greece. Bulletin de la Société Géologique de France, 20(2): 209-213.

Engel, M. and Reischmann, T., 1997. Geochronological data on granitoid gneisses from Paros, Greece, obtained by single zircon Pb evaporation. Terra Nova, 9: 463.

Etheridge, M. A., V. J. Wall, et al. (1983). "The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation." J. Metamorphic Geol. 1: 205-226.

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L. and Rossetti, F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the central Mediterranean. Geophysical Journal International, 145(3): 809-820.

Famin, V., 2004. Incursion de fluides dans une zone de cisaillement ductile (Tinos, Cyclades, Grèce): Mécanismes d'infiltration et implications tectoniques. Unpublished Thesis, Université Paris VI, 295 pp.

Famin, V., S. Nakashima, et al. (2004). "Mobility of metarmorphic fluids inferred from infrared microspectroscopy on natural fluid inclusions: The example of Tinos Islands, Greece." Contributions to Mineralogy and Petrology 146(6): 736-749.

Famin, V., R. Hébert, et al. (2005). "Ion probe and fluid inclusion evidence for co-seismic fluid infiltration in a crustal detachment." Contributions to Mineralogy and Petrology 150(3): 354-367.

Field, C. W. and R. H. Fifarek (1985). "Light stable-isotope systematics in the epithermal environment. In: Berger, B.R. and Bethke, P.M. (eds.)." Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Reviews in Economic Geology 2: 99-128.

Fonarev, V. I., J. L. R. Touret, et al. (1998). "Fluid inclusions in rocks from the Central Kola granulite area (Baltic Shield)." European Journal of Mineralogy 10(6): 1181-1200.

Fontes, J. C. and J. M. Matray (1993). "Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France 1. :Brines associated with triassic salts " Chemical Geology 109(1-4): 149-175.

France-Lanord, C., Sheppard, S.M.F. and Le Fort, P., 1988. Hydrogen and oxygen isotope variations in the High Himalaya peraluminous Manaslu leucogranite: evidence for heterogeneous sedimentary source. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52(2): 513-526.

Frey, M., de Capitani, C. and Liou, J.G., 1991. A new petrogenetic grid for lowgrade metabasites. J. Metamorph. Geol, 9: 497-509.

Fritz, P. and S. K. Frape (1987). "Saline water and gases in crystalline rocks." Geological Association of Canada Special Paper 33.

Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. and Villari, L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. Geological Society Special Publication, 17: 687-699.

Gans, P.B., 1987. An open system, two-layer crustal stretching model for the eastern great basin. Tectonics, 6(1): 1-12.

Gautier, P., Ballevre, M., Brun, J.P. and Jolivet, L., 1990a. Extension ductile et bassins sédimentaires Mio-Pliocènes dans les Cyclades (Îles de Naxos et Paros). Ductile extension and sedimentary basins of Mio-Pliocene age in the Cyclades, Naxos and Paros Islands. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre, 310(2): 147-153.

Gautier, P., Ballèvre, M., Brun, J.P. and Jolivet, L., 1990b. Cinématique de l'extension ductile à Naxos et Paros (Cyclades). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 310(II): 147-153.

Gautier, P. and Brun, J.-P., 1994a. Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia island). Tectonophysics, 238: 399-424.

Gautier, P. and Brun, J.-P., 1994b. Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands). Geodinamica Acta, 7(2): 57-85.

Gautier, P., Brun, J.-P., Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J. and Jolivet, L., 1999. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. Tectonophysics, 315: 31-72.

Gautier, P., Brun, J.P. and Jolivet, L., 1993. Structure and kinematics of Upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece). Tectonics, 12(5): 1180-1194.

Gueydan, F., Leroy, Y.M. and Jolivet, L., 2001. Grain-size-sensitive flow and shear-stress enhancement at the brittle-ductile transition of the continental crust. International Journal of Earth Sciences, 90(1): 181-196.

Hedenquist, J. W. and R. W. Henley (1985). "The importance of CO2 on freezing-point measurements of fluid inclusions-evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition " Economic Geology 80(5): 1379-1406.

Hedenquist, J. W., A. Arribas, et al. (1998). "Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines." Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists 93(4): 373-404.

Heinrich, C. A., C. G. Ryan, et al. (1992). "Segregation of ore metals between magmatic brine and vapor: a fluid inclusion study using PIXE microanalysis." Economic Geology 87(6): 1566-1583.

Hirth, G., Teyssier, C. and Dunlap, W.J., 2001. An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks. International Journal of Earth Sciences, 90(1): 77-87.

Hirth, G. and Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. Journal of Structural Geology, 14(2): 145-159.

Hirth, G. and Tullis, J., 1994. The brittle-plastic transition in experimentally deformed quartz aggregates. Journal of Geophysical Research, 99(B6): 11,731-11,747.

Hollister, L. S. and C. M.L. (1981). "Fluid Inclusions: Applications to petrology." Mineralogical Association of Cananda, Short Course Handbook Vol. 6. 304 p.

Huizenga, J. M. and J. L. R. Touret (1999). "Fluid inclusions in shear zones: The case of the Umwindsi shear zone in the Harare-Shamva-Bindura greenstone belt, NE Zimbabwe." European Journal of Mineralogy 11(6): 1079-1090.

Jacobshagen, V., S. Dürr, et al. (1978). Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. Alps, Appennines, Hellenides. Cloos. H. et. al. Eds. Stuttgart, IUGG. pp. 537-564

Jacobshagen, V., 1986. Geologie von Griechenland. Beiträge zur regionalen Geologie der Erde, 19. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 363 pp.

Jansen, J.B.H., 1973a. Geological map of Naxos (1/50 000). Nation. Inst. Geol. Mining Res., Athens.

Jansen, J.B.H., 1973b. Geological map of of Greece, Island of Naxos. Institute for Geology and Mineral Resources, Athens, pp. 341.

Jansen, J.B.H., 1977. The geology of Naxos. Geological and Geophysical Research, 19(1): 100.

Jansen, J.B.H. and Schuiling, R.D., 1976. Metamorphism on Naxos: Petrology and geothermal gradients. American Journal of Science, 276: 1225-1253.

Jarrard, R. D. (2003). "Subduction fluxes of water, carbon dioxide, chlorine, and potassium." Geochemistry Geophysics Geosystems 4.

Jessell, M. W., O. Kostenko, et al. (2003). "The preservation potential of microstructures during static grain growth." Journal of Metamorphic Geology 21(5): 481-491.

Jessell, M. W. (2003). "The Characteristic Geometries of Mineral Zonation." Journal of Virtual Explorer 11.

John, B.E. and Howard, K.A., 1995. Rapid extension recorded by cooling-age patterns and brittle deformation, Naxos, Greece. Journal of Geophysical Research, 100: 9969-9979.

Johnson, J. W., E. H. Oelkers, et al. (1992). "SUPCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000°C." Computers & Geosciences 18(7): 899-947.

Jolivet, L. and Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. Tectonics, 19: 1095-1106.

Jolivet, L., Goffé, B., Monié, P., Truffert-Luxey, C., Patriat, M. and Bonneau, M., 1996. Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. Tectonics, 15: 1129-1153.

Jolivet, L. and Patriat, M., 1999. Ductile extension and the formation of the Aegean sea. In: B. Durand, L. Jolivet, A. Mascle and M. Seranne (Editors), The Mediterranean Basins, Tertiary extension within the alpine orogen, pp. 427-456.

Jolivet, L.B., J. P.; Gautier, P.; Lallemant, S.; Patriat, M., 1994. 3D-kinematics of extension in the Aegean region from the early Miocene to the present; insights from the ductile crust. Bulletin de la Societe Geologique de France, Huitieme Serie, 165(3): 195-209.

Kamenetsky, V. S., E. van Achterbergh, et al. (2002). "Extreme chemical heterogeneity of granite-derived hydrothermal fluids: An example from inclusions in a single crystal of miarolitic quartz." Geology 30(5): 459-462.

Karato, S.I., Paterson, M.S. and Fitz Gerald, J.D., 1986. Rheology of synthetic olivine aggregates; infulence of grain size and water. J. Geophys. Res., 91: 8151-8176.

Kasai, K., Y. Sakagawa, et al. (1996). Supersaline brine obtained from quaternary Kakkonda Granite by the NEDO's deep geothermal well WD-1A in the Kakkonda geothermal field, Japan. Transactions - Geothermal Resources Council.

Katzir, Y., D. Avigad, et al. (1999). "Origin and metamorphism of ultrabasic rocks associated with a subducted continental margin, Naxos (Cyclades, Greece)." Journal of Metamorphic Geology 17(3): 301-318.

Katzir, Y., J. W. Valley, et al. (2002). "Tracking fluid flow during deep crustal anatexis: Metasomatism of peridotites (Naxos, Greece)." Contributions to Mineralogy and Petrology 142(6): 700-713.

Keay, S., 1998. The geological evolution of the Cyclades, Greece: Constraints from SHRIMP U-Pb geochronology. Ph.D. Thesis, Australian National University.

Keay, S. and Lister, G., 2002. African provenance for the metasediments and metaigneous rocks of the Cyclades, Aegean Sea, Greece. Geology, 30(3): 235-238.

Keay, S., Lister, G. and Buick, I., 2001. The timing of partial melting, Barrovian metamorphism and granite intrusion in the Naxos metamorphic core complex, Cyclades, Aegean sea, Greece. Tectonophysics, 342: 275-312.

Keay, S. and Lister, G.S., 1996a. Inside the dome of the Naxos core complex. In: G.S. Lister and M.A. Forster, Editors, Inside the Aegean Metamorphic Core Complexes, Australian Crustal Research Centre, Technical Publication, Melbourne 75-88.

Keay, S. and Lister, G.S., 1996b. Evolution of the Naxos core complex. In: G.S. Lister and M.A. Forster, Editors, Inside the Aegean Metamorphic Core Complexes, Australian Crustal Research Centre, Technical Publication, Melbourne: 61-74.

Kempler, D. and Garfunkel, Z., 1994. Structures and kinematics in the northeastern Mediterranean: A study of an irregular plate boundary. Tectonophysics, 234(1-2): 19-32.

Kenis, I., Urai, J.L., van der Zee, W., Hilgers, C. and Sintubin, M., 2005. Rheology of fine-grained siliciclastic rocks in the middle crust - Evidence from structural and numerical analysis. Earth and Planetary Science Letters, 233(3-4): 351-360.

Kerrick, D. M. and J. A. D. Connolly (2001). "Metamorphic devolatilization of subducted oceanic metabasalts: implications for seismicity, arc magmatism and volatile recycling." Earth and Planetary Science Letters 189(1-2): 19-29.

Kohn, M. J., F. S. Spear, et al. (1997). "Dehydration-melting and fluid recycling during metamorphism: Rangeley Formation, New Hampshire, USA." Journal of Petrology 38(9): 1255-1277.

Koukouvelas, I.K. and Kokkalas, S., 2003. Emplacement of the Miocene west Naxos pluton (Aegean Sea, Greece): A structural study. Geological Magazine, 140(1): 45-61.

Kowallis, B.J., Wang, H.F. and Bo-An, J., 1987. Healed microcrack orientations in granite from Illinois borehole UPH-3 and their relationship to the rock's stress history (USA). Tectonophysics, 135(4): 297-306.

Krabbendam, M., J. L. Urai, et al. (2003). "Grain size stabilisation by dispersed graphite in a high-grade quartz mylonite: An example from Naxos (Greece)." Journal of Structural Geology 25(6): 855-866.

Krantz, R.L., 1983. Microcracks in rocks: a review. Tectonophysics, 100: 449-480.

Kreulen, R., 1980. CO2-rich fluids during regional metamorphism on Naxos (Greece): Carbon isotopes and fluid inclusions. American Journal of Science, 280: 745-771.

Kreulen, R., 1988. High integrated fluid/rock ratios during metamorphism at Naxos: evidence from carbon isotopes of calcite in schists and fluid inclusions. Contributions to Mineralogy and Petrology, 98(1): 28-32.

Kronenberg, A.K. and Shelton, G.L., 1980. Deformation microstructures in experimentally deformed Maryland diabase. J. Struct Geol., 2(3): 341-353.

Küster, M. and Stöckhert, B., 1997. Density changes of fluid inclusions in high-pressure low-temperature metamorphic rocks from Crete: A thermobarometric approach based on the creep strength of the host minerals. Lithos, 41(1-3): 151-167.

Kusznir, N.J. and Park, R.G., 1987. The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, crustal composition and thiskness. Geological Society Special Publication, 28: 35-52.

Lamb, W. M., J. W. Valley, et al. (1987). "Post-metamorphic CO2-rich fluid inclusions in granulites." Contributions to Mineralogy and Petrology 96(4): 485-495.

Laubach, S.E., 1989. Paleostress directions from the preferred orientation of closed microfractures (fluid-inclusion planes) in sandstone, East Texas basin, U.S.A. Journal of Structural Geology, 11(5): 603-611.

Le Pichon, X., Bergerat, F. and Roulet, M.-J., 1988. Plate kinematics and tectonic leading to the Alpine belt formation; A new analysis. Geological Society of America Special Papers, 218: 111-131.

Lespinasse, M., 1999. Are fluid inclusion planes useful in structural geology? Journal of Structural Geology, 21(8-9): 1237-1243.

Lespinasse, M. and Cathelineau, M., 1995. Paleostress magnitudes determination by using fault slip and fluid inclusions planes data. Journal of Geophysical Research, 100(B3): 3895-3904.

Lespinasse, M., Désindes, L., Fratczak, P. and Petrov, V., 2005. Microfissural mapping of natural cracks in rocks: Implications for fluid transfers quantification in the crust. Chemical Geology, 223(1-3): 170-178.

Lespinasse, M. and Pecher, A., 1986. Microfracturing and regional stress field: a study of the preferred orientations of fluid-inclusion planes in a granite from the Massif Central, France. Journal of Structural Geology, 8(2): 169-180.

Lewis, S. (1998). "Ion microprobe study of marble from Naxos, Greece: Grain-scale fluid pathways and stable isotope equilibration during metamorphism." Geology 26(10): 935-938.

Liati, A. and Seidel, E., 1996. Metamorphic evolution and geochemistry of kyanite eclogites in central Rhodope, northern Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology, 123(3): 293-307.

Lips, A.L.W., White, S.H. and Wijbrans, J.R., 1998. 40Ar/39Ar laserprobe direct dating of discrete deformational events: a continuous record of early Alpine tectonics in the Pelaginian Zone, NW Aegean area, Greece. Tectonophysics, 298: 133-155.

Lister, G.S., Banga, G. and Feenstra, A., 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. Geology, 12(4): 221-225.

Lister, G.S. and Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. Journal of Structural Geology, 11(1/2): 65-94.

Makris, J. and Stobbe, C., 1984. Physical properties and state of the crust and upper mantle of the eastern mediterranean sea deduced from geophysical data. Marine Geology, 55: 347-363.

Malavieille, J., 1987. Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range. J. Struct. Geol., 9: 541-554.

Marshall, D.J., 1988. Cathodoluminescence of geological materials. Cathodoluminescence of geological materials.

Martin, L., 2004. Signification des âges U-Pb sur zircon dans l'histoire métamorphique de Naxos et Ikaria (Cyclades Grèce). Unpublished Thesis, Nancy-Université, 266 pp.

Martin, L., Duchêne, S., Deloule, E. and Vanderhaeghe, O., 2006. The isotopic composition of zircon and garnet: A record of the metamorphic history of Naxos, Greece. Lithos, 87(3-4): 174-192.

Maruyama, S. and K. Okamoto (2007). "Water transportation from the subducting slab into the mantle transition zone." Gondwana Research 11(1-2): 148-165.

Matthews, A., J. Baker, et al. (2002). "High-temperature metamorphism in marbles as a consequence of volatile release from crystallizing anatectic melts, Naxos, Greece." European Journal of Mineralogy 14(1): 37-47.

Matthews, A., B. Putlitz, et al. (2003). "Volatile transport during the crystallization of anatectic melts: oxygen, boron and hydrogen stable isotope study on the metamorphic complex of Naxos, Greece." Geochimica et Cosmochimica Acta 67(17): 3145-3163.

McCaig, A.M., 1988. Deep fluid circulations in fault zones. Geology, 16: 867-870.

McCaig, A. M., J. Tritlla, et al. (2000). "Fluid mixing and recycling during Pyrenean thrusting: Evidence from fluid inclusion halogen ratios." Geochimica et Cosmochimica Acta 64(19): 3395-3412.

McKenzie, D. (1977). Present deformation of the Aegean region. VI Colloquium on the Geology of the Aegean Region, Athens.

McKenzie, D., 1978a. Active tectonics of the Alpine-Himalyan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 55: 217-254.

McKenzie, D.P., 1978b. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters, 40: 25-32.

McKenzie, D. and Jackson, 1983. The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone. Earth Planet. Sci. Lett., 65: 182-202.

McMillan, P., 1985. Vibrational spectroscopy in the mineral sciences. Microscopic to Macroscopic: 9-63.

McMillan, P.F., 1989. Raman spectroscopy in mineralogy and geochemistry. Annual review of earth and planetary sciences. Vol. 17: 255-283.

Meere, P. A. and D. A. Banks (1997). "Upper crustal fluid migration: an example from the Variscides of SW Ireland." Journal of the Geological Society 154: 975-985.

Mercier, J. L., E. Careygailhardis, et al. (1983). "Structural-analysis of recent and active faults and regional state of stress in the epicentral area of the 1978 Thessaloniki earthquakes (Northern Greece) " Tectonics 2(6): 577-600.

Mernagh, T. P. and A. R. Wilde (1989). "The use of the laser Raman microprobe for the determination of salinity in fluid inclusions " Geochimica et Cosmochimica Acta 53(4): 765-771.

Miyashiro, A. (1973). "Metamorphism and Metamorphic belts." John Whiley and Sons. New York: 492p.

Molina, J. F. and S. Poli (2000). "Carbonate stability and fluid composition in subducted oceanic crust: an experimental study on H2O-CO2-bearing basalts." Earth and Planetary Science Letters 176(3-4): 295-310.

Möller, P., S. M. Weise, et al. (1997). "Paleofluids and recent fluids in the upper continental crust : results from the Continental Deep Drilling Program (KTB)." J. Geophys. Res. 102B: 18233-18254.

Moore, C. J. (1992). "Fluids in accretionnary prisms." Review of Geophysics 30: 113-135.

Morrison, J. and Anderson, J.L., 1998. Footwall refrigeration along a detachment fault: implications for the thermal evolution of core complexes. Science, 279: 63-66.

Mulch, A., Teyssier, C., Cosca, M., Vanderhaeghe, O. and Vennemann, T., 2004. The hydrogen isotope record of detachment mylonites: a new method for reconstructing paleoelevations of eroded orogens. Geology, 32(6): 525-528.

Mullis, J. (1987). "Fluid inclusion studies during very low-grade metamorphism. In M. Frey (Editor), Low Temperature Metamorphism." Blackie, Glasgow: 163-199.

Munz, I. A., B. W. D. Yardley, et al. (1995). "Deep penetration of sedimentary fluids in basement rocks from southern Norway: Evidence from hydrocarbon and brine inclusions in quartz veins." Geochimica et Cosmochimica Acta 59(2): 239-254.

Newton, R. C. and C. E. Manning (2002). "Experimental determination of calcite solubility in H2O-NaCl solutions at deep crust/upper mantle pressures and temperatures: Implications for metasomatic processes in shear zones." American Mineralogist 87(10): 1401-1409.

Nicolas, A. and Poirier, J.P., 1976. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks, London.

Okay, A. I. (1984). "Distribution and characteristics of the north-west Turkish blueschists. Ib: Dixon, J.E. Robertson, A.H.F. (Eds.)." Geol. Soc. London. Spec. Publ. 17: 455-466.

Olsen, S. N. (1987). "The composition and role of the fluid in migmatites: a fluid inclusion study of the Front Range rocks." Contributions to Mineralogy & Petrology 96(1): 104-120.

Papageorgakis, J. (1968). "A Cretaceous outcrop on the island of Paros." Praktika Akad??? Athenon 43: 163-174.

Papanikolaou, D.J., 1989. Are the Medial Crystalline Massifs of the Eastern Mediterranean drifted Gondwanian fragments ? Geological Society of Greece, Special Publication, 1: 63-90.

Pe-Piper, G., 2000. Origin of S-type granites coeval with I-type granites in the Hellenic subduction system, Miocene of Naxos, Greece. European Journal of Mineralogy, 12(4): 859-875.

Pe-Piper, G., Kotopouli, C.N. and Piper, D.J.W., 1997. Granitoid rocks of Naxos, Greece; regional geology and petrology. Geological Journal, 32(2): 153-171.

Pêcher, A., 1981. Experimental decrepitation and re-equilibration of fluid inclusions in synthetic quartz. Tectonophysics, 78(1-4): 567-583.

Pêcher, A. and Boullier, A.-M., 1984. Evolution à pression et température élevées d'inclusions fluides dans un quartz synthétique. Bull. Minéral., 107: 139-153.

Pêcher, A., Lespinasse, M. and Leroy, J., 1985. Relations between fluid inclusion trails and regional stress field: a tool for fluid chronology - an example of an intragranitic uranium ore deposit (northwest Massif Central, France). Lithos, 18(3): 229-237.

Perissoratis, C., 1995. The Santorini volcanic complex and its relation to the stratigraphy and structure of the Aegean arc, Greece. Marine Geology, 128(1-2): 37-58.

Philippot, P., P. Chevallier, et al. (1995). "Fluid composition and evolution in coesite-bearing rocks (Dora-Maira Massif, Western Alps) - Implications for element recycling during subduction." Contributions to Mineralogy and Petrology 121(1): 29-44.

Pironon, J., Canals, M., Dubessy, J., Walgenwitz, F. and Laplace-Builhe, C., 1998. Volumetric reconstruction of individual oil inclusions by confocal scanning laser microscopy. European Journal of Mineralogy, 10(6): 1143-1150.

Platt, J.P., 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. Geological Society of America Bulletin, 97: 1037-1053.

Ploegsma (1989). Shear zones in the West Uusimaa area, SW Finland. Amsterdam, Vrije Universiteit: 134 p.

Potter, R. W. and M. A. Clynne (1978). "Solubility of high soluble salts in aqueous-media.1. NaCl, KCl, CaCl2, Na2SO4 and K2SO4 solubilities to 100-degrees-C " Journal of Research of the Us Geological Survey 6(6): 701-705.

Poty, B., J. Leroy, et al. (1976). "Measuring temperatures under microscope - CHAIXMECA microthermometry apparatus " Bulletin De La Societe Francaise Mineralogie Et De Cristallographie 99(2-3): 182-186.

Ramboz, C. (1980). "Problems related to the analysis of the composition of complex CO2-CH4 bearing inclusions, by microthermometry techniques " Comptes Rendus Hebdomadaires Des Seances De L Academie Des Sciences Serie D 290(7): 499-502.

Regenauer-Lieb, K., Weinberg, R.F. and Rosenbaum, G., 2006. The effect of energy feedbacks on continental strength. Nature, 442(7098): 67-70.

Reischmann, T., 1997. Single zircon Pb/Pb dating of tectonic units from the metamorphic complex of Naxos, Greece. Terra Nova, 9: 496.

Ren, X. F., B. J. Kowallis, et al. (1989). "Paleostress history of the basin and range province in Western Utah and Eastern Nevada from healed microfracture orientations in granites " Geology 17(6): 487-490.

Rimmele, G.O., Roland; Goffe, Bruno; Jolivet, Laurent; Candan, Osman; Cetinkaplan, Mete, 2003. First evidence of high-pressure metamorphism in the "Cover Series" of the southern Menderes Massif; tectonic and metamorphic implications for the evolution of SW Turkey. Lithos, vol.71, 71: 19-46.

Ringwood, A. E. (1975). "Composition and petrology of the Earth's Mantle." McGraw-Hill, New York: 618 p.

Robert, E. (1982). Contribution à l'étude géologique des Cyclades (Grèce): L'île de Paros. Centre d'Orsay. Orsay, Paris-Sud, France.

Robertson, A. H. F. and J. E. Dixon (1984). "Aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F. (eds) The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc., London, Special Publications, 17, 1-74.

Robertson, A.H.F., 1990. Late Cretaceous oceanic crust and Early Tertiary foreland basin development, Euboea, eastern Greece. Terra Nova, 2(4): 333-339.

Robertson, A.H.F., Clift, P.D., Degnan, P.J. and Jones, G., 1991. Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 87(1-4): 289-343.

Robertson, A. H. F., J. E. Dixon, et al. (1996). "Alternative tectonic models for the late Paleozoic - early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. In: A. Morris & D.H. Tarling, Eds., Paleomagnetism and tectonics of the Mediterranean region. ." J. Geol. Soc. London 159: 45-60.

Roedder, E. (1963). "Studies of fluid inclusions II: Freezing data and their interpretation." Economic Geology 58(2): 167-211.

Roedder, E., 1984. FLUID INCLUSIONS. Reviews in Mineralogy, 12.

Roesler, G. (1972). "Das Neogen von Naxos und den benachbarten Inseln." Z. Deutsch. Geol. Ges. 123: 523-525.

Roesler, G., 1978. Relics of non-metamorphic sediments on central Aegean Islands. Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report, 38: 480-481.

Rogie, J. D., D. M. Kerrick, et al. (2000). "Flux measurements of nonvolcanic CO2 emission from some vents in central Italy." Journal of Geophysical Research-Solid Earth 105(B4): 8435-8445.

Rye, R. O. (1966). "Carbon hydrogen and oxygen isotopic composition of hydrothermal fluids responsible for lead-zinc deposits at Providencia Zacatecas, Mexico " Economic Geology 61(8): 1399-&.

Rye, R.O., Schuiling, R.D., Rye, D.M. and Jansen, J.B.H., 1976. Carbon, hydrogen, and oxygen isotope studies of the regional metamorphic complex at Naxos, Greece. Geochimica et Cosmochimica Acta, 40: 1031-1049.

Sanchez-Gomez, M., Avigad, D. and Heiman, A., 2002. Geochronology of clasts in allochthonous Miocene sedimentary sequences on Mykonos and Paros Islands : implications for back-arc extension in the Aegean sea. J. Geol. Soc. London, 159: 45-60.

Santosh, M. and T. Tsunogae (2003). "Extremely high density pure CO2 fluid inclusions in a garnet granulite from southern India." Journal of Geology 111(1): 1-16.

Santosh, M., M. Tagawa, et al. (2003). "The Nagercoil Granulite Block, Southern India: petrology, fluid inclusions and exhumation history." Journal of Asian Earth Sciences 22(2): 131-155.

Scambelluri, M., G. Pennacchioni, et al. (1998). "Salt-rich aqueous fluids formed during eclogitization of metabasites in the Alpine continental crust (Austroalpine Mt. Emilius unit, Italian western Alps)." Lithos 43(3): 151-167.

Scambelluri, M., G. B. Piccardo, et al. (1997). "High salinity fluid inclusions formed from recycled seawater in deeply subducted alpine serpentinite." Earth and Planetary Science Letters 148(3-4): 485-499.

Sarkar, S., M. Santosh, et al. (2003). "Very high density CO2 associated with ultrahigh-temperature metamorphism in the Eastern Ghats granulite belt, India." Geology 31(1): 51-54.

Schermer, E. R. (1990). "Mechanism of blueschist creation and preservation in an A-type subduction zone, Mount-Olympus Region, Greece " Geology 18(11): 1130-1133.

Schuiling, R.D. and Kreulen, R., 1979. Are thermal domes heated by CO2-rich fluids from the mantle? Earth and Planetary Science Letters, 43: 298-302.

Schuiling, R. D. (2004). "Thermal effects of massive CO2 emissions associated with subduction volcanism." Effets thermiques du CO2 associe? au volcanisme de subduction 336(12): 1053-1059.

Seidel, E. K., Hans; Harre, Wilhelm (1982). "A late Oligocene/early Miocene high pressure belt in the External Hellenides." Geologisches Jahrbuch. Reihe E: Geophysik 23: 165-206.

Selverstone, J., G. J. Axen, et al. (1995). "Fluid inclusion constraints on the kinematics of footwall uplift beneath the Brenner-Line normal-fault, Eastern Alps " Tectonics 14(2): 264-278.

Sharp, I.R. and Robertson, A.H.F., 2006. Tectonic-sedimentary evolution of the western margin of the Mesozoic Vardar Ocean: Evidence from the Pelagonian and Almopias zones, northern Greece, Geological Society Special Publication, pp. 373-412.

Shepherd, T. J., A. H. Rankin, et al. (1985). A practical guide to fluid inclusion studies, Blackie and Sons, Glasgow. 239 p.

Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society of London, 133: 191-213.

Sibson, R.H., Moore, J.M. and Rankin, A.H., 1975. Seismic pumping - A hydrothermal transport mechanism Journal of the Geological Society, London, 131: 653-659.

Smith, D.L. and Evans, B., 1982. Diffusional crack healing in quartz. Journal of Geophysical Research, 89(B6): 4125-4135.

Smith, A. G. and N. H. Woodcock (1982). "Tectonic syntheses of the Alpine-Mediterranean region: A review." Geodynamic Series 7: 15-38.

Smith, M., D. A. Banks, et al. (1996). "Fluid inclusion and stable isotope constraints on the genesis of the Cligga Head Sn-W deposit, S.W. England." European Journal of Mineralogy 8(5): 961-974.

Spakman, W., 1986. Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys. Geologie en Mijnbouw, 65: 145-153.

Spakman, W., M. J. R. Wortel, et al. (1988). "The Hellenic Subduction zone - A tomogrphic image and its geodynamic implications " Geophysical Research Letters 15(1): 60-63.

Sterner, S.M. and Bodnar, R.J., 1989. Synthetic fluid inclusions - VII. Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory-simulated metamorphic burial and uplift. Journal of Metamorphic Geology, 7(2): 243-260.

Stipp, M. and Kunze, K., 2008. Dynamic recrystallization near the brittle-plastic transition in naturally and experimentally deformed quartz aggregates. Tectonophysics, 448: 77-97.

Stöckhert, B., Brix, M.R., Kleinschrodt, R., Hurford, A.J. and Wirth, R., 1999. Thermochronometry and microstructures of quartz-a comparison with experimental flow laws and predictions on the temperature of the brittle-plastic transition. Journal of Structural Geology, 21(3): 351-369.

Tatsumi, Y., D. L. Hamilton, et al. (1986). "Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas : Evidence from high-pressure experiments and natural rocks " Journal of Volcanology and Geothermal Research 29(1-4): 293-309.

Taylor, B. E. (1987). "Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. In: Geochemistry of Low Temperature fluids, T.K. Kyser, (Eds)." Mineralogical Association of Cananda, Short Course Handbook 13: 337-445.

Theye, T. and E. Seidel (1992). "Petrology of low-grade high-pressure metapellites from the external Hellenides (Crete, Peloponnese) - A case study with attention to sodic minerals " European Journal of Mineralogy 3: 343-366.

Thiery, R., Van Den Kerkhof, A.M. and Dubessy, J., 1994. vX properties of CH4-CO2 and CO2-N2 fluid inclusions: modelling for T <31°C and P <400 bars. European Journal of Mineralogy, 6(6): 753-771.

Touret, J. L. R. (1987). "Fluid inclusions and pressure-temperature estimates in deep seated rocks." Chemical Transport in Metasomatic Processes (Nato Asi Series, Series C, 218 Reidel, Dordrecht) by H.C. Helgeson (ed.): 92-122.

Touret, J. L. R. and T. H. D. Hartel (1990). "Synmetamorphic fluid inclusions in granulites." Granulites and crustal evolution: 397-417.

Touret, J.L.R., 2001. Fluids in metamorphic rocks. Lithos, 55(1-4): 1-25.

Touret, J. L. R. (2003). Fluids in the deep earth. GEOFLUIDS IV Meeting, Utrecht, Netherlands.

Trommsdorf, V., G. Skippen, et al. (1985). "Halite and Sylvite solid inclusions in high grade rocks." Contributions to Mineralogy & Petrology 89: 9-24.

Tsunogae, T., M. Santosh, et al. (2002). "Very high-density carbonic fluid inclusions in sapphirine-bearing granulites from Tonagh Island in the Archean Napier Complex, East Antarctica: implications for CO2 infiltration during ultrahigh-temperature (T > 1,100 degrees C) metamorphism." Contributions to Mineralogy and Petrology 143(3): 279-299.

Tullis, T.E., Horowitz, F.G. and Tullis, J., 1991. Flow laws of polyphase aggregates from end member flow laws. Journal of Geophysical Research, 96(B6): 8081-8096.

Tullis, J. (2002). Deformation of granitic rocks: Experimental studies and natural examples. Conference on Plastic Deformation of Minerals and Rocks, Berkeley, California.

Turrell, G. and J. Corset (1996). Raman Microscopy: Developments and applications, Academic Press. 463 p.

Tuttle, O. F. (1949). "Structural petrology of planes and liquid inclusions " Journal of Geology 57(4): 331-&.

Ulrich, T., D. Gunther, et al. (2001). "The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina." Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists 96(8): 1743-1774.

Underhill, J. R. (1989). "Late cenozoic deformation of the Hellenic foreland, Western Greece " Geological Society of America Bulletin 101(5): 613-634.

Urai, J. L. (1983). "Water assisted dynamic recrystallization and weakening in polycrystalline bischofite " Tectonophysics 96(1-2): 125-157.

Urai, J. L. (1985). "Water-enhanced dynamic recrystallization and solution transfer in experimentally deformed carnallite " Tectonophysics 120(3-4): 285-317.

Urai, J. L., W. D. Means, et al. (1986a). "Dynamic recrystallization of minerals." Am. Geoph. Union, Geoph. Monogr.

Urai, J. L., C. J. Spiers, et al. (1986b). "Weakening of rock salt by water during long-term creep." Nature 324(6097): 554-557.

Urai, J.L., Shuiling, R.D. and Jansen, J.B.H., 1990. Alpine deformation on Naxos (Greece). In: R.J. Knipe and E.H. Rutter (Editors), Deformation mechanisms, rheology and tectonics, pp. 509-522.

Valakovitch, M. P. and U. V. Altunin (1968). "Thermophysical properties of carbon dioxide." Collets. London.

Van Den Kerkhof, A.M. and Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. Lithos, 55(1-4): 27-47.

Van Der Maar, P.A. and Jansen, J.B.H., 1983. The geology of the polymetamorphic complex of Ios, Cyclades, Greece and its significance for the Cycladic Massif. Geologische Rundschau, 72(1): 283-299.

Vanderhaeghe, O. and Teyssier, C., 1997. Formation of the Shuswap metamorphic core complex during late-orogenic collapse of the Canadian Cordillera: Role of ductile thinning and partial melting of the mid- to lower crust. Geodinamica Acta, 10(2): 41-58.

Vanderhaeghe, O., C. Teyssier, et al. (1999). "Structural and geochronologic constraints on the role of partial melting during the formation of the Shuswap metamorphic core complex at the latitude of the Thor-Odin dome, British Columbia." Canadian Journal of Earth Sciences 36: 917-943.

Vanderhaeghe, O., 2004. Structural development of the Naxos migmatite dome. In: W. D.L, C. Teyssier and C. Siddoway (Editors), Gneiss domes in orogeny. Geological Society of America Special Paper, Boulder, pp. 211-227.

Vapnik, Y. and D. Avigad (2004). "P-T conditions of quartz-calcite boudins and vein formation within a low-angle detachment fault in Tinos Island (Aegean Sea): A fluid-inclusion study." International Journal of Earth Sciences 93(4): 487-499.

Vityk, M. O., R. J. Bodnar, et al. (1994). "Fluid inclusions as tectonothermobarometers: relation between pressure-temperature history and reequilibration morphology during crustal thickening." Geology 22(8): 731-734.

Vityk, M. O. and R. J. Bodnar (1995). "Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction." Contributions to Mineralogy & Petrology 121(3): 309-323.

Watson, E. B. and J. M. Brenan (1987). "Fluids in the lithosphere, 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO2-H2O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties, and fluid inclusion formation." Earth & Planetary Science Letters 85(4): 497-515.

Wawrzenitz, N.M., Evripidis, 1997. First evidence for Lower Cretaceous HP/HT-metamorphism in the eastern Rhodope, North Aegean region, North-east Greece. European Journal of Mineralogy, 9(3): 659-664.

Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. Nature, 291(5817): 645-648.

Wijbrans, J.R. and McDougall, I., 1986. 40Ar/39Ar dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system. Contributions to Mineralogy and Petrology, 93: 187-194.

Wijbrans, J.R. and McDougall, I., 1988. Metamorphic evolution of the Attic Cycladic Metamorphic Belt on Naxos (Cyclades, Greece) utilizing 40Ar/39Ar age spectrum measurements. Journal of Metamorphic Geology, 6: 571-594.

Wilkins, R. W. T. and J. P. Barkas (1978). "Fluid inclusions, deformation and recrystallization in granite tectonites." Contributions to Mineralogy and Petrology 65(3): 293-299.

Wilkinson, J. J. (2001). "Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits." Lithos 55(1-4): 229-272.

Williams, A. E. and M. A. McKibben (1989). "A brine interface in the Salton-Sea geothermal system, California - Fluid Geochemical and isotopic characteristics " Geochimica et Cosmochimica Acta 53(8): 1905-1920.

Wintsch, R.P., Christoffersen, R. and Kronenberg, A.K., 1995. Fluid-rock reaction weakening of fault zones. Journal of Geophysical Research, 100(B7): 13,021-13,032.

Wise, D. U. (1964). "Microjointing in basement, Middle Rocky Mountains of Montana and Wyoming." Geological Society of America Bulletin 75(4): 287-&.

Wyllie, P. J. (1988). "Magma genesis, plate-tectonics, and chemical differentiation of the Earth " Reviews of Geophysics 26(3): 370-404.

Yardley, B. W. D. (1986). "Fluid migration and veining in the Connemara Schists, Ireland." Fluid-Rock Interactions during Metamorphism: 109-131.

Yardley, B.W.D. and Valley, J.W., 1994. How wet is the earth's crust? Nature, 371(6494): 205-206.

Yardley, B.W.D. and Valley, J.W., 1997. The petrologic case for a dry lower crust. Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, 102(6): 12173-12185.

Yardley, B. W. D. (1997). "The evolution of fluids through the metamorphic cycle. ." In: Fluid Flow and Transport in Rocks (eds Jamtveit B, Yardley BWD): 99-121. Chapman & Hall, London.

Yardley, B., S. Gleeson, et al. (2000). "Origin of retrograde fluids in metamorphic rocks." Journal of Geochemical Exploration 69-70: 281-285.

Yardley, B. W. D. and J. T. Graham (2002). "The origins of salinity in metamorphic fluids." Geofluids 2(4): 249-256.

Yardley, B., A. Bennett, et al. (2003). "Controls on the chemical composition of crustal brines." Journal of Geochemical Exploration 78-79: 133-135.

Yardley, B. W. D. (2005). "100th Anniversary Special Paper: Metal concentrations in crustal fluids and their relationship to ore formation." Economic Geology 100(4): 613-632.

Yaxley, G. M. and D. H. Green (1994). "Experimental demonstration of refractory carnonate-bearing eclogite and siliceous melt in the subduction regime " Earth and Planetary Science Letters 128(3-4): 313-325.

Yaxley, G. M. and G. P. Brey (2004). "Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2.5 to 5.5 GPa: implications for petrogenesis of carbonatites." Contributions to Mineralogy and Petrology 146(5): 606-619.

Zellmer, G.F., Annen, C., Charlier, B.L.A., George, R.M.M., Turner, S.P. and Hawkesworth, C.J., 2005. Magma evolution and ascent at volcanic arcs: Constraining petrogenetic processes through rates and chronologies. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 140(1-3): 171-191.

Zhang, Y.G. and Frantz, J.D., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl2-H2O using synthetic fluid inclusions. Chemical Geology, 64: 335-350.

ANNEXES PARTIE III

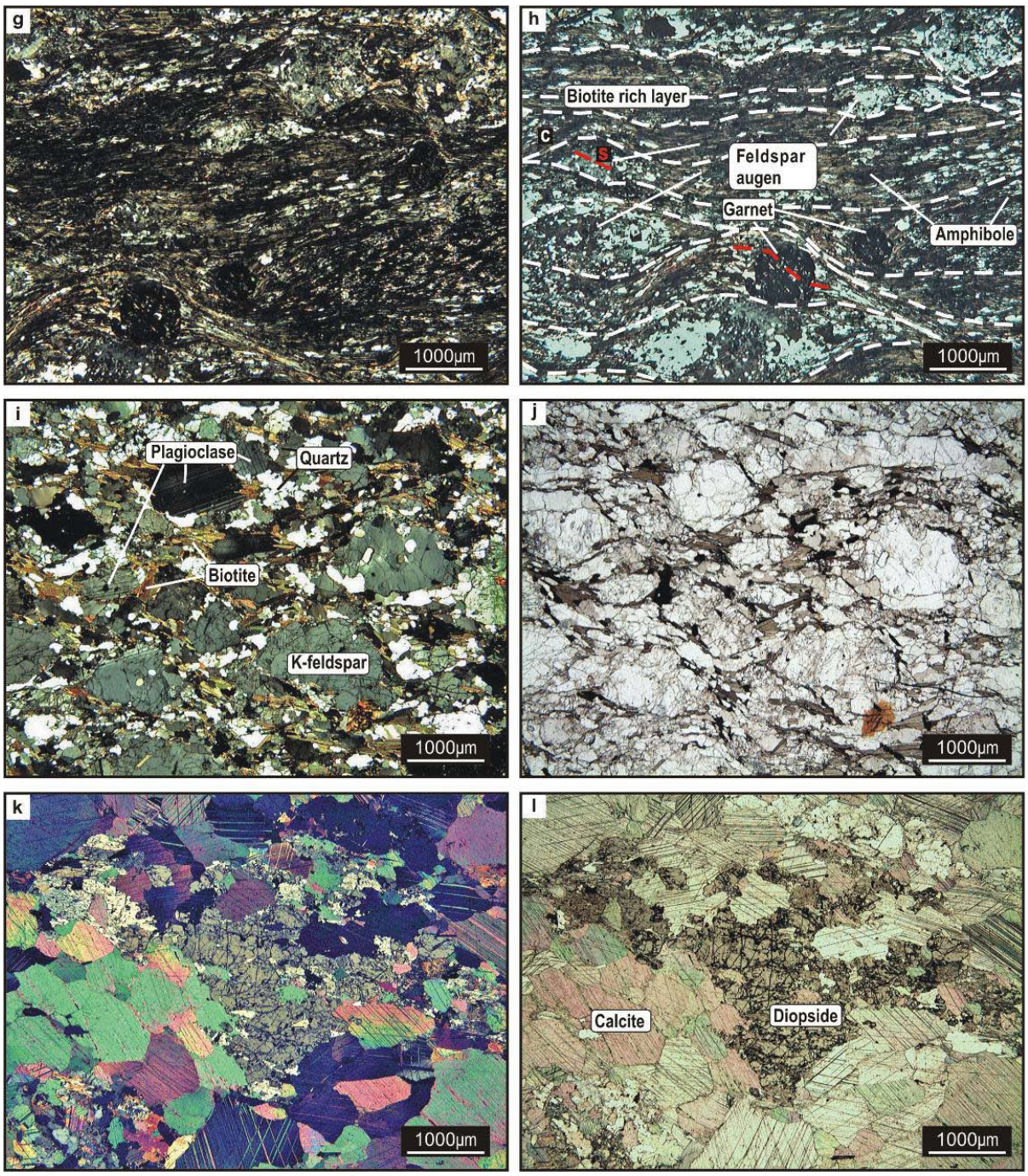


Figure III- 11 continued

g (CPL)/**h** (NL): Sample **87b** garnet-amphibole gneiss: Garnet, feldspar and amphibole porphyroclasts surrounded by quartz-feldspar-mica layers.

i (CPL)/**j** (NL): Sample **87b** leucogneiss : K-feldspar porphyroclasts subdivided into subgrains and surrounded by quartz-feldspar-mica fine-grained layers.

k (CPL)/**l** (NL): Sample **86b** marble : coarse-grained marble with diopside phenocrystals.

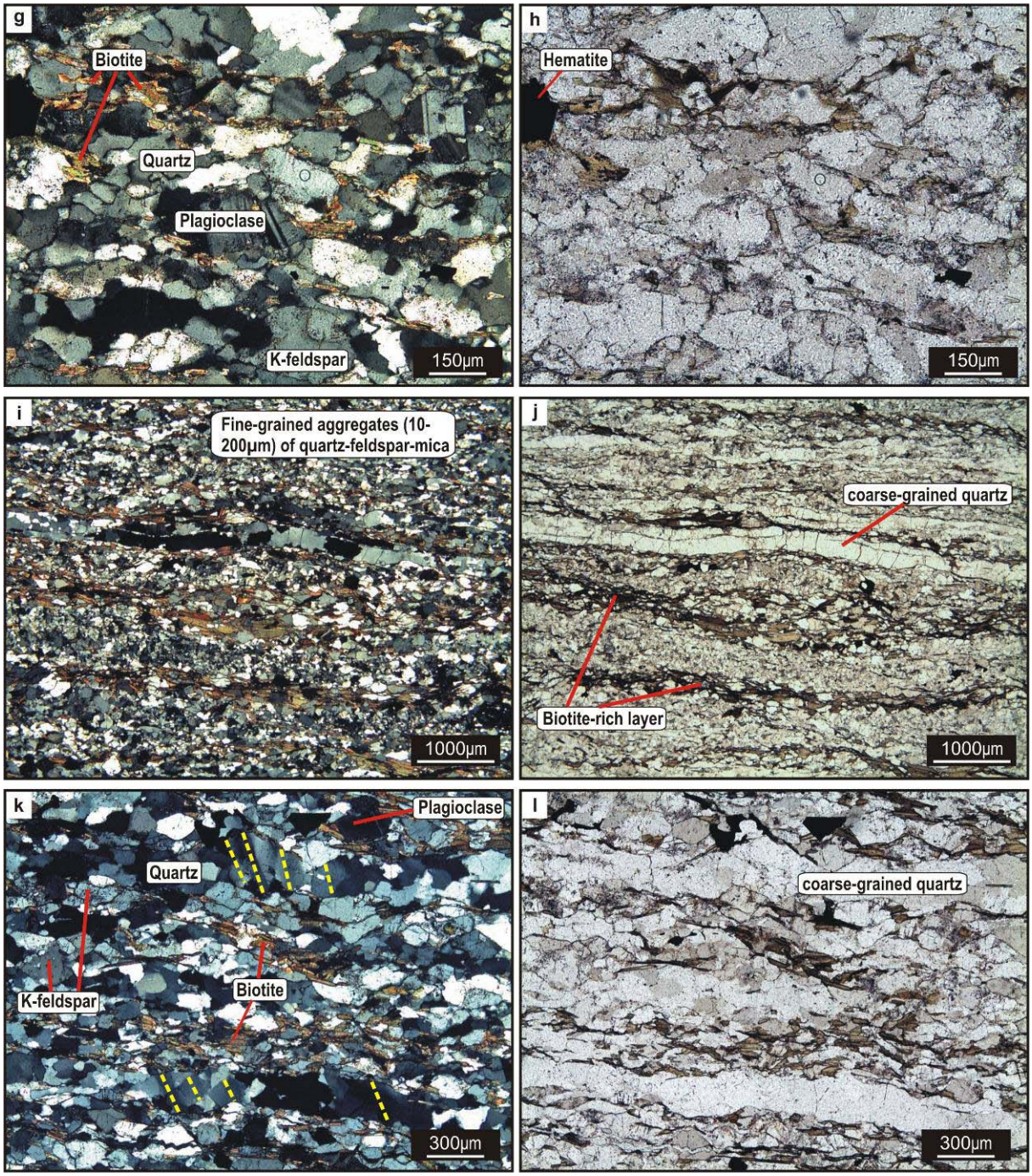


Figure III-14 continued

g (CPL)/**h** (NL): Sample **84a** quartzite (+hematite) : detail on quartz-feldspar-mica aggregates. Polygonal texture with 120° triple junctions. Dislocation creep regime 3 textures (Hirth and Tullis 1992) where grain boundary migration recrystallization and progressive subgrain rotation are the dominant mechanisms.

i (CPL)/**j** (NL): Sample **83b** gneiss : Polygonal texture representative of dislocation creep regime 3 deformation textures (Hirth and Tullis 1992). Coarser-grained quartz-rich layers indicate recrystallized grain-size of an earlier stage of the deformation-recrystallization.

k (CPL)/**l** (NL): Sample **83b** gneiss : detail on quartz-feldspar-mica aggregates. Quartz grains are weakly dynamically recrystallized and tend to show dislocation creep regime 3 deformation textures (Hirth and Tullis 1992).Coarser-grained quartz show deformation bands (yellow dashed lines). The recrystallized quartz grain-size is limited by larger mica-grains although quartz-grain boundaries were able to migrate past smaller mica-grains.

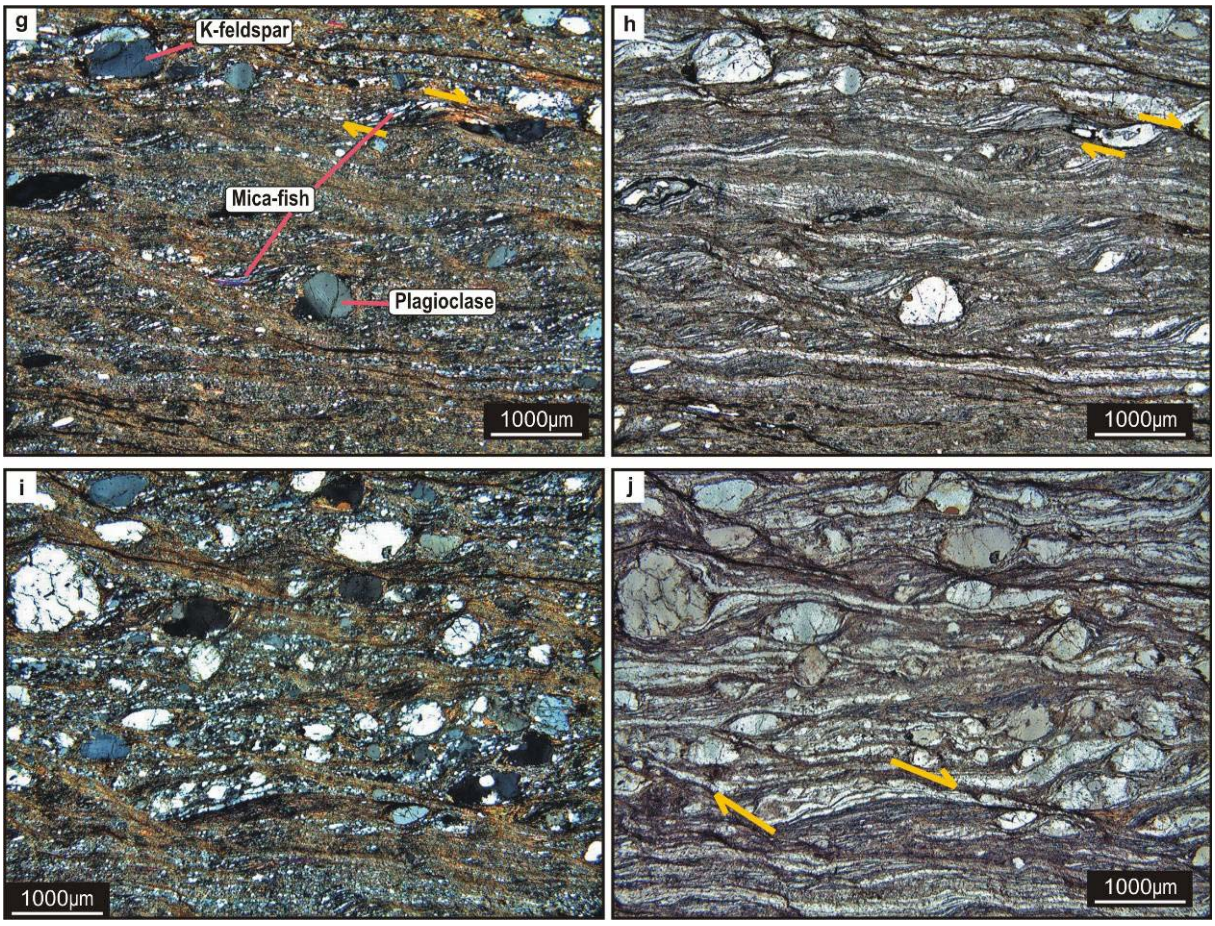


Figure III-18 continued
g (CPL)/**h** (NL): Sample **02-04** : The ultramylonite matrix consists of very fine-grained partially recrystallized quartz ribbons alternating with chloritized biotite-rich layers. Asymmetric tails around feldspar porphyroclasts and mica-fish textures indicate dextral sense of shear.
i (CPL)/**j** (NL): Sample **02-04** : idem. K-feldpsar porphyroclasts show a large range of sizes reflecting progressive grain-size reduction by fracturing.

On the microscopic scale the ultramylonite is characterized by strong grain size reduction and by dynamic recrystallization textures. Quartz grains are shape preferentially oriented (Figure III-k/l/q/s-zb) and exhibit core-and mantle structures with the size of recrystallized grains similar to that of the subgrains, indicating subgrain rotation recrystallization (dislocation creep regime 2 of Hirth and Tullis, (1992)) (Figure III- q/r/x/y). The intensity of transposition is high, as quartz grains are homogeneously flattened (Figure III- k-zb). Brittle deformation is expressed by calcite tension gashes crosscutting ductile fabrics (Figure III- k/l). A fine grained calcite layer showing subgrain rotation recrystallization marks the contact between the transposed quartz veins and the wall-rock. The presence of hydrous phases like chlorite and goethite indicate retrograde metamorphic conditions (Figure III- s-zb).

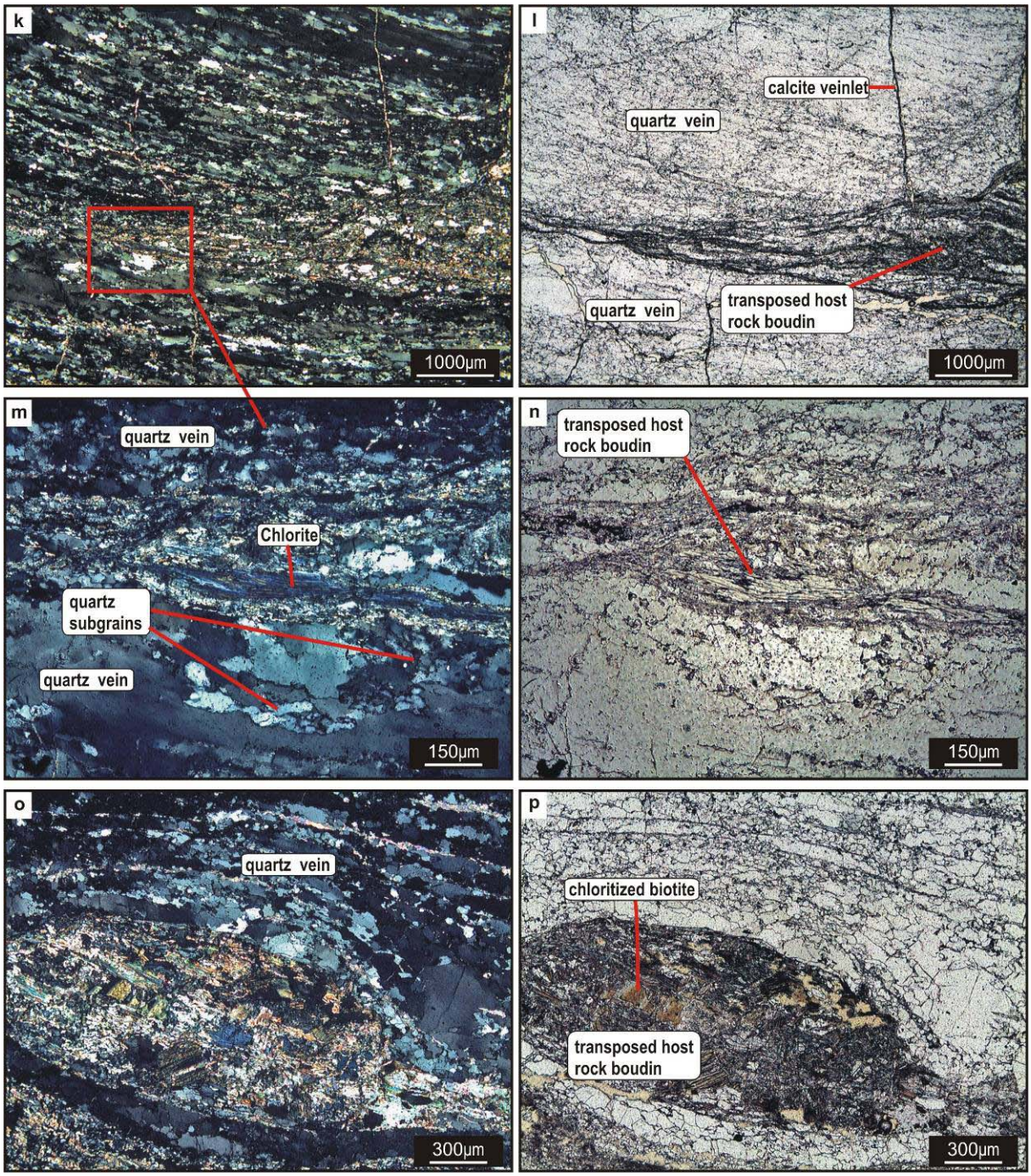


Figure III- 18: continued Optical microphotographs of **mid greenschist-facies ultramylonite**, (E-W transect D', Figure III- 9).

k (CPL)/**l** (NL): Sample **66** : Quartz grains are stretched, elongated and preferentially oriented. These microstructures and subgrain formation indicate regime 2 deformation (Hirth and Tullis 1992). Quartz grains are homogeneously flattened. Brittle deformation is expressed by calcite tension gashes crosscutting ductile fabrics.

m (CPL)/**n** (NL): Sample **66** : Detail of a transposed host rock boudin showing biotite retromorphosed into chlorite. Coarse grained quartz crystals are stretched and elongated and are surrounded by small (1-10µm) subgrains (core and mantle structure) which indicates dynamic recrystallization textures.

o (CPL)/**p** (NL): Sample **66** : Idem. Feldspar-biotite-quartz aggregates form boudins wrapped by quartz layers.

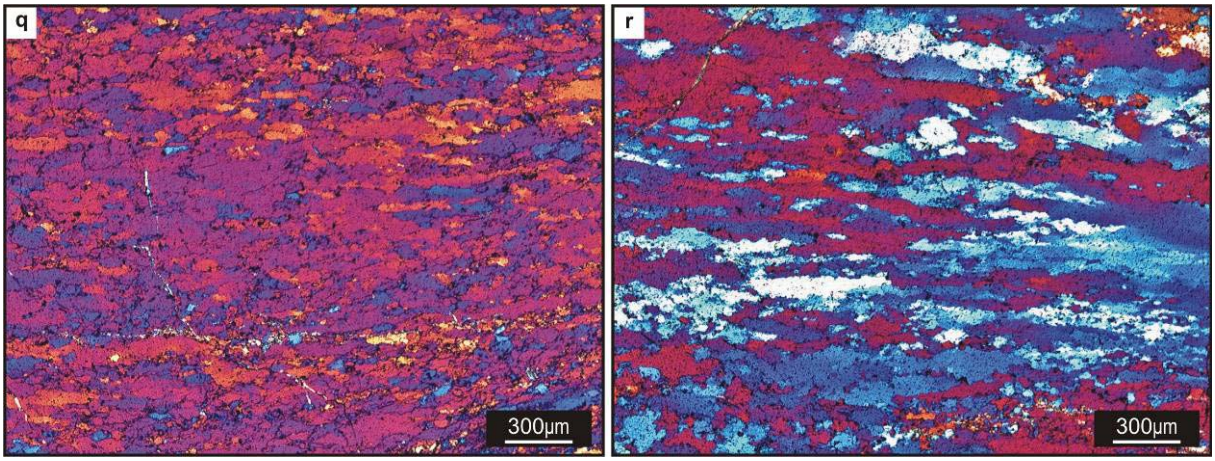


Figure III- 18 continued

q(CPL + λ): Sample **66** : Elongated quartz grains displaying a shape preferred orientation. Subgrain boundaries and concentration of small grains (1-10µm) around porphyroclasts indicate dislocation climb and subgrain rotation. These microstructures are consistent with the transition between deformation regime 2 and 1 of Hirth and Tullis, (1992).
r (CPL + λ): Sample **52a** : Idem

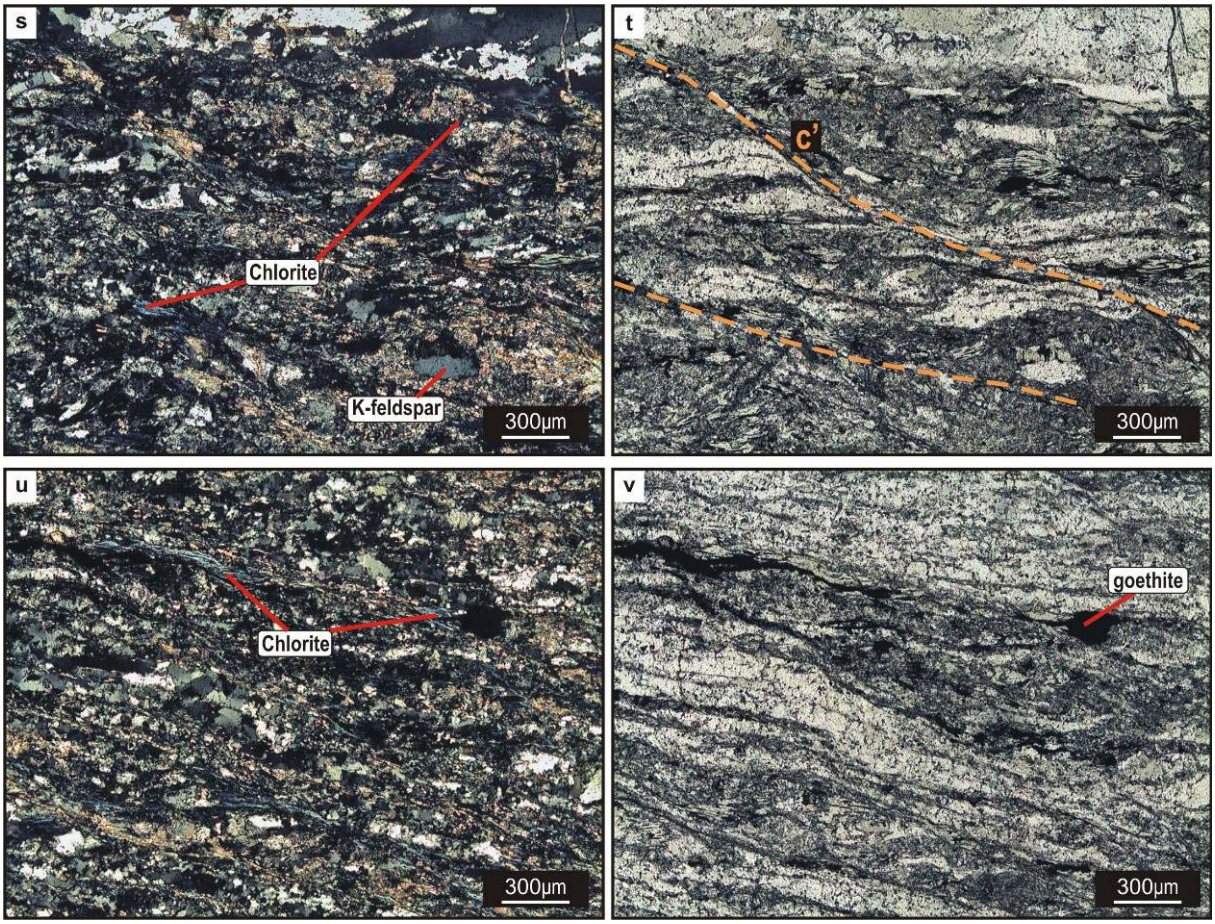


Figure III- 18 continued

s (CPL)/**t** (NL): Sample **52a** : ultramylonite. Feldspar porphyroclasts within a matrix of elongated quartz and chlorite with a preferred orientation. C/S fabric consistent with dextral sense of shear (T <420°C as biotite is replaced by chlorite)
u (CPL)/**v** (NL): Sample **52a** : Schist ultramylonite. idem

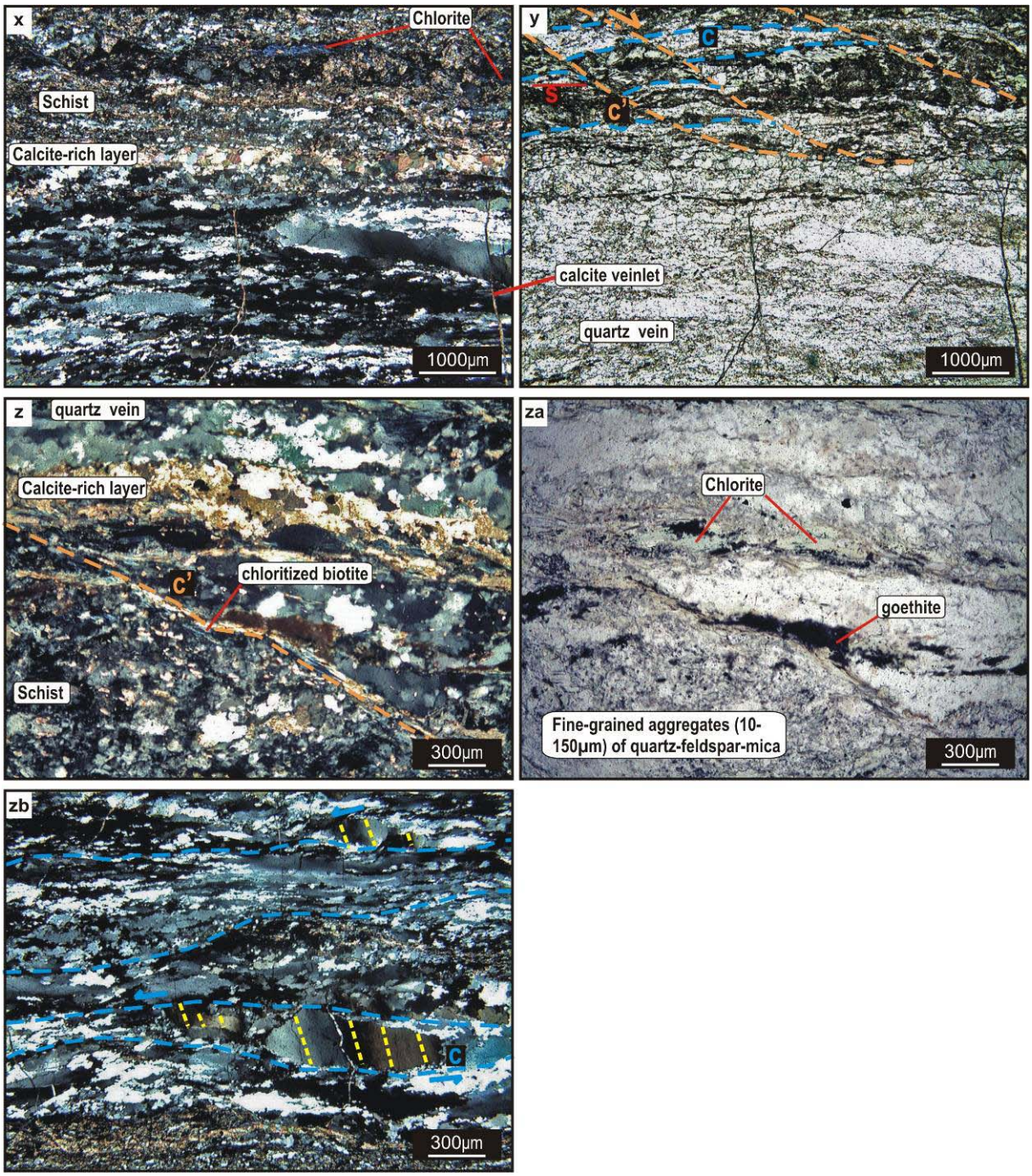


Figure III-18 continued:

x (CPL)/**y** (NL): Sample **52a** : Quartz grains exhibit core-and-mantle structures with the size of recrystallized grains similar to that of the subgrains at the mantle of old grains, indicating subgrain rotation recrystallization. Optical visible subgrains (1-10µm) indicate regime 2 deformation (Hirth and Tullis 1992). Well developed C/C'/S structures indicate strong deformation at low temperatures (<420°C) as biotite is no more stable and is replaced by chlorite)

z (CPL)/**za** (NL): Sample **52a** : Detail on the contact zone between the quartz vein and the schist. A fine grained calcite layer, where coarse calcite crystals are surrounded by calcite subgrains, marks this contact. The presence of hydrous phases like chlorite and goethite indicate retrograde metamorphic conditions.

zb (CPL): Sample **52a** : Quartz grains are stretched, elongated and preferentially oriented. The intensity of transposition is very high. C/S structures are best visible around coarse grains showing deformation bands (dashed yellow lines).

ANNEXES PARTIE V

Table V-1 Summary of microthermometric data for studied fluid inclusions from the southern part of the migmatite dome

Vein type	Gen.	F.I. type	Azimut FIP	Inclusion description morphology	Size (µm)	Degree of volatile filling		Tm CO_2	Th CO_2	Tm cl	Tm ice	Th	Tm halite
V1	0	Lc		Regular round shaped (only within solid FI's of muscovite, biotite and orthose)	10-100	100%	Range Mode *n*	[-56.8 ; -57.2] -56.6 *6*	[30.8 ; 31.1] (L) 31.1 *6*				
V1	1a 1b	Lw-h-cal-sid-m-(c) Lw-cal-(sid)-(c)		Regular round shaped	30-70	15-20%	Range Mode *n*	[-56.9 ; -57.8] *3*		[2.4 ; 11.9] 8.5 / 2.8 *24*	[-8.8 ; -27.1] -22 / -14 *33*	[305.6 ; 420.0] (L) 350 / 380 *51*	[123.1 ; 202.3] 165 *9*
V1+ V2	2	Lc-w ± Lw-(c)	NE-SW & N-S	Very variable shapes showing often decrepitation features, Affected by the deformation of the quartz grains (grain boundary migration)	10-50	Very variable	Range Mode *n*	[-56.6 ; -57.4] -56.8 *34*	[9.2 ; 30.2] (L/V) 28.0 *23*	[3.6 ; 8.6] 8.0 *16*	[-2.6 ; -10.6] -8.3 *26*	[192.9 ; 355.4] (L) 220 / 310 / 350 *31*	
V1 + V2 + V3	3	Lc-w-m	E-W (& N-S)	Negative crystal shaped	50-120	75-80%	Range Mode *n*	[-56.6 ; -57.8] -56.9 *50*	[26.0 ; 31.1] (L/C/V) 28.1 / 30.8 *51*	[6.7 ; 9.7] 8.3 / 9.5 *43*	[-2.4 ; -7.5] -3.8 *24*	[253.7 ; 375,0] (L) 310 / 360 *21*	
V1 + V2 + V3	4	Lc-w	ENE-WSW	Very small, dark, regular round to negative crystal shaped	1-10	90-95%	Range Mode *n*	[-56.8 ; -58.0] -56.8 *9*	(V)				
V1 + V2 + V3	5a	Lw-(c)	NW-SE	Stretched and elongated (if >10 µm, often decrepitation features)	10-20	10-20%	Range Mode *n*				[-2.6 ; -8.0] -8.0 *7*	[254.1 ; 300.3] (L) 290 *7*	
V1 + V2 + V3	5b	Lw-(c)	E-W	Regular round shaped	10-40	10-15%	Range Mode *n*				[-0.4 ; -5.4] -2.2 *50*	[156.7 ; 257.0] 210 *49*	
V1 + V2 + V3	5c	Lw-(c)	E-W (&NW-SE)	Irregular, flat shaped	10-30	5-10%	Range Mode *n*				[-1.6 ; -3.1] -2.3 *16*	[141.8 ; 218.3] 185 *13*	

Gen.: Generation (relative chronologies). Tm CO_2: melting temperature of solid CO2. Th CO_2: homogenisation temperature of CO_2 and corresponding phase: L — liquid, C — critical, V — vapour. Tm cl: melting temperature of clathrate. Tm ice: ice melting temperature. Th: homogenisation temperature. Tm halite: halite melting temperature. All values are in degree Celsius (°C). n = number of measurements, h = halite, cal = calcite, sid = siderite, m = marcassite, w = water and c = gas.

Table V-2: Chemical compositions for aqueous-carbonic (Lc-w) and high salinity Lw-h-cal-sid-m-(c) fluid inclusions obtained by Raman microprobe spectroscopy. Calculated bulk compositions of selected fluid inclusions and corresponding microthermometric data.

Vein	Inclusions Number	Type	Microthermometry							Raman data				Bulk Composition					
			$TmCO_2$	$ThCO_2$	M	Tmcl	Th	Tm ice	Tm h	CO_2	CH_4	N_2	H_2S	H_2O	CO_2	CH_4	N_2	H_2S	NaCl
V1	77bis	0-Lc	-56,9	30.9	L					99.4	0.1	0.3	0.2		99.4	0.1	0.3	0.2	
	AM1	0-Lc	-56.8	31.1	L					99.6	0.1	0.2	0.1		99.6	0.1	0.2	0.1	
	AM2	0-Lc	-57.2	30.8	L					99.2	0.1	0.5	0.2		99.2	0.1	0.5	0.2	
	130e	1a-Lw-(c)-h-cal-sid-m				8.5	340.9	-21.5	136.0	100	nd	nd	nd	88.8	3.0	0	0	0	8.2
	143-1	1a-Lw-(c)-h-cal-sid-m				11.9	359.4	-21.6	149.3	100	nd	0	nd	87.5	3.9	0	tr	0	8.6
	25-3-1	1b-Lw-(c)-cal-(sid)				2.8	348.0	-14.0		100	0	0	nd	91.0	4.4				4.6
	143A-1	1b-Lw-(c)-cal-(sid)				3.6	352.4	-12.6		100	nd	0	nd	91.9	3.8				4.3
	pif3m-1	1b-Lw-(c)-cal-(sid)	-56.8			3.4	354.3	-12.6		99.5	nd	0.5	nd	87.4	10.6	0	0.1	0	1.9
	pif3-1	3-Lc-w-m	-56.8	30.7	L	9.3	n.o.	n.o.		99.7	0.1	0.1	0.1	46.4	52.8	0.05	0.1	tr	0.65
	143B-1	3-Lc-w-m	-56.8	30.8	V	9.6	n.o.	-3.8		99.5	0.1	0.3	0.1	53.5	45.7	0.0	0.2	tr	0.6
	87bis	3-Lc-w-m	-56.8	30.6	L	9.7	318.5	-3.8		99.5	0.1	0.3	0.1	49.5	50.0	tr	tr	tr	0.5
	IF-33	3-Lc-w-m	-57.8	30.9	L	9.1	n.o.	n.o.		99.6	nd	0.3	0.1	46.2	52.9	0	0.3	tr	0.6
	89-1	3-Lc-w-m	-56.8	30.8	L	9.5	n.o.	n.o.		99.7	0.1	0.2	tr	49.9	49.5	tr	tr	tr	0.6
	Pif4-1	4-Lc-w	-56.8	n.o.	V	n.o.	n.o.	n.o.		99.5	nd	0.5	nd						
	81-1	4-Lc-w	-56.8	n.o.	V	n.o.	n.o.	n.o.		99.5	0.2	0.3	nd						
	87-1	4-Lc-w	-56.8	n.o.	V	n.o.	n.o.	n.o.		99.1	0.1	0.8	nd						
	32-1	4-Lc-w	-58.0	n.o.	V	n.o.	n.o.	n.o.		97.5	nd	2.5	nd						
	69A	4-Lc-w	-56.8	n.o.	V	n.o.	n.o.	n.o.		99.4	0.1	0.5	nd						
	69B	4-Lc-w	-56.8	n.o.	V	n.o.	n.o.	n.o.		99.5	0.1	0.4	nd						
	99A1	4-Lc-w	-57.5	n.o.	V	n.o.	n.o.	n.o.		98.2	0.1	1.7	nd						
	99B1	4-Lc-w	-56.8	n.o.	V	n.o.	n.o.	n.o.		99.2	0.1	0.7	nd						
	99B2	4-Lc-w	-56.8	n.o.	V	n.o.	n.o.	n.o.		99.3	0.1	0.6	nd						
V2	IFIR-5-1	2-Lc-w	-56.9	27.6	L	6.9	dec.	-4.7		99.5	0.1	0.3	0.1	65.3	32.7	0.1	0.1	tr	1.8
	IFIR-6-1	2-Lw-c	-56.6	27.9	V	8.1	dec. 280	n.o.		98.0	1.5	0.4	0.1	90.6	7.3	0.1	tr	tr	2.0

			$TmCO_2$	$ThCO_2$	M	Tmcl	Th	Tm ice	Tm h	CO_2	CH_4	N_2	H_2S	H_2O	CO_2	CH_4	N_2	H_2S	NaCl
	IFIR-7-1	2-Lc-w	-57.1	25.5	L	3.6	dec.	-2.7		99.5	0.1	0.3	0.1	40.6	57.1	0.05	0.2	tr	2.0
	19bis	2-Lc-w	-56.8	28.1		6.7	dec. 280	-7.0		99.1	0.2	0.6	0.1	84.3	13	0.03	0.07	tr	2.6
	IFIR7bis1	2-Lc-w	-57.0	26.8	L	7.7	dec.	-10.4		98.9	0.1	0.9	0.1	60.4	37.7	0.05	0.35	tr	1.5
	IFIR-3-1	2-Lc-w	-56.8	28.8	L	7.8	dec.	n.o.		98.5	0.4	0.9	0.1	43.7	54.4	0.3	0.5	tr	1.1
	IFIR-3-2	2-Lc-w	-56.8	28.8	L	7.8	310.0	n.o.		98.6	0.5	0.7	0.2	42.3	56.2	0.1	0.3	tr	1.1
	35b-1	2-Lc-w	-56.7	27.1	L	6.7	dec.	-3.9		99.0	0.4	0.4	0.2	83.6	13.8	0.05	0.05	tr	2.5
	35b-4	2-Lc-w	-56.6	15.7	L	6.1*	n.o.	n.o.		99.5	0.1	0.2	0.2	27.5	71.2	0.15	0.2	tr	0.95
	35b-6	2-Lc-w	-56.7	9.2	L	4.9*	dec.	n.o.		99.0	0.5	0.3	0.2	45.1	52.5	0.3	0.2	tr	1.9
	15c-1	2-Lc-w	-57.4	29.5	L	8.5*	n.o.	n.o.		99.5	0.2	0.1	0.2	15.3	84.1	0.1	0.2	tr	0.3
	15c-2	2-Lc-w	-57.3	29.9	L	8.5*	n.o.	n.o.		99.5	0.1	0.4	0.0	15.2	84.1	0.1	0.3	tr	0.3
	IFIR15-2	2-Lc-w	-57.1	30.2	L	8.3*	n.o.	n.o.		99.0	0.2	0.6	0.2	27.2	71.7	0.1	0.4	tr	0.6
	1-3	3-Lc-w-m	-56.9	27.9	L	6.7	dec. 255	-4.1		99.4	0.1	0.3	0.2	42.0	54.8	0.05	0.3	tr	2.85
	6-1	3-Lc-w-m	-56.7	27.9	L	8.1	370.5	-3.9		99.2	0.1	0.5	0.2	50.4	48.1	0.1	0.2	tr	1.2
	6-3	3-Lc-w-m	-56.7	28.2	L	6.8	dec.	-5.4		99.3	0.1	0.5	0.2	68.6	29.2	0.05	0.15	tr	2.0
	6-4	3-Lc-w-m	-56.8	27.5	L	8.5	357.5	n.o.		99.3	0.1	0.4	0.2	55.8	42.8	0.1	0.2	tr	1.1
	15-1	3-Lc-w-m	-56.7	26.9	L	7.9	dec.	-2.4		99.5	0.1	0.2	0.2	34.6	64.3	0.1	0.2	tr	0.8
	5-1	3-Lc-w-m	-56.9	26.0	L	7.4	dec.	-5.9		99.3	0.1	0.4	0.2	42.3	56.3	0.1	0.3	tr	1.0
	5-2	3-Lc-w-m	-56.8	26.9	L	7.3	dec.	n.o.		99.0	0.2	0.8	0.2	49.4	48.8	0.1	0.4	tr	1.3
	27-1	3-Lc-w-m	-56.7	27.9	L	7.1	dec.	-7.5		99.5	nd	0.3	0.2	43.1	55.4	0	0.3	tr	1.2
V3	15-1	3-Lc-w-m	-57.2	29.3	L	8.4	309.1	-7.6		99.5	0.2	0.1	0.2	36.7	62.3	0.1	0.2	tr	0.7
	15b	3-Lc-w-m	-57.4	29.6	L	8.4*	263.5	n.o.		98.0	0.5	1.1	0.4	36.0	62.0	0.3	0.9	tr	0.8
	65-1	3-Lc-w-m	-56.6	30.5	C	8.5	308.5	n.o.		99.3	0.2	0.4	0.1	61	37.6	0.1	0.2	tr	1.1

Compositions are given in mol%. M: Mode. Tm CO_2: melting temperature of solid CO_2. Th CO_2: homogenisation temperature of CO_2 and corresponding phase (M=Mode): L — liquid. C — critical. V — vapour. Tm cl: melting temperature of clathrate. Tm ice: ice melting temperature. Th: bulk homogenisation temperature. Tm h: melting temperature of halite. All values are in degree Celsius (°C). n.o.: not observed. (*) Estimated values for calculation. dec.: decrepitated. For type 4-Lc-w fluids bulk compositions could not be calculated because of the difficulty to obtain valuable microthermometric measures ($ThCO_2$, Tmcl, Tmice)

Table V-3: Chemical compositions for aqueous-(Lw-(c)) fluid inclusions obtained by Raman microprobe spectroscopy of selected fluid inclusions and microthermometric data, for the different types of veins.

Vein	Inclusions	Type	Microthermometry		Raman data			
			Tm ice	Th	CO_2	CH_4	N_2	H_2S
V1	93-1	2-Lw-(c)	-8.3	208.2	99.8	nd	0.2	nd
	83-1	5a-Lw-(c)	-6.4	271.3	100	nd	0	nd
	84-1	5a-Lw-(c)	-2.6	289.1	97	2.6	0.4	nd
	86-4	5b-Lw-(c)	-2.8	216.5	100	nd	0	nd
	125-1	5b-Lw-(c)	-4.8	202.7	100	nd	0	nd
	44-2	5b-Lw-(c)	-2.2	182.3	97.0	3.0	0	nd
	25-1	5c-Lw-(c)	-2.4	183.4	99.6	0.4	0	nd
	25-2a	5c-Lw-(c)	-2.3	185.8	98.8	1.2	0	nd
	39-3	5c-Lw-(c)	-2.0	191.6	99.2	nd	0.8	nd
V2	IFIR-4-3	2-Lw-(c)	-10.5	Dec.	99.3	0.3	0.4	nd
	34b-2	5b-Lw-(c)	-3.0	Dec.	83.0	7.0	10.0	nd
	12-1	5c-Lw-(c)	n.o.	218.3	100	0	0	0
V3	64-1	5c-Lw-(c)	-2.2	203.5	88.5	3.0	8.5	nd
	69bis-3	5c-Lw-(c)	-2.1	189.7	78.5	7.0	14.5	nd

Compositions of the volatile phase are given in mol%. Tm ice: ice melting temperature. Th: bulk homogenisation temperature. All values are in degree Celsius (°C). n.o.: not observed. dec.: decrepitated

Table V-4 : Total micrometric data for fluid inclusions studied from the southern part of the migmatites

N° I.F.	Inclusion type	Gen.	Az.	Dip	Dip direct.	T_m CO_2	T_h CO_2	Mode	T_m cl	T_m ice	T_h	Mode	T_m halite
Sample LS-115 : completely transposed quartz vein													
130a	Lw-h-cal-sid-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	8.2	-21.7	383.0	L	163.5
130b	Lw-h-cal-sid-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	8.6	-21.5	388.8	L	167.8
130c	Lw-h-cal-sid-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	8.3	-21.8	-	-	202.3
130d	Lw-h-cal-sid-m-(c)	1a	-	-	-	-56.9	-	-	8.5	-21.6	-	-	196.7
130e	Lw-h-cal-sid-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	8.5	-21.5	340.9	L	136.0
130f	Lw-h-cal-sid-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	8.5	-21.6	393.8	L	185.4
143-1	Lw-h-cal-sid-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	11.9	-21.6	359.4	L	149.3
03-6-1	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-57.3	-	-	-	-25.2	>400	L	
03-6-2	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	-	-27.1	248.2	L	
03-6-3	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	-	-23.9	256.2	L	
03-6-4	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	-	-	357.7	L	
03-6-5	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	-	-	361.1	L	
03-6-6	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	-	-	368.8	L	
03-6-7	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	-	-	369.5	L	123.1
03-6-8	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	-	-	373.3	L	
03-6-9	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	-	-	371.4	L	
03-6-10	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	-	-	373.5	L	
03-6-11	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	-	-	373.9	L	
03-6-12	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	-	-	374.7	L	
03-6-13	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	-	-	378.5	L	
03-6-14	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	-	-	379.0	L	165
03-6-15	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	-	-	384.9	L	
03-6-16	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	-	-	387.8	L	
03-6-17	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-	-	-	-	-	388.7	L	
pif37-1	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-56.9	-	-	8.6	-21.5	388.8	L	167.8
pif37b	Lw-h-cal-m-(c)	1a	-	-	-	-56.7	-	-	8.5	-21.8	374.6	L	185.4
33-1a	Lw-cal-(c)	1b	59	78	SE	-	-	-	-	-25.8	256.6	L	
33-2	Lw-cal-(c)	1b	59	78	SE	-	-	-	-	-21.0	259.4	L	
33-3	Lw-cal-(c)	1b	59	78	SE	-	-	-	-	-23.6	313.5	L	
33-4	Lw-cal-(c)	1b	59	78	SE	-	-	-	-	-	314.7	L	
33-5	Lw-cal-(c)	1b	59	78	SE	-	-	-	-	-	317.7	L	
56-1	Lw-cal-(c)	1b	5	88	E	-	-	-	-	-22.3	355.1	L	

N° I.F.	Inclusion type	Gen.	Az.	Dip	Dip direct.	T_m CO_2	T_h CO_2	Mode	T_m cl	T_m ice	T_h	Mode	T_m halite
Sample LS-115 : completely transposed quartz vein													
56-2	Lw-cal-(c)	1b	5	88	E	-57.8	-	-	-	-25.3	341.2	L	
56-3	Lw-cal-(c)	1b	5	88	E	-	-	-	-	-24.3	341.5	L	
56-4	Lw-cal-(c)	1b	5	88	E	-	-	-	-	-21.7	323.5	L	
47-1	Lw-cal-(c)	1b	56	76	SE	-	-	-	4.1	-8.8	312.5	L	
47-2	Lw-cal-(c)	1b	56	76	SE	-	-	-	4.6	-8.8	311.5	L	
47-3	Lw-cal-(c)	1b	56	76	SE	-	-	-	4.4	-9.1	305.6	L	
25-3-1	Lw-cal-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	2.8	-14	348.0	L	
25-3-2	Lw-cal-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	2.8	-14	311.6	L	
25-3-3	Lw-cal-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	2.8	-14	317.2	L	
25-3-4	Lw-cal-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	2.8	-14	333.1	L	
25-3-5	Lw-cal-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	2.8	-14	339.5	L	
25-3-6	Lw-cal-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	2.8	-14	343.7	L	
25-3-7	Lw-cal-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	2.8	-14	345.0	L	
25-3-8	Lw-cal-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	2.8	-14	346.0	L	
25-3-9	Lw-cal-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	2.8	-14	347.5	L	
25-3-10	Lw-cal-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	2.8	-14	349.8	L	
25-3-11	Lw-cal-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	2.8	-14	353.3	L	
PIF Y	Lw-cal-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	-	-	325.4	L	
PIF Y	Lw-cal-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	-	-	328.5	L	
03-8	Lw-cal-(c)	1b	155	62	NE	-	-	-	-	-11.6	324.5	L	
143A-1	Lw-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	3.6	-12.6	352.4	L	
143A-2	Lw-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	2.6	-13.1	350.1	L	
143A-3	Lw-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	2.4	-11.6	351.7	L	
03-10	Lw-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	-	-	348.5	V	
03-11	Lw-(c)	1b	-	-	-	-	-	-	-	-	352.5	V	
pif3m-1	Lw-cal-(c)	1b	-	-	-	-56.8		-	3.4	-12.6	354.3	L	
pif3-1	Lc-w-m	3	-	-	-	-56.8	30.4	L	9.1	-4.9	321.3	L	
143B-1	Lc-w-m	3	-	-	-	-56.8	30.8	V	9.6	-3.8	-	-	
87bis	Lc-w-m	3	-	-	-	-56.8	30.6	L	9.7	-3.8	318.5	L	
85bis	Lc-w-m	3	-	-	-	-56.8	30.6	L	9.5	-	304.5	L	
24-1	Lc-w-m	3	-	-	-	-57.0	30.8	L	7.9	-3.7	-	-	
03-1	Lc-w-m	3	-	-	-	-56.9	-	-	-	-	308.5	L	
03-2-1	Lc-w-m	3	-	-	-	-56.9	30.9	L	9.4	-	304.5	L	
03-2-2	Lc-w-m	3	-	-	-	-56.9	30.9	L	9.5	-	-	-	
24-1	Lc-w-m	3	-	-	-	-57.0	30.8	L	7.9	-3.7	-	-	
03-1	Lc-w-m	3	-	-	-	-56.9	-	-	-	-	308.5	L	
03-2-1	Lc-w-m	3	-	-	-	-56.9	30.9	L	9.4	-	304.5	L	
03-2-2	Lc-w-m	3	-	-	-	-56.9	30.9	L	9.5	-	-	-	

N° I.F.	Inclusion type	Gen.	Az.	Dip	Dip direct.	T_m CO_2	T_h CO_2	Mode	T_m cl	T_m ice	T_h	Mode	T_m halite
Sample LS-115 : completely transposed quartz vein													
33-1b	Lc-w-m	3	-	-	-	-57.8	30.4	L	9.1	-	284.1	L	
IF-33	Lc-w-m	3	-	-	-	-57.8	30.9	L	9.1	-4.1	318.5	L	
IFIR 56-1	Lc-w-m	3	-	-	-	-57.8	30.9	L	-	-	-	-	
IFIR 56-2	Lc-w-m	3	-	-	-	-57.8	30.9	L	-	-	-	-	
83-1	Lw-(c)	5a	121	34	SW	-	-	-	-	-6.4	271.3	L	
83-2	Lw-(c)	5a	121	34	SW	-	-	-	-	-6.1	275.4	L	
86-1	Lw-(c)	5b	176	75	E	-	-	-	-	-1.9	172.7	L	
86-2	Lw-(c)	5b	176	75	E	-	-	-	-	-1.9	183.4	L	
86-3	Lw-(c)	5b	176	75	E	-	-	-	-	-1.9	172.9	L	
86-4	Lw-(c)	5b	176	75	E	-	-	-	-	-2.8	216.5	L	
86-5	Lw-(c)	5b	176	75	E	-	-	-	-	-2.2	218.7	L	
86-6	Lw-(c)	5b	176	75	E	-	-	-	-	-2.2	218.6	L	
86-7	Lw-(c)	5b	176	75	E	-	-	-	-	-2.2	219.8	L	
86-8	Lw-(c)	5b	176	75	E	-	-	-	-	-2.2	222.2	L	
86-9	Lw-(c)	5b	176	75	E	-	-	-	-	-2.2	225.6	L	
84-1	Lw-(c)	5a	101	68	S	-	-	-	-	-2.6	289.1	L	
84-2	Lw-(c)	5a	101	68	S	-	-	-	-	-2.7	254.1	L	
82-1	Lw-(c)	5a	122	65	NE	-	-	-	-	-8.0	298.3	L	
82-2	Lw-(c)	5a	122	65	NE	-	-	-	-	-8.0	296.4	L	
82-3	Lw-(c)	5a	122	65	NE	-	-	-	-	-8.0	300.3	L	
62-1	Lw-(c)	5b	114	24	SW	-	-	-	-	-5.4	195.0	L	
62-2	Lw-(c)	5b	114	24	SW	-	-	-	-	-5.3	198.2	L	
62-3	Lw-(c)	5b	114	24	SW	-	-	-	-	-5.2	206.0	L	
62-4	Lw-(c)	5b	114	24	SW	-	-	-	-	-5.3	211.5	L	
62-5	Lw-(c)	5b	114	24	SW	-	-	-	-	-5.1	220.8	L	
92-1	Lw-(c)	5b	76	79	N	-	-	-	-	-1.0	225.1	L	
125-1	Lw-(c)	5b	131	29	SW	-	-	-	-	-4.8	202.7	L	
125-2	Lw-(c)	5b	131	29	SW	-	-	-	-	-4.8	176.1	L	
125-3	Lw-(c)	5b	131	29	SW	-	-	-	-	-4.8	186.0	L	
125-4	Lw-(c)	5b	131	29	SW	-	-	-	-	-4.8	202.9	L	
125-5	Lw-(c)	5b	131	29	SW	-	-	-	-	-4.8	199.5	L	
125-6	Lw-(c)	5b	131	29	SW	-	-	-	-	-4.8	203.1	L	
44-1A	Lw-(c)	5b								-2.5			
44-1B	Lw-(c)	5b								-2.2	211.4	L	
44-1C	Lw-(c)	5b								-2.1	201.5	L	

N° I.F.	Inclusion type	Gen.	Az.	Dip	Dip direct.	T_m CO_2	T_h CO_2	Mode	T_m cl	T_m ice	T_h	Mode	T_m halite
Sample LS-115 : completely transposed quartz vein													
44-2	Lw-(c)	5b	48	26	NW	-	-	-	-	-2.2	182.3	L	
36-1	Lw-(c)	5b	86	82	N	-	-	-	-	-1.8	229.8	L	
53-1	Lw-(c)	5b	129	80	SW	-	-	-	-	-1.1	-	-	
53-2	Lw-(c)	5b	129	80	SW	-	-	-	-	-1.2	234.7	L	
57-1	Lw-(c)	5b	91	80	S	-	-	-	-	-2.1	235.8	L	
57-2	Lw-(c)	5b	91	80	S	-	-	-	-	-	237.4	L	
PIF X	Lw-(c)	5b	-	-	-	-	-	-	-	-	174.3	L	
PIF X	Lw-(c)	5b	-	-	-	-	-	-	-	-	175.9	L	
pif4-1	Lc-w	4	-	-	-	-56.7	16.8	L	7.5	-2.3	331.9	L	
81-1	Lc-w	4	74	52	N	-56.8	-	-	-	-	-	-	
87-1	Lc-w	4	45	32	NW	-56.8	-	-	-	-2.0	332.5	L	
87-2	Lc-w	4	45	32	NW	-56.8	-	-	-	-	331.7	L	
49-1	Lc-w	4	84	52	N	-57.7	-	-	-	-	-	-	
32-1	Lc-w	4	65	82	NW	-58.0	17.5	L	8.3	-2.1	333.5	-	
32-2	Lc-w	4	65	82	NW	-58.0	-	-	-	-	-	-	
94-1	Lc-w	4	80	75	N	-57.2	-	-	-	-	-	-	
91-1	Lc-w	4	68	65	NE	-56.8	-	-	-	-	-	-	
89-1	Lc-w-m	3	135	76	NE	-56.8	30.8	-	9.5	-	-	-	
93-1	Lw-(c)	2	148	60	NE	-	-	-	-	-8.3	208.2	L	
93-2	Lw-(c)	2	148	60	NE	-	-	-	-	-8.3	253.4	L	
93-3	Lw-(c)	2	148	60	NE	-	-	-	-	-8.3	219.8	L	
93-4	Lw-(c)	2	148	60	NE	-	-	-	-	-8.3	218.2	L	
93-5	Lw-(c)	2	148	60	NE	-	-	-	-	-8.3	211.2	L	
93-6	Lw-(c)	2	148	60	NE	-	-	-	-	-8.3	228.3	L	
93-7	Lw-(c)	2	148	60	NE	-	-	-	-	-8.3	200.3	L	
93-8	Lw-(c)	2	148	60	NE	-	-	-	-	-8.3	274.1	L	
03-3	Lw-(c)	2	155	62	NE	-	-	-	-	-4.5	260.4	L	
03-6	Lw-(c)	2	155	62	NE	-	-	-	-	-8.2	226.1	L	
03-7	Lw-(c)	2	155	62	NE	-	-	-	-	-8.1	192.9	L	
25-1	Lw-(c)	5c	-	-	-	-	-	-	-	-2.4	183.4	L	
25-2a	Lw-(c)	5c	-	-	-	-	-	-	-	-2.3	185.8	L	
25-2b	Lw-(c)	5c	-	-	-	-	-	-	-	-2.2	186.4	L	
39-2	Lw-(c)	5c	91	54	S	-	-	-	-	-2.2	196.3	L	
39-3	Lw-(c)	5c	91	54	S	-	-	-	-	-2.0	191.6	L	
39-1	Lw-(c)	5c	91	54	S	-	-	-	-	-1.9	199.5	L	

Table V-4 continued

N° I.F.	Inclusion type	Gen.	% Vap	% CO_2(liq)	%H_2O(liq)	Tm CO_2	Th CO_2	Mode	T_m cl	T_m ice	Th	Mode
Sample LS-114 : partially transposed quartz vein												
1-1	Lc-w-m	3	-	-	-	-	30.4	L	-	-	décrép.	-
1-2	Lc-w-m	3	-	-	-	-	30.4	L	-	-	décrép.	-
1-3	Lc-w-m	3	30	50	20	-56.9	27.9	L	6.7	-4.1	décrép. à 255	L
9-1	Lw	5b	10	-	90	-	-	-	-	-0.4	décrép.	-
9-2	Lw	5b	10	-	90	-	-	-	-	-0.5	-	-
9-3	Lw	5b	10	-	90	-	-	-	-	-	215.4	L
9-4	Lw	5b	10	-	90	-	-	-	-	-	182.1	L
9/6-A	L-w	5b	10	-	90	-	-	-	-	-2.5	décrép. à 285	L
6-1	Lc-w-m	3	20	55	25	-56.7	27.9	L	8.1	-3.9	370.5	-
6-2	Lc-w-m	3	15	70	15	-56.7	28.3	L	-	-	+/-320	L
6-3	Lc-w-m	3	25	45	30	-56.7	28.2	L	6.8	-5.4	décrép.	-
6-4	Lc-w-m	3	10	60	30	-56.8	27.5	L	8.5	-4.5	357.5	L
7-1	Lc-w-m	3	20	70	10	-56.7	28.1	L	7.6	-5.0	+/-355	L
8-1	Lc-w-m	3	20	70	10	-56.9	28.3	L	8.0	-	décrép.	-
8-2	Lc-w-m	3	20	70	10	-56.8	28.3	L	8.4	-3.5	373.0	L
14-1	Lc-w-m	3	25	65	10	-56.6	28.2	L	8.3	-3.0	décrép.	-
14-2	Lc-w-m	3	25	60	15	-56.6	28.4	L	8.3	-2.8	353.4	L
15-1	Lc-w-m	3	25	60	15	-56.7	26.9	L	7.9	-2.4	décrép.	-
15-2	Lc-w-m	3	25	55	20	-56.7	27.7	L	7.7	-	décrép.	-
15-3	Lc-w-m	3	20	70	10	-56.8	27.3	L	8.3	-3.0	décrép.	-
16-1	Lw-(c)	5c	10	-	90	-	-	-	16.1	-2.3	198.5	L
16-2	Lw-(c)	5c	10	-	90	-	-	-	15.5	-2.2	187.9	L
16-3	Lw-(c)	5c	10	-	90	-	-	-	-	-2.3	174.5	L
16-4	Lw-(c)	5c	10	-	90	-	-	-	13.6	-2.3	-	-
IFIR-5-1	Lc-w	2	20	40	40	-56.9	27.6	L	6.9	-4.7	décrép.	-
IFIR-5-2	Lc-w	2	20	40	40	-57.0	28.2	L	-	-	décrép.	-
IFIR-6-1	Lw-(c)	2	25	5	70	-56.6	27.9	V	8.1	-	décrép. (> 280°C)	-
IFIR-6-2	Lw-(c)	2	25	5	70	-56.6	28.1	V	8.3	-	300.9	L
IFIR-6-3	Lw-(c)	2	25	5	70	-56.6	28.0	V	8.2	-	289.3	L
IFIR-7-1	Lc-w	2	30	50	20	-57.1	25.5	L	3.6	-2.7	décrép.	-
IFIR-7-2	Lc-w	2	30	50	20	-57.1	24.7	L	3.8	-2.6	décrép.	-

N° I.F.	Inclusion type	Gen.	% Vap	% CO_2(liq)	%H_2O(liq)	Tm CO_2	Th CO_2	Mode	T_m cl	T_m ice	Th	Mode
Sample LS-114 : partially transposed quartz vein												
18-1	Lc-w-m	3	20	70	10	-56.9	28.1	L	7.7	-4.6	décrép.	-
18-2	Lc-w-m	3	20	70	10	-57.0	27.6	L	8.2	-4.0	décrép.	-
18bis-1	Lw-(c)	2	15	-	85	-	-	-	-	-	203.5	L
18bis-2	Lw-(c)	2	30	-	70	-	-	-	-	-	269.5	L
18bis-3	Lw-(c)	2	15	-	85	-	-	-	-	-	303.5	L
18bis-4	Lw-(c)	2	90	-	10	-	-	-	-	-	313.4	L
18bis-5	Lw-(c)	2	50	-	50	-	-	-	-	-	352.7	L
19-1	Lc-w-m	3	15	75	10	-57.2	31.1	L	7.5	-7.1	décrép.	-
19-2	Lc-w-m	3	15	70	15	-57.1	30.7	L	7.4	-7.1	décrép.	-
19bis	Lc-w	2	30	-	70	-56.8	?		6.7	-7.3	décrép. (> 280°C)	-
IFIR7bis1	Lc-w	2	10	55	35	-57.0	26.8	L	7.7	-10.4	décrép.	-
23-1	Lc-w-m	3	35	40	25	-56.9	28.3	L	7.9	-4.8	décrép.	-
24-1	Lc-w-m	3	35	50	15	-57.0	27.3	L	8.3	-5.7	décrép.	-
24-2	Lc-w-m	3	35	50	15	-57.0	27.3	L	8.3	-5.7	335.7	L
31-1	Lc-w-m	3	30	50	20	-56.8	27.6	L	7.8	-3.3	décrép.	-
31-2	Lc-w-m	3	30	50	20	-56.8	27.6	L	7.8	-	340.1	L
31-3	Lc-w-m	3	30	50	20	-56.8	27.9	L	7.8	-	décrép.	-
32-1	Lc-w	2	35	45	20	-56.9	28.6	L	8.1	-	340.0	L
32-2	Lc-w	2	35	45	20	-56.9	28.6	L	8.1	-	325.0	L
32-3	Lc-w	2	35	45	20	-56.9	28.6	L	8.1	-	315.0	L
IFIR-3-1	Lc-w	2	35	45	20	-56.8	28.8	L	7.8	-5.0	décrép.	-
IFIR-3-2	Lc-w	2	35	45	20	-56.8	28.8	L	7.8	-5.0	310.0	L
IFIR-3-1b	Lc-w	2	35	45	20	-56.8	29.6	L	-	-	décrép.	-
IFIR-4-1	Lw-(c)	2	20	-	80	-	-	-	-	-10.5	+/-300	L
IFIR-4-2	Lw-(c)	2	20	-	80	-	-	-	-	-10.6	303.5	L
IFIR-4-3	Lw-(c)	2	20	-	80	-	-	-	-	-10.5	décrép.	-
IFIR-4-4	Lc-w	2	30	50	20	-56.7	-	-	7.8	-	décrép.	-
IFIR-4-5	Lw-(c)	2	20	-	80	-	-	-	-	-10.4	310.5	L
5-1	Lc-w-m	3	20	60	20	-56.9	26.0	L	7.4	-5.9	décrép.	-
5-2	Lc-w-m	3	20	55	25	-56.8	26.9	L	7.3	-5.5	décrép.	-
5-3	Lc-w-m	3	20	60	20	-56.8	27.3	L	6.8	-	décrép.	-
5-4	Lc-w-m	3	20	60	20	-56.9	27.7	L	7.2	-	décrép.	-
5-5	Lc-w-m	3	20	60	20	-56.9	27.5	L	7.0	-5.7	+/-375	L
10-1	Lw-(c)	5b	5	-	95	-	-	-	-	-0.4	décrép.	-
10-2	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-0.5	décrép.	-

N° I.F.	Inclusion type	Gen.	% Vap	% CO_2(liq)	%H_2O(liq)	Tm CO_2	Th CO_2	Mode	T_m cl	T_m ice	Th	Mode
Sample LS-114 : partially transposed quartz vein												
10b-1	Lw-(c)	5c	5	-	95	-	-	-	-	-2.8	141.8	L
10b-2	Lw-(c)	5c	5	-	95	-	-	-	-	-1.6	145.6	L
10b-3	Lw-(c)	5c	5	-	95	-	-	-	-	-2.4	décrép.	-
12-1	Lw-(c)	5c	10	-	90	-	-	-	-	-	218.3	L
12-2	Lw-(c)	5c	10	-	90	-	-	-	-	-3.1	172.5	L
13-1	Lw-(c)	5c	10	-	90	-	-	-	-	-2.2	décrép.	-
13-2	Lw-(c)	5c	10	-	90	-	-	-	-	-2.4	décrép.	-
20-1	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-0.8	156.7	L
20-2	Lw-(c)	5b	20	-	80	-	-	-	-	-	175.7	L
27-1	Lc-w-m	3	20	60	20	-56.7	27.9	L	7.1	-7.5	décrép.	-
25-1	Lc-w-m	3	20	60	20	-56.6	28.8	L	6.8	-6.5	décrép.	-
34a-1	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-3.0	161.4	L
34b-2	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-3.0	décr.	-
34b-3	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-1.4	257.0	L
34b-4	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-	décrép.	-
34b-5	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-	252.3	L
36-1	Lw-(c)	5b	5	-	95	-	-	-	-	-	-	-
36-2	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-	175.3	L
34-1	Lw-(c)	5b	15	-	85	-	-	-	-	-4.0	décrép.	-
34-2	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-2.8	184.5	L
34-3	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-2.9	179.8	L
34c	Lc-w	2	15	80	5	-56.9	20.9	L	-	-	décrép.	-
35b-1	Lc-w	2	20	10	70	-56.7	27.1	L	6.7	-3.9	décrép.	-
35b-2	Lc-w	2	15	15	70	-56.6	27.7	L	-	-	décrép.	-
35b-3	Lc-w	2	10	30	60	-56.7	26.1	L	-	-	-	-
35b-4	Lc-w	2	20	75	5	-56.6	15.7	L	-	-4.0	-	-
35b-5	Lc-w	2	10	80	10	-56.7	22.3	L	-	-	-	-
35b-6	Lc-w	2	10	75	15	-56.7	9.2	L	-	-4.0	décrép.	-
35c-1	Lc-w	2	20	70	10	-56.7	25.4	L	7.3	-5.1	décrép.	-
35c-2	Lc-w	2	20	70	10	-56.8	28.2	L	7.5	-4.9	décrép.	-
35c-3	Lc-w	2	30	60	10	-56.7	28.8	L			décrép.	-
15c-1	Lc-w	2	50	45	5	-57.4	-	-	-	-	-	-
15c-2	Lc-w	2	50	45	5	-57.3	29.9	L	-	-	-	-
19-1	Lc-w	2	20	50	30	-56.6	27.7	V	8.2	-5.1	355.4	L
19-2	Lc-w	2	20	50	30	-56.6	27.3	V	8.6	-4.8	353.1	L

N° I.F.	Inclusion type	Gen.	% Vap	% CO_2(liq)	%H_2O(liq)	Tm CO_2	Th CO_2	Mode	T_m cl	T_m ice	Th	Mode
Sample LS-114 : partially transposed quartz vein												
19-3	Lc-w	2	20	50	30	-56.6	-	-	-	-	335.7	L
19-4	Lc-w	2	20	50	30	-56.6	-	-	-	-	346.8	L
18bis-1	Lc-w	2	50	20	30	-56.6	30.2	V	8.4	-5.7	334.5	L
IFIR18bis	Lw-(c)	2	30		70	-	-	-	-	-	350.5	L
16-1	Lc-w	2	60	10	30	-56.6	-	V	-	-	-	-
IFIR15-2	Lc-w	2	45	45	10	-57.1	-	-	-	-	-	-

Table V-4 continued

N° I.F.	Inclusion type	Gen.	% Vap	% CO_2(liq)	%H_2O(liq)	Tm CO_2	Th CO_2	Mode	T_m cl	T_m ice	Th	Mode
Sample LS-113 : discordant to the foliation quartz vein												
15-1	Lc-w-m	3	25	60	15	-57.2	29.3	L	8.4	-5.6	309.1	L
15-2	Lc-w-m	3	25	60	15	-57.4	30.4	L	-	-	253.7	L
15-3	Lc-w-m	3	25	60	15	-57.4	30.2	L	8.3	-5.2	-	-
15b	Lc-w-m	3	25	60	15	-57.4	29.6	L	-	-	263.5	L
14-1	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-	-	-
14-2	Lw-(c)	5b	95	-	5	-	-	-	-	-	-	-
14-3	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-1.7	210.1	L
14-4	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-1.7	208.1	L
14-5	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-1.8	206.5	L
62-1	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-1.9	215.3	L
64-1	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-2.2	203.5	L
64-2	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-2.6	206.4	L
65-1	Lc-w-m	3	35	45	20	-56.6	30.5	C	8.5	-	308.5	L
59-1	Lc-w-m	3	35	45	20	-56.6	30.5	C	-	-	310.5	L
69bis-1	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-2.2	186.9	L
69bis-2	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-2.1	188.5	L
69bis-3	Lw-(c)	5b	10	-	90	-	-	-	-	-2.1	189.7	L

ANNEXES PARTIE VI

Table VI-1 Summary of microthermometric data for studied fluid inclusions from the ky-schist and the Tm-Gr-By-Leucogranite

Host rock	Mineral	F.I. type	Inclusion description morphology	Size (µm)	Degree of liquid filling		Tm CO_2	Th CO_2	Tm cl	Tm ice	Th
Tm-Gr-By-Leucogranite & Ky-schist	Quartz	Lw-(c)	Regular round shaped within transgranular FIP	10-35	60-90	Range Mode *n*				[-3.7 ; -0.4] -2.2 *36*	[254.4 ; 325.9] (L) - *16*
Tm-Gr-By-Leucogranite & Ky-schist	Quartz	Lc-w-m	Very variable shapes showing often decrepitation features, Affected by the deformation of the quartz grains (grain boundary migration)	5-40	5-50	Range Mode *n*	[-58.3 ; -56.6] -56.8 *101*	[15.0 ; 31.2] (L/C) 30.9 *77*	[7.2 ; 12] 9.5 *43*	[-17.5 ; -0.5] -0.9 *15*	[304.5 ; 334.2] (L) - *5*
Tm-Gr-By-Leucogranite	Automorpheous zoned garnet (2)	Llw-(c)	Elongated irregular shapes, or rectangular polygonal. As primary F.I. within Gr-Tm leucogranite or within growth zones. Solid hydrated phase often associated..	1-25	70-90	Range Mode *n*				[-5.0 ; -0.5] -0.9 *5*	[340.0 ; 356.3] (L) - *4*
Tm-Gr-By-Leucogranite	Automorpheous zoned garnet (2)	Lc-w-m	Negative crystal shaped	8-15	10-40	Range Mode *n*	[-62.0 ; -56.6] -56.8 *5*	[30.1 ; 31.0] (L) - *2*			[289.6 ; 370] (L) - *2*
Ky-schist	xenomorpheous garnet (1)	Lc-w	Small cubic (negative crystal shaped) homogenous repartition (primary F.I.)	3-6	5-10 (exception : 60)	Range Mode *n*	[-58.4 ; -57.3] -58.2 *6*	[26.7 ; 28.3] (L) 28 *6*	[9.4 ; 10.5] 9.5 *5*		
Tm-Gr-By-Leucogranite	Tourmalines automorphe & xenomorphe	Lc-w-m	Round and rectangular shaped within FIP (xenomorpheous Tm) or as primary IF within the core of automorpheous Tm	5-20	5-50	Range Mode *n*	[-63.4 ; -59.1] - *5*	[19.8 ; 27.4] (L) - *7*	[5.4 ; 8.6] - *5*	[-10.0 ; -0.9] - *4*	[256.0 ; 278.0] (L) - *3*
Tm-Gr-By-Leucogranite	Beryl (var. Aigue-marine)	Lw-(c)	Very variable shapes showing often decrepitation features. Trapped within intragranularFIP	5-40	70-80	Range Mode *n*			9 - *1*	[-5.0 ; -1.8] -1.8 *4*	[247.2 ; 320.9] (L/C) 320.9 *4*
Tm-Gr-By-Leucogranite	Beryl (var. Aigue-marine)	Lc-w-m	Elongated, round shaped within FIP (often decrepitation textures for the bigger ones).	8-30	10-40	Range Mode *n*	[-57.9 ; -56.6] -56.8 *20*	[28.0; 31.2] (C/L) 30.9 *16*	[5.1 ; 10.7] 9.1 *17*	[-11.3 ; -0.5] - *9*	[277.5 ; 322,8] (C/L) - *8*
Ky-schist	Apatite	Lc-w-m	Elongated round shaped, show decreptiation features for the bigger ones. Trapped within intragranular FIP	5-20	10-40	Range Mode *n*	[-58.6 ; -56.9] -58.6 *6*	[27.6 ; 30.9] 30.9 *5*	[7.5 ; 10.7] 9.8 *6*		
Ky-schist	Kyanite	Lc-w	Rare negative crystal shaped primary F.I.	5-10	5	Range Mode *n*	-57.0 - *1*	28.9 - *1*	7.5 - *1*		

Tm CO_2: melting temperature of solid CO_2. Th CO_2: homogenisation temperature of CO_2 and corresponding phase: L — liquid, C — critical, V — vapour. Tm cl: melting temperature of clathrate. Tm ice: ice melting temperature. Th: homogenisation temperature. All values are in degree Celsius (°C). n = number of measurements, m = marcasite, w = water and c = gas. Qz = Quartz; Tm = Tourmaline; By = Beryl; Ap = Apatite; Ky = Kyanite

Table VI-2: Chemical compositions for aqueous-carbonic (Lc-w) and aqueous Lw-(c) fluid inclusions. obtained by Raman microprobe spectroscopy. Calculated bulk compositions of selected fluid inclusions and corresponding microthermometric data.

Min	Inclusions Number	Type	Microthermometry							Raman data					Bulk Composition						
			$TmCO_2$	**$ThCO_2$**	**M**	**Tmcl**	**Th**	**M**	**Tm ice**	**CO_2**	**CH_4**	**N_2**	**H_2S**	**O_2**	**H_2O**	**CO_2**	**CH_4**	**N_2**	**H_2S**	**O_2**	**NaCl**
Gr2	14-1	Lw-(c)					340.0	L	-0.9	87.5	n.d.	12.5	n.d	n.d							
Qz	14-4	Lc-w-m-3	-56.8	20.0	L	8.3				100	n.d.	n.d	n.d	n.d	23.8	75.8					0.4
Qz	14-6	Lc-w-m-3	-56.9	30.0	L	9.0				100	n.d.	n.d	n.d	n.d	29,0	70.6					0.4
Qz	14-25	Lc-w-m-3		15.0	L	10.0	278.2	L	-2.8	99.0*	1*				54.8	44.2	0.4				0.6
Qz	58a'-34	Lc-w-m-3	-57.4	17.2	L	8.5			-2	99.0*	1*				54.1	44.4	0.4				1.1
Qz	58a'-13	Lc-w-m-3	-57.9	27.0	L	9.6			-1.5	99.0*	1*				44.4	54.5	0.5				0.6
Qz	26-1	Lc-w-m-3	-58.9	30.2	L	8.5				100	n.d.	n.d	n.d	n.d	29.2	70.3					0.5
Qz	26-3	Lc-w-m-3	-56.6	31.0	L	9.0	327.3	L	-3.5	99.9	0.1	n.d	n.d	n.d	49.3	49.9	0.1				0.7
Qz	26-4	Lc-w-m-3	-56.6	29.8	L	8.5	323.5	L	-3.5	100	n.d.	n.d	n.d	n.d	28.6	70.9					0.5
Gr2	26-7	Lc-w-m-3		30.9	L	9.0*	289.6	L	-3.1	99.1	0.3	0.5	0.1	n.d	42.7	55.2	0.2	0.4	0.1		1.4
Tm	26-4	Lc-w-m-3	-59,5	19.8	L	7.3				95.0	n.d	n.d	n.d	5	71.1	25.3				1..2	2.3
Tm	26-5	Lc-w-m-3	-61,4	27.1	L	8.3	278.3	L	-5.7	17.0	n.d	65	n.d	18	40.3	11.4		35.8		10.1	2.4
Tm	26-6	Lc-w-m-3	-59,2	27.4	L	7.5				97.0	n.d	3	n.d	n.d	25,0	72,0		2.2			0.7
Tm	26-7	Lc-w-m-3	-59,1	25.5	L	8.0	261.4	L	-4.9	80,0	n.d	2	n.d	18	54.8	34.5		0.8		7.5	2.4
Tm	26-8	Lc-w-m-3	-59,5	19.8	L	7.4	256.0	L	-8.5	100	n.d	n.d	n.d	n.d	70.9	27.3					1.8
Tm	26-9	Lc-w-m-3	-59,8	25.0	L	8.0	276.1	L	-2.7	98,0	n.d	2	n.d	n.d	24.4	73.4		1.5			0.7
By	26b-7	Lw-(c)					247.2	L	-1.8	99.1	0.2	0.6	0.1	n.d							-
By	26b-14	Lc-w-m-3	-57.0	31.2	C	9.5	279.5	L	-2.2	99.1	0.3	0.6	n.d	n.d	43.3	55.0	0.2	0.5			1.0
By	26b-21	Lc-w-m-3	-56.9	30.9	C	9.2	302.9	L	-1.9	99.5	n.d	0.5	n.d	n.d	28.1	71.2		0.3			0.4
By	26b-24	Lc-w-m-3	-56.8	30.9	L	9.7				99.5	n.d	0.5	n.d	n.d	46.3	52.8		0.3			0.6
Qz	58c-1	Lc-w-m-3	-56.9	30.0	L	9.2				99,0	n.d	1,0	n.d	n.d	27,0	71.9		0.7			0.4
Qz	58c-14	Lc-w-m-3	-56.8	30.3	L	9.5				99.1	n.d.	0.8	0.1	n.d	42.8	55.5		0.6	0.1		1.0
Gr	58c (lm)-4	Lc-w-m-0	-58.2	27.0	L	9.4				99.0*	1*				27.3	71.6	0.7				0.4
Ap	58c (lm)-7	Lc-w-m-0	-57.6	30.1	L	9.5				99.0*	1*				69.1	29.7	0.3				0.9
Ky	58c-1	Lc-w-0	-57.2	28.9	L	7.5				98.5	n.d	1.5	n.d	n.d	25.8	72.4		1.1			0.7
Qz	121-3	Lc-w-m-3	-56.6	30.9	L	9.0	334.2	L	-2.7	99.0*	1*				48.2	50.5	0.5				0.8

Compositions are given in mol%. M: Mode. Tm CO_2: melting temperature of solid CO_2. Th CO_2: homogenisation temperature of CO_2 and corresponding phase (M=Mode): L — liquid. C — critical. V — vapour. Tm cl: melting temperature of clathrate. Tm ice: ice melting temperature. Th: bulk homogenisation temperature. All values are in degree Celsius (°C). n.d.: not detected. (*) Estimated values for calculation. Gr1 = primary garnet in schist (sample 58c); GR2 = garnet within leucogranite (Sample 26 and 14); Qz = Quartz; Tm = Tourmaline; By = Beryl; Ap = Apatite; Ky = Kyanite

Table VI-3 : Total microthermometric data for studied fluid inclusions from ky-schist and leucogranites

N°IF	Minéral	Type	Taille (mm)	% H_2O	Tm CO_2	Th CO_2	Mode	Tm H_2O
NX07-14 : Tm-Gr-Leucogranite (discordant to foliation)								
NX07-14-1gr	Grenat	Lw-(c)-gr-2	-	80	-	-	-	-0.9
NX07-14-2gr	Grenat	Lw-(c)-gr-2	-	85	-	-	-	-0.5
NX07-14-1	Quartz	Lw-(c)-qz	-	80	-	-	-	-3.7
NX07-14-4	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	10	-56.8	20.0	L	-
NX07-14-5	Quartz	Lw-(c)-qz	-	80	-	-	-	-0.2
NX07-14-6	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	10	-56.9	30.0	L	-
NX07-14-7	Quartz	Lw-(c)-qz	-	75	-	-	-	-2.8
NX07-14-5gr	Grenat	Lw-(c)-gr-2	25x4	75	-	-	-	-1.0
NX07-14-7gr	Grenat	Lw-(c)-gr-2	8	50	-	-	-	-0.9
NX07-14-10gr	Grenat	Lw-(c)-gr-2	20	80	-	-	-	-0.8
NX07-14-9	Quartz	Lw-(c)-qz	-	85	-	-	-	-0.4
NX07-14-12	Quartz	Lc-w-4-qz	-	5	-56.6	-	-	-
NX07-14-13	Quartz	Lw-(c)-qz	-	90	-	-	-	-1.6
NX07-14-14	Quartz	Lw-(c)-qz	-	80	-	-	-	-2.7
NX07-14-15	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	20	-56.6	-	-	-2.4
NX07-14-19	Quartz	Lw-(c)-qz	-	80	-	-	-	-2.4
NX07-14-21	Quartz	Lc-w-4-qz	-	5	-56.8	-	-	-
NX07-14-22	Quartz	Lc-w-4-qz	-	5	-56.9	-	-	-
NX07-14-25	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	30	-	15.0	L	-2.8
NX07-14-26	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	10	-56.8	-	-	-3.0
NX07-14-27	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	10	-56.8	-	-	-
NX07-14-28	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	15	-56.8	-	-	-1.3
NX07-14-29	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	5	-56.8	-	-	-
NX07-14-30	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	20	-56.6	-	-	-3.6

Table VI-3 continued

N°IF	Minéral	Type	Taille (mm)	% H_2O	Tm CO_2	Th CO_2	Mode	Tm H_2O
NX07-58a' (quartzo-feldspathic Pocket of partial fusion within foliation of ky-schist)								
NX07-58a'-3	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	20	-	-	-	-2.4
NX07-58a'-4	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	35	-56.9	29.5	L	-3.0
NX07-58a'-5	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	10	-56.7	-	-	-
NX07-58a'-6	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	30	-56.9	20.0	L	-1.5
NX07-58a'-9	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	15	-56.9	-	-	-
NX07-58a'-11	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	10	-56.8	26.5	L	-
NX07-58a'-12	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	15	-56.8	23.9	L	-
NX07-58a'-13	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	20	-57.9	27.0	L	-1.5
NX07-58a'-14	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	10	-56.8	28.0	L	-
NX07-58a'-15	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	20	-57.2	24.9	L	-3.0
NX07-58a'-16	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	15	-57.2	20.0	L	-
NX07-58a'-19	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	10	-56.9	-	-	-
NX07-58a'-21	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	20	-	-	-	-3.1
NX07-58a'-24	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	10	-56.9	-	-	-
NX07-58a'-31	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	20	-56.8	28.5	L	-
NX07-58a'-32	Quartz	Lc-w-m-3-qz	<10	35	-56.8	25.5	L	-1.2
NX07-58a'-33	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	40	-56.9	26.1	L	-1.7
NX07-58a'-34	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	30	-57.4	17.2	L	-2.0
NX07-58a'-35	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	15	-57.1	28.2	L	-
NX07-58a'-36	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	10	-57.4	31.0	L	-
NX07-58a'-39	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	25	-57.1	-	-	-1.7
NX07-58a'-41	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	5	-57.1	-	-	-
NX07-58a'-44	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	30	-57.1	-	-	-2.0
NX07-58a'-45	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	10	-56.8	-	-	-
NX07-58a'-47	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	25	-57.3	23.6	L	-4.5
NX07-58a'-48	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	30	-57.3	26.5	L	-6.0
NX07-58a'-50	Grenat	Lc-w-m-3-qz	-	20	-56.6	-	-	-
NX07-58a'-51	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	15	-58.0	30.5	L	-3.7
NX07-58a'-52	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	10	-	30.7	L	-
NX07-58a'-55	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	5	-57.5	-	-	-
NX07-58a'-56	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	5	-57.6	-	-	-
NX07-58a'-57	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	15	-57.4	24.9	L	-
NX07-58a'-58	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	35	-57.5	-	-	-1.9
NX07-58a'-59	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	5	-57.3	-	-	-
NX07-58a'-63	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	25	-56.6	-	-	-1.2

Table VI-3 continued

N°IF	Minéral	Type	Taille (mm)	% H_2O	Tm CO_2	Th CO_2	Mode	Tm H_2O
NX07-26 et 26b :Tm-Gr-By Leucogranite (the latest expression of Tm-Gr leucogranites)								
NX07-26-1	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	10	-58.9	30.2	L	-
NX07-26-2	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	20	-56.6	31.2	L	-
NX07-26-3	Quartz	Lc-w-m-3-qz	15x5	25	-56.6	31.0	L	-3.5
NX07-26-4	Quartz	Lc-w-m-3-qz	10	10	-56.6	29.8	L	-3.5
NX07-26-1by	Béryl	Lc-w-m-3-by	10	5	-57.9	30.9	L	-
NX07-26-1by	Béryl	Lc-w-m-3-by	15x10	10	-56.8	30.9	L	-
NX07-26-1by	Béryl	Lc-w-m-3-by	10	5	-56.9	30.9	L	-
NX07-26-1by	Béryl	Lc-w-m-3-by	10	5	-57.1	30.9	L	-
NX07-26-7	Quartz	Lw-(c)-qz	-	90	-	-	-	-2.5
NX07-26-8	Quartz	Lw-(c)-qz	-	85	-	-	-	-4.5
NX07-26-11	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	15	-56.8	29.6	L	-
NX07-26-12	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	10	-56.7	-	-	-3.9
NX07-26-13	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	20	-56.7	30.9	L	-
NX07-26-15	Quartz	Lc-w-m-3-qz	-	20	-56.8	31.0	L	-
NX07-26-18	Quartz	Lw-(c)-qz	-	80	-	-	-	-2.3
NX07-26-19	Quartz	Lw-(c)-qz	-	80	-	-	-	-
NX07-26-1Tm	Tourmaline	Lw-(c)-tm-2	10	80	-	-	-	-5.2
NX07-26-3Tm	Tourmaline	Lc-w-m-3-tm-2	10	15	-	26.5	L	-
NX07-26-4Tm	Tourmaline	Lc-w-m-3-tm-2	10	50	-59.5	19.8	L	-
NX07-26-5Tm	Tourmaline	Lc-w-m-3-tm-2	10	20	-61.4	27.1	L	-5.7
NX07-26-6Tm	Tourmaline	Lc-w-m-3-tm-2	-	10	-59.2	27.4	L	-
NX07-26-7Tm	Tourmaline	Lc-w-m-3-tm-2	12	30	-59.1	25.5	L	-4.9
NX07-26-8Tm	Tourmaline	Lc-w-m-3-tm-2	5x20	50	-59.5	19.8	L	-8.5
NX07-26-9Tm	Tourmaline	Lc-w-m-3-tm-2	16	10	-59.8	25.0	L	-2.7
NX07-26-1gr	Grenat	Lc-w-m-3-gr-2	8	10	-56.8	-	-	-
NX07-26-2gr	Grenat	Lc-w-m-3-gr-2	8	5	-61.4	-	-	-
NX07-26-4gr	Grenat	Lc-w-m-3-gr-2	10	10	-56.8	30.1	L	-
NX07-26-7gr	Grenat	Lc-w-m-3-gr-2	10	20	-	30.9	-	-3.1
NX07-26-8gr	Grenat	Lc-w-m-3-gr-2	15	5	-56.7	31.0	L	-
NX07-26-21	Quartz	Lw-(c)-qz	10	80	-	-	-	-2.2
NX07-26-23	Quartz	Lw-(c)-qz	12	80	-	-	-	-
NX07-26-24	Quartz	Lw-(c)-qz	20x5	60	-	-	-	-2.3
NX07-26-26	Quartz	Lc-w-m-3-qz	8	15	-56.7	28.8	L	-
NX07-26-27	Quartz	Lc-w-m-3-qz	5	30	-56.7	27.3	L	-
NX07-26b-1	Quartz	Lw-(c)-qz	12	80	-	-	-	-
NX07-26b-2	Quartz	Lw-(c)-qz	12	70	-	-	-	-
NX07-26b-3	Quartz	Lw-(c)-qz	15	80	-	-	-	-2.1
NX07-26b-4	Quartz	Lw-(c)-qz	10	70	-	-	-	-2.3
NX07-26b-5	Quartz	Lw-(c)-qz	15	80	-	-	-	-2.0
NX07-26b-6	Quartz	Lw-(c)-qz	18	80	-	-	-	-2.2
NX07-26b-8	Quartz	Lc-w-m-3-qz	10	20	-56.6	30.8	L	-
NX07-26b-9	Quartz	Lc-w-m-3-qz	12	10	-56.6	-	-	-
NX07-26b-10by	Béryl	Lc-w-m-3-by	15x10	25	-56.8	31.1	C	-
NX07-26b-11by	Béryl	Lc-w-m-3-by	15x8	20	-56.8	31.2	C	-
NX07-26b-12by	Béryl	Lc-w-m-3-by	25x10	20	-56.8	30.7	C	-
NX07-26b-13by	Béryl	Lc-w-m-3-by	15	20	-	-	-	-1.9
NX07-26b-14by	Béryl	Lc-w-m-3-by	15x8	20	-57.0	31.2	C	-2.2
NX07-26b-16by	Béryl	Lc-w-m-3-by	15x4	20	-56.9	31.0	C	-1.8
NX07-26b-17by	Béryl	Lc-w-m-3-by	12x10	10	-56.8	29.3	C	-
NX07-26b-18by	Béryl	Lc-w-m-3-by	40x8	15	-	-	-	-1.8
NX07-26b-19by	Béryl	Lc-w-m-3-by	30x6	25	-56.8	31.2	L	-2.0
NX07-26b-21by	Béryl	Lc-w-m-3-by	15x10	25	-56.8	30.9	C	-1.9
NX07-26b-22by	Béryl	Lc-w-m-3-by	10x8	15	-56.8	31.2	L	-1.6
NX07-26b-23by	Béryl	Lc-w-m-3-by	20x8	10	-	-	-	-5.0
NX07-26b-24by	Béryl	Lc-w-m-3-by	20x10	15	-56.7	30.9	L	-

Table VI-3 continued

N°IF	Minéral	Type	Taille (mm)	% H_2O	Tm CO_2	Th CO_2	Mode	Tm H_2O
			NX07-58c : Kyanite-schist					
NX07-58c (lm)-1gr	Grenat	Lc-w--0-gr-1	5	5	-58.1	29.3	L	-2.0*
NX07-58c (lm)-2gr	Grenat	Lc-w--0-gr-1	5	50	-57.3	26.7	L	-2.0*
NX07-58c (lm)-4gr	Grenat	Lc-w--0-gr-1	3	5	-58.2	27.0	L	-2.0*
NX07-58c (lm)-6gr	Grenat	Lc-w--0-gr-1	4	5	-58.2	27.5	L	-2.0*
NX07-58c (lm)-7gr	Grenat	Lc-w--0-gr-1	5	5	-58.0	28.0	L	-2.0*
NX07-58c (lm)-9gr	Grenat	Lc-w--0-gr-1	5	5	-58.4	28.3	L	-2.0*
NX07-58c-1	Quartz	Lc-w-m-3-qz	20x8	5	-56.9	30.0	L	-
NX07-58c-2	Quartz	Lc-w-m-3-qz	12	10	-56.9	30.1	L	-
NX07-58c-3	Quartz	Lc-w-m-3-qz	10x6	10	-56.9	30.6	L	-
NX07-58c-4	Quartz	Lc-w-m-3-qz	12x8	10	-56.9	30.9	L	-
NX07-58c-5	Quartz	Lc-w-m-3-qz	10x15	5	-56.8	30.6	L	-
NX07-58c-6	Quartz	Lc-w-m-3-qz	10x7	5	-56.8	30.6	L	-
NX07-58c-7	Quartz	Lc-w-m-3-qz	20x10	5	-57.6	31.1	L	-
NX07-58c-8	Quartz	Lc-w-m-3-qz	10x5	5	-57.5	30.8	L	-
NX07-58c-9	Quartz	Lc-w-m-3-qz	8	20	-57.0	28.3	L	-
NX07-58c-10	Quartz	Lc-w-m-3-qz	8	40	-57.1	28.6	L	-
NX07-58c-11	Quartz	Lc-w-m-3-qz	10x5	15	-57.0	30.4	L	-
NX07-58c-1tm	Tourmal.	Lc-w-0-tm-1	5	20	-	21.9	L	-10.0
NX07-58c-1di	Disthène	Lc-w-0-di	8	10	-57.2	28.9	L	-2.0*
NX07-58c-14	Quartz	Lc-w-m-3-qz	10x6	10	-56.8	30.3	L	-
NX07-58c-15	Quartz	Lc-w-m-3-qz	20x10	15	-56.8	31.1	C	-3.7
NX07-58c-16	Quartz	Lc-w-m-3-qz	12x8	5	-57.3	30.2	C	-
NX07-58c-17	Quartz	Lc-w-m-3-qz	32x5	20	-56.8	30.9	L	-2.9
NX07-58c-18	Quartz	Lc-w-m-3-qz	8x4	10	-56.9	30.8	L	-
NX07-58c-19	Quartz	Lc-w-m-3-qz	15x6	25	-56.7	30.4	L	-
NX07-58c-22	Quartz	Lc-w-m-3-qz	8	20	-56.9	-	-	-
NX07-58c-23	Quartz	Lc-w-m-3-qz	6	20	-58.3	29.8	L	-6.3
NX07-58c-24	Quartz	Lc-w-m-3-qz	12x5	15	-57.4	29.9	L	-
NX07-58c-25	Quartz	Lc-w-m-3-qz	20x8	5	-57.5	29.4	L	-
NX07-58c-26	Quartz	Lc-w-m-3-qz	20x10	10	-57.4	28.6	L	-
NX07-58c-27	Quartz	Lc-w-m-3-qz	20x8	5	-57.2	29.9	L	-
NX07-58c-28	Quartz	Lc-w-m-3-qz	10x8	10	-57.2	30.9	L	-
NX07-58c-1ap	Apatite	Lc-w-m-0-ap	8x5	5	-56.9	-	-	-2.0*
NX07-58c-2ap	Apatite	Lc-w-m-0-ap	5x2	10	-57.4	27.6	L	-2.0*
NX07-58c-29	Quartz	Lc-w-m-3-qz	18x10	10	-57.2	28.3	L	-
NX07-58c-31	Quartz	Lc-w-m-3-qz	20x18	20	-57.1	-	-	-
NX07-58c-33	Quartz	Lc-w-m-3-qz	15x5	10	-56.7	31.2	L	-
NX07-58c-34	Quartz	Lc-w-m-3-qz	16x8	10	-57.4	30.1	L	-
NX07-58c-35	Quartz	Lc-w-m-3-qz	15x10	10	-56.9	30.8	L	-
NX07-58c-36	Quartz	Lc-w-m-3-qz	40x5	15	-56.8	29.9	L	-
NX07-58c-37	Quartz	Lc-w-m-3-qz	10x8	10	-57.8	28.4	C	-4.0
NX07-58c-38	Quartz	Lc-w-m-3-qz	15x7	15	-56.9	30.6	C	-
NX07-58c (lm)-4ap	Apatite	Lc-w-m-0-ap	6x3	20	-58.6	29.6	L	-2.0*
NX07-58c (lm)-7ap	Apatite	Lc-w-m-0-ap	6x3	30	-57.6	30.9	L	-2.0*
NX07-58c (lm)-8ap	Apatite	Lc-w-m-0-ap	6x4	20	-58.6	30.9	L	-2.0*
NX07-58c (lm)-9ap	Apatite	Lc-w-m-0-ap	5x3	30	-58.5	30.1	L	-2.0*
NX07-58c (lm)-4ap	Apatite	Lc-w-m-0-ap	6x3	20	-58.6	29.6	L	-2.0*
NX07-58c (lm)-7ap	Apatite	Lc-w-m-0-ap	6x3	30	-57.6	30.9	L	-2.0*
NX07-58c (lm)-8ap	Apatite	Lc-w-m-0-ap	6x4	20	-58.6	30.9	L	-2.0*

Table VI-3 continued

N°IF	Minéral	Type	Taille (mm)	% H_2O	Tm CO_2	Th CO_2	Mode	Tm H_2O
NX06-121 : Syntectonic quartz vein with Au-Ag-Bi-Te-Pb mineralizations								
NX06-121-1	Quartz	Lc-w-m-3-qz	30	5	-56.6	30.7	L	-
NX06-121-2	Quartz	Lc-w-m-3-qz	30x20	10	-56.6	29.3	L	-
NX06-121-3	Quartz	Lc-w-m-3-qz	20x15	20	-56.6	30.9	C	-2.7
NX06-121-4	Quartz	Lc-w-m-3-qz	30x20	15	-56.6	30.9	L	-
NX06-121-5	Quartz	Lc-w-m-3-qz	30x12	20	-56.7	31.1	L	-
NX06-121-7	Quartz	Lc-w-m-3-qz	15	25	-56.6	31.2	C	-2.6
NX06-121-8	Quartz	Lc-w-m-3-qz	25x5	30	-57.0	30.9	L	-2.9
NX06-121-9	Quartz	Lc-w-m-3-qz	20x10	10	-56.6	30.9	L	-
NX06-121-10	Quartz	Lc-w-m-3-qz	25x15	10	-56.6	31.2	C	-
NX06-121-11	Quartz	Lc-w-m-3-qz	32x8	15	-56.6	30.9	L	-
NX06-121-12	Quartz	Lc-w-m-3-qz	25x10	20	-56.6	30.8	L	-
NX06-121-14	Quartz	Lw-(c)-qz	25x15	70	-	-	-	-2.2
NX06-121-15	Quartz	Lw-(c)-qz	12x10	70	-	-	-	-2.8
NX06-121-17	Quartz	Lc-w-m-3-qz	20x10	20	-	-	-	-

Table VI-4: Summary of microthermometric data for studied fluid inclusions from the transposed quartz vein from the greenschist facies ultramylonite

	F.I. type	Azimut FIP	Inclusion description morphology	Size (µm)	Degree of volatile filling		Tm CO_2	Th CO_2	Tm ice	Th
Qz vein	Lw-(c)-5b	N-S	Transgranular FIP Regular round shaped (showing sporadic decrepitation features)	5-10	5-10%	Range Mode *n*			[-0.3 ; -0.1] -0.3 *9*	[206.1 ; 233.3] (L) 210 *6*
Qz vein	Lw-(c)-5	E-W	Transgranular and intragranular FIP Variable shapes (elongated to round) (decrepitation features are common)	5-15	10-20%	Range Mode *n*			[-2.3 ; -1.2] -2.2 *19*	[219.3 ; 296.4] (L) 280 *11*
Qz vein	Lw-(c)-5 cl		Very variable shapes showing often decrepitation features, Affected by the deformation of the quartz grains (grain boundary migration)	5-30	10-30%	Range Mode *n*			[-2.9 ; -1.3] -2.0 *37*	[154.4; 400] (L) 230 / 290 / 315 *26*
Qz vein	Lc-w-4	E-W	Very small, dark, regular round to negative crystal shaped	2-7	90-95%	Range Mode *n*	[-57.7 ; -57.0] -57.7 *28*	[25.9 ; 30.0] (L) 29.2 *23*		
Qz umyl	Lw-(c)-5 cl		Very variable shapes showing often decrepitation features, Affected by the deformation of the quartz grains (grain boundary migration)	5-15	10-25%	Range Mode *n*			[-3.2 ; -1.8] -3.1 *7*	[145.3 ; 209.1] (L) 178 *4*
Qz umyl	Lc-w-4 cl		Very variable shapes showing often decrepitation features, Affected by the deformation of the quartz grains (grain boundary migration)	1-10	90-95%	Range Mode *n*	[-58.9 ; -58.3] -58.6 *6*	[16.5 ; 27.7] (L) 26.6 *6*		

Tm CO_2: melting temperature of solid CO_2. Th CO_2: homogenisation temperature of CO_2 and corresponding phase: L — liquid. Tm ice: ice melting temperature. Th: homogenisation temperature. All values are in degree Celsius (°C). n = number of measurements, cl = clusters, umyl = greenschist facies ultramylonite; w = water and c = gas. Lc-w-4 inclusions were too small and the aqueous phase hardly visible for valuable measurements of ice and clathrate melting temperatures.

Table VI-5: Chemical compositions for aqueous-carbonic (Lc-w) and aqueous Lw-(c) fluid inclusions. obtained by Raman microprobe spectroscopy. Calculated bulk compositions of selected fluid inclusions and corresponding microthermometric data.

Rock	Inclusions Number	Type	Microthermometry						Raman data				Bulk Composition					
			$TmCO_2$	$ThCO_2$	M	Tmcl	Th	Tm ice	CO_2	CH_4	N_2	H_2S	H_2O	CO_2	CH_4	N_2	H_2S	NaCl
Qz vein	02a x500-1	5- Lw-(c					306.5	-1.7	100	nd	nd	nd						
Qz vein	17 x200-1	5 Lw-(c					224.5	-1.8	99.8	0.1	nd	<0.1						
Qz vein	17 x200-2	5- Lw-(c					241.3	-1.8	98.8	0.1	1	<0.1						
Qz vein	PIF 03a-3	5cl-Lw-(c)					291.8	-1.3	95.8	1.5	2.2	0.5						
Qz vein	PIF 03a-5	5cl-Lw-(c)					334.9	-1.3	94.5	1.5	3.7	0.3						
Qz vein	12 x500-1	5b-Lw-(c)					233.3	-0.3	100	nd	nd	nd						
Qz vein	12 x500-7	4-Lc-w	-57.7	28.5	L	8.5*	n.o.	-2.0*	97.8	0.2	2	nd	27.6	70.1	0.1	1.4	0	0.8
Umyl	38g	4cl-Lc-w	-58.6	16.5	L	8.5*	264.5	-2.0*	98.3	0.1	1.5	< 0.1	12.4	85.8	0.2	1.3	trac es	0.3
Umyl	38h-1	4cl-Lc-w	-58.6	26.3	L	8.5*	n.o.	-2.0*	99.3	< 0.1	0.5	< 0.1	24.9	73.9	0.1	0.4	trac es	0.7

Compositions are given in mol%. M: Mode. Tm CO_2: melting temperature of solid CO_2. Th CO_2: homogenisation temperature of CO_2 and corresponding phase (M=Mode): L — liquid. C — critical. V — vapour. Tm cl: melting temperature of clathrate. Tm ice: ice melting temperature. Th: bulk homogenisation temperature. All values are in degree Celsius (°C). n.o.: not observed. (*) Estimated values for calculation because of the difficulty to obtain valuable microthermometric measures (Tmcl, Tmice). Umyl = greenschist facies ultramylonite. Qz vein = Quartz vein.

Table VI-6 : Total microthermometric data for studied fluid inclusions

N° I.F.	Inclusion type	Gen.	Az.	Dip	Dip direct.	T_m CO_2	T_h CO_2	Mode	T_m cl	T_m ice	T_h	Mode	T_m halite
Quartz vein from greenschist facies ultramylonite													
02a x500-1	Lw-(c)-5	-	88	66	S	-	-	-	-	-1,7	306,5	L	-
02a x500-2	Lw-(c)-5	-	88	66	S	-	-	-	-	-1,8	219,3	L	-
02a x500-3	Lw-(c)-5	-	88	66	S	-	-	-	-	-1,8	231,8	L	-
02a x500-4	Lw-(c)-5	-	88	66	S	-	-	-	-	-1,4	-	-	-
16 x200-1	Lw-(c)-5b	-	195	31	W	-	-	-	-	-0,3	206,1	L	-
16 x200-2	Lw-(c)-5b	-	195	31	W	-	-	-	-	-0,3	216,6	L	-
16 x200-3	Lw-(c)-5b	-	195	31	W	-	-	-	-	-0,3	214,8	L	-
16 x200-4	Lw-(c)-5b	-	195	31	W	-	-	-	-	-0,3	207,9	L	-
17 x200-1	Lw-(c)-5	-	82	82	N	-	-	-	-	-1,8	224,5	L	-
17 x200-2	Lw-(c)-5	-	82	82	N	-	-	-	-	-1,8	241,3	L	-
17 x200-3	Lw-(c)-5	-	82	82	N	-	-	-	-	-1,9	-	-	-
17 x200-4	Lw-(c)-5b	-	182	82	N	-	-	-	-	-0,2	-	-	-
17 x200-5	Lw-(c)-5b	-	182	82	N	-	-	-	-	-0,1	-	-	-
PIF10-1B	Lc-w-4	-	98	70	N	-57,2	30	L	-	-	-	-	-
PIF10-2B	Lc-w-4	-	98	70	N	-57,3	29,9	L	-	-	-	-	-
PIF10-3B	Lc-w-4	-	98	70	N	-57,4	29,9	L	-	-	-	-	-
PIF10-4B	Lc-w-4	-	98	70	N	-57,5	29,5	L	-	-	-	-	-
14 x500-1A	Lc-w-4	-	159	89	SW	-57,4	-	-	-	-	-	-	-
14 x500-2A	Lc-w-4	-	159	89	SW	-57,3	-	-	-	-	-	-	-
14 x500-3A	Lc-w-4	-	159	89	SW	-57,0	-	-	-	-	-	-	-
14 x500-1C	Lc-w-4	-	159	89	SW	-57,4	28,9	L	-	-	-	-	-
14 x500-2C	Lc-w-4	-	159	89	SW	-57,4	29,5	L	-	-	-	-	-
PIF 03a-1	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,4	295,4	L	-
PIF 03a-2	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,4	259,6	L	-
PIF 03a-3	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,3	291,8	L	-
PIF 03a-4	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,3	217,8	L	-
PIF 03a-5	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,3	334,9	L	-
PIF 03a-6	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,4	289,8	L	-
03a x500-9	Lw-(c)-5	-	107	51	N	-	-	-	-	-1,2	-	-	-
03a x500-11	Lw-(c)-5	-	107	51	N	-	-	-	-	-1,2	290,1	L	-
03a x500-12	Lw-(c)-5	-	107	51	N	-	-	-	-	-1,2	290,3	L	-

N° I.F.	Inclusion type	Gen.	Az.	Dip	Dip direct.	T_m CO_2	T_h CO_2	Mode	T_m cl	T_m ice	T_h	Mode	T_m halite
Quartz vein from greenschist facies ultramylonite													
03a x500-13	Lw-(c)-5	-	107	51	N	-	-	-	-	-1,2	-	-	-
PIF 3b-14	Lc-w-4	-	108	75	S	-57,3	-	-	-	-	-	-	-
PIF 3b-15	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,2	-	-	-
PIF 3b-16	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,3	-	-	-
PIF 3b-17	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,3	-	-	-
Ammas IF 3d-1	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,9	-	-	-
Ammas IF 3d-2	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2	-	-	-
Ammas IF 3d-3	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2	-	-	-
Ammas IF 3d-4	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2	267,5	L	-
Ammas IF 3d-5	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2	-	-	-
Ammas IF 3c-1	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,8	314,5	L	-
Ammas IF 3c-2	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,8	322,6	L	-
Ammas IF 3c-3	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,8	-	-	-
Ammas IF 3c-4	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,8	260,4	L	-
Ammas IF 3c-6	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,8	-	-	-
Ammas IF 3c-7	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,8	342,7	L	-
Ammas IF 3c-8	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,8	>400	L	-
Ammas IF 3c-9	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,8	332,8	L	-
Ammas IF 3c-10	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,8	330,1	L	-
10 x200-1	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2,5	204,5	L	-
10 x200-2	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2,6	154,4	L	-
07 x500-1	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2,6	-	-	-
07 x500-3	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2,9	219,6	L	-
07 x500-4	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2,5	229,8	L	-
07 x500-5	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2,5	217,5	L	-
07x500-6	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2,6	224,5	L	-
09 x500-1	Lc-w-4	-	-	-	-	-57,7	27,5	L	-	-	-	-	-
09 x500-2	Lc-w-4	-	-	-	-	-57,7	27,8	L	-	-	-	-	-
09 x500-3	Lc-w-4	-	-	-	-	-57,7	25,9	L	-	-	-	-	-
12 x500-1	Lw-(c)-5b	-	162	40	W	-	-	-	-	-0,3	233,3	L	-
12 x500-2	Lw-(c)-5b	-	162	40	W	-	-	-	-	-0,3	-	-	-
12 x500-3	Lw-(c)-5b		162	40	W	-	-	-	-	-0,3	210,5	L	-
12 x500-4	Lc-w-4		101	83	N	-57,7	29,1	L	-	-	-	-	-

N° I.F.	Inclusion type	Gen.	Az.	Dip	Dip direct.	T_m CO_2	T_h CO_2	Mode	T_m cl	T_m ice	T_h	Mode	T_m halite
Quartz vein from greenschist facies ultramylonite													
12 x500-5	Lc-w-4	-	101	83	N	-57,7	28,9	L	-	-	-	-	-
12 x500-6	Lc-w-4	-	101	83	N	-57,7	29	L	-	-	-	-	-
12 x500-7	Lc-w-4	-	101	83	N	-57,7	28,5	L	-	-	-	-	-
12 x500-8	Lc-w-4	-	101	83	N	-57,7	29,2	L	-	-	-	-	-
12 x500-9	Lc-w-4	-	101	83	N	-57,6	28,7	L	-	-	-	-	-
12 x500-10	Lc-w-4	-	101	83	N	-57,4	29,2	L	-	-	-	-	-
15 x500-1	Lw-(c)-5	-	17	60	SE	-	-	-	-	-2,2	277,7	L	-
15 x500-2	Lw-(c)-5	-	17	60	SE	-	-	-	-	-2,2	-	-	-
15 x500-3	Lw-(c)-5	-	17	60	SE	-	-	-	-	-2,3	229,5	L	-
15 x500-4	Lw-(c)-5	-	17	60	SE	-	-	-	-	-2,2	-	-	-
15 x500-5	Lw-(c)-5	-	17	60	SE	-	-	-	-	-2,2	289,1	L	-
15 x500-6	Lw-(c)-5	-	17	60	SE	-	-	-	-	-2,2		-	-
15 x500-8	Lw-(c)-5	-	17	60	SE	-	-	-	-	-2,2	271,3	L	-
15 x500-9	Lw-(c)-5	-	17	60	SE	-	-	-	-	-2,2	296,4	L	-
18 x200-1	Lw-(c)-5	-	99	82	N	-	-	-	-	-2	280,0	L	-
19 x200-1	Lc-w-4	-	95	74	S	-57,6	26,8	L	-	-	-	-	-
19 x200-2	Lc-w-4	-	95	74	S	-57,6	26	L	-	-	-	-	-
19 x200-3	Lc-w-4	-	95	74	S	-57,6	28,5	L	-	-	-	-	-
19 x200-4	Lc-w-4	-	95	74	S	-57,6	27,7	L	-	-	-	-	-
19 x200-5	Lc-w-4	-	95	74	S	-57,6	27,7	L	-	-	-	-	-
23 x500-1	Lc-w-4	-	91	71	N	-57,5	28,4	L	-	-	-	-	-
23 x500-2	Lc-w-4	-	91	71	N	-57,5	29,1	L	-	-	-	-	-
S du PIF 18-1	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2	312,5	L	-
S du PIF 18-2	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2	233,7	L	-
S du PIF 18-3	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2	280,9	L	-
S du PIF 18-4	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2	300,9	L	-
S du PIF 18-5	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2	316,1	L	-
S du PIF 18-6	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2	320,1	L	-
20bis IF biph	Lc-w-4 cl	-	-	-	-	-58,9	26,3	L	-	-	-	-	-

Table VI-6 continued

N° I.F.	Inclusion type	Gen.	Az.	Dip	Dip direct.	T_m CO_2	T_h CO_2	Mode	T_m cl	T_m ice	T_h	Mode	T_m halite
					Wallrock (greenschist facies ultramylonite)								
20 x500	Lc-w-4 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2,6	-	-	-
38 x500	Lc-w-4 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2,6	-	-	-
38b-1	Lc-w-4 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-3,2	145,3	L	-
38b-2	Lc-w-4 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-3,0	166,4	L	-
38c	Lc-w-4 cl	-	-	-	-	-58,3	26,9	L	-	-	-	-	-
38e-A	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,9	193,0	L	-
38e-B	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,8	-	-	-
38e-C	Lw-(c)-5 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-3,1	209,1	L	-
38g	Lc-w-4 cl	-	-	-	-	-58,6	16,5	L	-	-	264,5	L	-
38h-1	Lc-w-4 cl	-	-	-	-	-58,6	26,3	L	-	-	-	-	-
38h-2	Lc-w-4 cl	-	-	-	-	-58,4	27,2	L	-		-	-	-
38h-3	Lc-w-4 cl	-	-	-	-	-58,5	27,7	L	-	-	-	-	-
20 x500	Lc-w-4 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2,6	-	-	-
38 x500	Lc-w-4 cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-2,6	-	-	-

Table VI-7 Summary of microthermometric data for studied fluid inclusions from various samples from the granodiorite

Sample	Sample descritption	F.I. type	Azimut FIP	Inclusion description morphology	Size (µm)	Degree of volatile filling		Tm ice	Th
LS-06-183	Weakly deformed and chloritized granodiorite (F.I. from quartz grains)	5-Lw-(c)	N70	Regular round shaped (showing sporadic decrepitation features)	5-20	10-20%	Range Mode *n*	[-3.1 ; -0.3] -2.1 *19*	[265.3 ; 285.0] (L) 275 *10*
LS-06-74	Late stage hydrothermal quartz vein crosscutting the granodiorite detachment	5-Lw-(c)	n.m	Regular round shaped (primary) to irregular shaped (decrepitation textures)	5-30	15-20%	Range Mode *n*	[-1.3 ; -0.7] -0.9 *17*	[276.0 ; 290.4] (L) 285 *7*
LS-07-06'	Quartz vein affected by cataclastic deformation and crosscut by late stage calcite veinlets	5-Lw-(c)	n.m.	Very variable shapes showing often decrepitation features, Affected by the deformation of the quartz grains (grain boundary migration and cataclastic deformation)	5-15	5-20%	Range Mode *n*	[-0.7 ; -0.2] -0.5 *18*	[192.4 ; 334.6] (L) 220 / 330 *13*
LS-07-107	Syntectonic quartz vein related to E-W crosscutting fault-cataclasite	5-Lw-(c)	n.m	Regular round shaped (showing sporadic decrepitation features) within FIP and as clusters at grain boundaries	5-20	10-20%	Range Mode *n*	[-2.4 ; -1.6] -2.0 *7*	[250.7 ; 283.1] (L) 278 *6*
LS-07-60H	Quartz vein with pyrite covellite mineralization	5-Lw-(c)	n.m	Irregular more or les round shaped distributed in clusters at grain boundaries (showing often decrepitation features)	10-40	30-40%	Range Mode *n*	[-4.6 ; -3,7] -3.7 *3*	[308.4 ; 365.5] (L) 335 *5*
LS-07-60H	Quartz vein with pyrite covellite mineralization	5-Lw-(c)	n.m	Regular round shaped within FIP	5-15	10-20%	Range Mode *n*	[-0.6 ; -0.3] -0.3 *7*	[240.0 ; 312.3] (L) 250 / 305 *6*
LS-07-66a	Late sage hydrothermal barite vein	5-Lw - Vc, - Lw-(c)	n.m	Round shaped to rectangular (negative crystal shaped with very variable volatile filling)	10-50	0-100%	Range Mode *n*	[-0.7 ; -0.2] -0.5 *7*	[145.0 ; 264.9] 200 *9*

Tm ice: ice melting temperature. Th: homogenisation temperature and corresponding phase: L — liquid, V — vapour. All values are in degree Celsius (°C). n = number of measurements, n.m. = not measured, w = water and c = gas.

Table VI-8 : Total microthermometric and Raman spectroscopy data for studied fluid inclusions from various samples within the granodiorite

N° d'IF	Tm_{ice} (°C)	Th (°C)	Mode	wt% NaCl	CO_2 %mol	N_2 %mol	CH_4 %mol	H_2S %mol	H_2 %mol
			weakly deformed and chloritized granodiorite (sample 06-183)						
PIF 52_1	-0,3								
PIF 52_2	-2,2								
PIF 51	-1,9								
PIF 91	-2,1	265,3	L	3,5	93	nd	7	nd	nd
PIF 91b	-2,0	281,2	L	3,4	92	nd	8	nd	nd
PIF V1	-0,5								
PIF L3	-0,3								
PIF 12_a	-2,2	265,3	L	3,7					
PIF 12_b	-2,4	272,0	L	4,0					
PIF 13_a	-3,1	285,0	L	5,1					
PIF 13_b	-2,7	282,1	L	4,5					
PIF 14		269,9	L						
PIF 44_a	-2,4	273,6	L	4,0					
PIF 44_b	-1,9	279,2	L	3,2					
PIF 47	-2,1	277,2	L	3,5	66	33,5	0,5	nd	nd
PIF 48_1	-2,3								
PIF 48_2	-2,1								
PIF 41	-2,5								
L10	-0,5								
PIF16	-2								

Table VI-8 continued

N° d'IF	Tm_{ice} (°C)	Th (°C)	Mode	wt% NaCl	CO_2 %mol	N_2 %mol	CH_4 %mol	H_2S %mol	H_2 %mol
Quartz vein crosscut by calcite veinlets, sampled at the vicinity of a small decimetre scale N-S directed cataclasite band (sample 07-06')									
IF1_1_a	-0,6	330,0	L	1,1					
IF1_1_b	-0,6								
IF1_2	-0,4								
IF1_3_a	-0,7	192,4	L	1,2					
IF1_3_b	-0,7	306,9	L	1,2					
IF1_4_a	-0,4	236,9	L	0,7					
IF1_4_b	-0,4	231,2	L	0,7					
IF1_5	-0,3								
IF1_6	-0,4	243,9	L	0,7					
IF1_7_a	-0,2								
IF1_7_b	-0,5								
IF1_7_c	-0,5								
IF1_8a	-0,5	328,2	L	0,9	100	nd	0	nd	nd
IF1_8b		334,6							
IF1_9	-0,3	206,9	L	0,5					
IF1_10	-0,3	327,3	L	0,5	100	nd	0	nd	nd
IFX1	-0,6								
IFX2		319,0	L						
IFX3		323,0	L						
IFX4		314,1	L						
IF3_1_a	-0,7								
IF3_1_b	-0,5								

Table VI-8 continued

N° d'IF	Tm_{ice} (°C)	Th (°C)	Mode	wt% NaCl	CO_2 %mol	N_2 %mol	CH_4 %mol	H_2S %mol	H_2 %mol
Late stage hydrothermal barite veins crosscutting highly altered granodiorite at Naxos town (sample 07-66a)									
IF6_5	-0,3	199,3	L	0,5	nd	nd	nd	nd	nd
IF6-7		202,6	L						
IF6_8	-0,5	209,2	L	0,9	nd	nd	nd	nd	nd
IF6-8b		264,9	L						
IF6_1	-0,6	145,0	L	1,1					
IF6_2	-0,2								
IF9_1	-0,7	166,6	L	1,2					
IF6_3	-0,5	199,7	L	0,9					

Table VI-8 continued

N° d'IF	Tm_{ice} (°C)	Th (°C)	Mode	wt% NaCl	CO_2 %mol	N_2 %mol	CH_4 %mol	H_2S %mol	H_2 %mol
Late stage hydrothermal quartz vein crosscutting the thick silicified detachment cataclasite at the northern part (sample 06-74)									
IF1_a	-0,7	276,0	L	1,2	96	nd	4	nd	nd
IF1_b	-1,0								
IF2_a	-1,0	288,2	L	1,7					
IF2_b	-1,0								
IF2_c	-0,7								
IF3	-0,8								
IF4_a	-1,0								
IF4_b	-1,1								
IF5	-1,3								
IF6	-1,3	284,5	L	2,2					
IF7	-0,9	290,4	L	1,6					
IF8_a	-0,9	285,1	L	1,6	97	nd	3	nd	nd
IF8_b	-0,9								
IF8_c	-1,1								
IF9	-0,9	279,8	L	1,6					
IF10	-0,7								
IF11	-0,9	280,4	L	1,6	97	nd	3	nd	nd

Table VI-8 continued

N° d'IF	Tm_{ice} (°C)	Th (°C)	Mode	wt% NaCl	CO_2 %mol	N_2 %mol	CH_4 %mol	H_2S %mol	H_2 %mol
Recrystallized quartz vein, syntectonic to the major E-W striking fault-cataclasite (sample 07-107)									
IF2'_2	-2,4	280,7	L	4,0	99,5	nd	nd	nd	0,5
IF2'_1a	-2,1	276,0	L	3,5					
IF2'_1b	-1,9	278,6	L	3,2	100	nd	0	nd	0
IF2_2	-2,1	283,1	L	3,5					
IF2_3	-2,0								
IF2_4	-1,6	250,7	L	2,7					
IF2_5	-1,7	279,2	L	2,9					

Table VI-8 continued

N° d'IF	Tm_{ice} (°C)	Th (°C)	Mode	wt% NaCl	CO_2 %mol	N_2 %mol	CH_4 %mol	H_2S %mol	H_2 %mol
Strongly dynamically recrystallized transposed quartz veins with pyrite-covellite mineralizations (sample 07-60) (here : IF from clusters at grain boundaries)									
IF3_2	-3,7	324,1	L	6,0	31,5	nd	68	0,5	nd
IF3_3	-3,7	308,4	L	6,0	39	nd	61	nd	nd
IF3_4	-4,6	341,6	L	7,3	45,5	0,1	54	0,4	nd
IF5_1		365,5	L						
IF5_2		334,2	L						

Table VI-8 continued

N° d'IF	Tm_{ice} (°C)	Th (°C)	Mode	wt% NaCl	CO_2 %mol	N_2 %mol	CH_4 %mol	H_2S %mol	H_2 %mol
Strongly dynamically recrystallized transposed quartz veins with pyrite-covellite mineralizations (sample 07-60) (here : transgranular FIP)									
IF3_1	-0,4								
IF3_5a	-0,3	256,1	L	0,5	42	nd	58	nd	nd
IF3_5b	-0,3	304,9	L	0,5	96	nd	3	1	nd
IF3_5c	-0,3	307,9	L	0,5					
IF3_6	-0,6	240,0	L	1,1	100	nd	nd	nd	nd
IF3_7	-0,6	254,9	L	1,1					
IF3_8	-0,6	312,3	L	1,1	99,6	nd	nd	0,4	nd
IF3_1	-0,4								
IF3_5a	-0,3	256,1	L	0,5	42	nd	58	nd	nd
IF3_5b	-0,3	304,9	L	0,5	96	nd	3	1	nd
IF3_5c	-0,3	307,9	L	0,5					
IF3_6	-0,6	240,0	L	1,1	100	nd	nd	nd	nd
IF3_7	-0,6	254,9	L	1,1					
IF3_8	-0,6	312,3	L	1,1	99,6	nd	nd	0,4	nd
IF3_1	-0,4								
IF3_5a	-0,3	256,1	L	0,5	42	nd	58	nd	nd

Table VI-9 : Summary of LA-ICP-MS absolute data given in moles for samples from the migmatite and from the granodiorite

Fluids from the migmatites

Brines (1a/1b-Lw-h-cal-sid-m-(c))	Na+	Li+	B+++	Mg++	K+	Ca++	Mn++	Fe++	Cu++	Zn++	Sr++	Ba++	Pb++	Cl-
maximum	2.58	0.061	0.15	0.57	0.94	0.46	0.39	0.71	0.0148	0.18	0.00041	0.00051	0.0096	5.47
minimum	0.94	0.029	0.07	0.17	0.56	0.12	0.21	0.39	0.0006	0.09	0.00012	0.00005	0.0033	4.79
moyenne	1.52	0.041	0.10	0.36	0.69	0.25	0.28	0.53	0.0041	0.13	0.00027	0.00022	0.0063	5.13
Ecart-type	0.45	0.017	0.04	0.16	0.11	0.11	0.07	0.11	0.0046	0.03	0.00014	0.00017	0.0021	0.34
ecart-type de la moyenne	0.12	0.010	0.02	0.06	0.03	0.03	0.02	0.04	0.0014	0.01	0.00007	0.00006	0.0007	0.09
deviation standard relative (%)	30	43	43	44	16	43	24	22	113	21	52	77	33	7
n	13	3	3	6	12	11	8	9	11	11	4	9	10	13
Aqueous-carbonic (3-Lc-w-m)														
maximum	0.87	0.023	< l.d.	0.11	0.24	0.25	0.11	0.13	0.0152	0.080	0.0049	0.00163	0.0063	1.28
minimum	0.32	0.009	< l.d.	0.01	0.10	0.05	0.01	0.01	0.0001	0.003	0.0001	0.00001	0.0002	0.94
moyenne	0.52	0.014	< l.d.	0.04	0.15	0.11	0.04	0.06	0.0042	0.021	0.0013	0.00060	0.0021	1.11
Ecart-type	0.14	0.007	-	0.03	0.05	0.06	0.03	0.04	0.0037	0.022	0.0016	0.00057	0.0019	0.17
ecart-type de la moyenne	0.03	0.002	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.0008	0.004	0.000	0.000	0.000	0.03
deviation standard relative (%)	27	48	-	78	32	53	78	66	90	104	124	94	92	15
n	28	10	0	12	14	23	8	19	22	23	16	21	24	28
Aqueous-carbonic (4-Lc-w)														
maximum	0.27	< l.d.	< l.d.	0.034	0.09	0.12	< l.d.	0.032	0.008	0.012	0.00085	0.00098	0.0044	0.60
minimum	0.08	< l.d.	< l.d.	0.014	0.06	0.04	< l.d.	0.011	0.002	0.003	0.00004	0.00008	0.0005	0.51
moyenne	0.17	< l.d.	< l.d.	0.021	0.08	0.07	< l.d.	0.020	0.006	0.007	0.00032	0.00040	0.0021	0.54
Ecart-type	0.07	-	-	0.011	0.02	0.03	-	0.009	0.002	0.004	0.00032	0.00036	0.0014	0.04
ecart-type de la moyenne	0.02	-	-	0.005	0.01	0.01	-	0.004	0.001	0.001	0.00013	0.00013	0.0005	0.01
deviation standard relative (%)	38	-	-	52	21	36	-	44	43	56	102	89	67	8
n	9	0	0	4	4	7	0	5	7	7	6	7	8	9
Aqueous-carbonic (5-Lw-(c))														
maximum	0.38	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.07	0.06	< l.d.	0.022	0.0049	0.0056	0.0008	0.00036	0.00084	0.68
minimum	0.06	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.05	0.03	< l.d.	0.002	0.0005	0.0005	0.0001	0.00005	0.00001	0.34
moyenne	0.18	< l.d.	< l.d.	< l.d.	0.06	0.05	< l.d.	0.009	0.0027	0.0032	0.0004	0.00019	0.00036	0.51
Ecart-type	0.12	-	-	-	0.01	0.01	-	0.009	0.0019	0.0020	0.0003	0.00016	0.00028	0.17
ecart-type de la moyenne	0.05	-	-	-	0.01	0.01	-	0.005	0.0010	0.0009	0.0001	0.00009	0.00016	0.10
deviation standard relative (%)	67	-	-	-	17	21	-	102	72	62	97	85	78	33
n	6	0	0	0	3	4	0	4	4	5	6	3	3	3

Table VI-9 continued:

Fluids from the granodiorite

LS-06-183 FIP	Na+	Li+	B+++	Mg++	K+	Ca++	Mn++	Fe++	Cu++	Zn++	Sr++	Ba++	Pb++	Cl-
maximum	0.39	0.07	0.007	0.19	0.16	0.13	< l.d.	0.054	0.0026	0.0095	0.00085	0.00017	0.00084	0.89
minimum	0.13	0.01	0.003	0.03	0.03	0.03	< l.d.	0.007	0.0006	0.0005	0.00006	0.00001	0.00007	0.55
moyenne	0.23	0.04	0.006	0.11	0.10	0.06	< l.d.	0.025	0.0018	0.0032	0.00035	0.00007	0.00033	0.71
Ecart-type	0.07	0.02	0.003	0.06	0.04	0.03	-	0.015	0.0007	0.0027	0.00025	0.00005	0.00024	0.12
ecart-type de la moyenne	0.02	0.01	0.001	0.02	0.01	0.01	-	0.004	0.0002	0.0007	0.00006	0.00002	0.00006	0.03
deviation standard relative (%)	32	57	46	53	44	43	-	61	40	85	71	72	73	17
n	19	14	3	10	16	18	0	16	11	17	18	11	18	19
LS-06-74 FIP														
maximum	0.09	0.20	< l.d.	0.009	0.05	0.040	< l.d.	0.005	0.0014	0.0022	0.00018	0.00013	0.00006	0.34
minimum	0.04	0.04	< l.d.	0.009	0.01	0.018	< l.d.	0.002	0.0005	0.0002	0.00005	0.00004	0.00002	0.21
moyenne	0.05	0.12	< l.d.	0.009	0.03	0.028	< l.d.	0.003	0.0010	0.0011	0.00009	0.00008	0.00003	0.27
Ecart-type	0.02	0.05	-	0	0.02	0.009	-	0.001	0.0005	0.0009	0.00005	0.00004	0.00001	0.04
ecart-type de la moyenne	0.01	0.02	-	0	0.01	0.004	-	0.001	0.0003	0.0005	0.00002	0.00002	0.00001	0.01
deviation standard relative (%)	32	46	-	0	53	32	-	39	47	85	55	47	42	14
n	8	6	0	2	4	5	0	4	3	4	6	4	5	8
LS-06-74 cluster														
maximum	0.068	0.14	< l.d.	0.050	0.06	0.05	< l.d.	0.011	0.0021	0.0021	0.00035	0.00036	0.00012	0.44
minimum	0.008	0.02	< l.d.	0.008	0.01	0.02	< l.d.	0.002	0.0003	0.0006	0.00002	0.00004	0.00002	0.17
moyenne	0.049	0.07	< l.d.	0.028	0.03	0.04	< l.d.	0.006	0.0008	0.0012	0.00014	0.00013	0.00006	0.31
Ecart-type	0.016	0.03	-	0.015	0.02	0.01	-	0.003	0.0006	0.0006	0.00009	0.00011	0.00003	0.09
ecart-type de la moyenne	0.004	0.01	-	0.005	0.01	0.01	-	0.001	0.0002	0.0002	0.00002	0.00003	0.00001	0.02
deviation standard relative (%)	32	46	-	53	70	39	-	49	74	51	67	86	56	28
n	17	15	0	9	8	7	0	11	7	12	16	11	14	17
NX07-06' FIP														
maximum	0.069	0.017	< l.d.	0.032	0.065	0.037	< l.d.	0.021	0.0020	0.0019	0.00026	0.00011	0.00022	0.24
minimum	0.037	0.006	< l.d.	0.005	0.023	0.009	< l.d.	0.003	0.0006	0.0005	0.00003	0.00003	0.00003	0.10
moyenne	0.047	0.010	< l.d.	0.014	0.041	0.019	< l.d.	0.012	0.0011	0.0009	0.00014	0.00006	0.00008	0.16
Ecart-type	0.008	0.004	-	0.009	0.011	0.008	-	0.005	0.0004	0.0004	0.00007	0.00003	0.00004	0.04
ecart-type de la moyenne	0.002	0.002	-	0.003	0.003	0.002	-	0.001	0.0001	0.0001	0.00002	0.00001	0.00001	0.01
deviation standard relative (%)	16	42	-	65	26	43	-	47	36	49	55	45	58	23
n	22	6	0	10	15	20	0	22	18	15	21	16	22	22

Table VI-9 continued:

Fluids from the granodiorite

NX07-66a FIP (baryte)	Na+	Li+	B+++	Mg++	K+	Ca++	Mn++	Fe++	Cu++	Zn++	Sr++	Ba++	Pb++	Cl-
maximum	0.037	< l.d.	< l.d.	0.0026	0.065	0.040	< l.d.	0.0008	0.00023	n.m	n.m	n.m	0.0009	0.15
minimum	0.032	< l.d.	< l.d.	0.0012	0.030	0.018	< l.d.	0.0003	0.00016	n.m	n.m	n.m	0.0002	0.10
moyenne	0.034	< l.d.	< l.d.	0.0020	0.040	0.028	< l.d.	0.0005	0.00018	n.m	n.m	n.m	0.0006	0.13
Ecart-type	0.002	-	-	0.0006	0.013	0.007	-	0.0002	0.00003	n.m	n.m	n.m	0.0002	0.02
ecart-type de la moyenne	0.001	-	-	0.0002	0.005	0.002	-	0.0001	0.00002	n.m	n.m	n.m	0.0001	0.01
deviation standard relative (%)	5	-	-	30	32	24	-	35	18	n.m	n.m	n.m	41	11
n	11	0	0	11	10	11	0	9	5	n.m	n.m	n.m	11	11
NX07-60 FIP														
maximum	0.052	0.011	0.10	0.033	0.028	0.040	< l.d.	0.012	0.009	0.0069	0.00014	0.00009	0.00018	0.31
minimum	0.027	0.006	0.03	0.004	0.013	0.010	< l.d.	0.004	0.001	0.0005	0.00002	0.00001	0.00001	0.14
moyenne	0.043	0.008	0.06	0.016	0.018	0.023	< l.d.	0.009	0.004	0.0028	0.00005	0.00005	0.00008	0.23
Ecart-type	0.007	0.002	0.03	0.010	0.005	0.011	-	0.003	0.002	0.0020	0.00003	0.00003	0.00005	0.05
ecart-type de la moyenne	0.002	0.001	0.01	0.003	0.002	0.003	-	0.001	0.001	0.0005	0.00001	0.00001	0.00001	0.01
deviation standard relative (%)	15	24	47	66	28	50	-	32	49	71	60	62	65	22
n	14	7	4	10	8	11	0	13	13	14	12	10	13	14
NX07-60 Cluster														
maximum	0.41	0.020	0.25	0.014	0.04	0.053	< l.d.	0.036	0.018	0.0043	0.0012	0.00014	0.00041	1.11
minimum	0.18	0.012	0.11	0.014	0.01	0.045	< l.d.	0.007	0.003	0.0026	0.0002	0.00003	0.00009	0.86
moyenne	0.31	0.017	0.19	0.014	0.03	0.050	< l.d.	0.019	0.010	0.0033	0.0007	0.00009	0.00021	1.04
Ecart-type	0.09	0.004	0.06		0.01	0.004	-	0.013	0.007	0.0007	0.0003	0.00006	0.00014	0.09
ecart-type de la moyenne	0.04	0.002	0.03		0.01	0.002	-	0.007	0.003	0.0003	0.0001	0.00003	0.00006	0.04
deviation standard relative (%)	30	24	32		45	7	-	72	66	21	51	68	66	9
n	6	3	4	1	4	4	0	4	4	5	6	4	5	6
NX07-60 Grain Boundary														
maximum	0.50	0.11	< l.d.	0.08	0.24	0.18	< l.d.	0.067	0.063	0.012	0.00104	0.00058	0.00044	1.23
minimum	0.15	0.03	< l.d.	0.03	0.09	0.06	< l.d.	0.018	0.006	0.002	0.00006	0.00005	0.00006	0.94
moyenne	0.36	0.07	< l.d.	0.04	0.17	0.12	< l.d.	0.035	0.025	0.006	0.00044	0.00024	0.00019	1.10
Ecart-type	0.11	0.03	-	0.02	0.06	0.04	-	0.016	0.016	0.004	0.00032	0.00018	0.00013	0.10
ecart-type de la moyenne	0.03	0.01	-	0.01	0.02	0.01	-	0.005	0.004	0.001	0.00009	0.00006	0.00004	0.03
deviation standard relative (%)	29	48	-	41	34	31	-	44	64	57	73	75	66	9
n	13	10	0	7	9	12	0	10	14	12	13	10	12	14

Table VI-9 continued:

Fluids from the granodiorite

NX07-107 FIP	Na+	Li+	B+++	Mg++	K+	Ca++	Mn++	Fe++	Cu++	Zn++	Sr++	Ba++	Pb++	Cl-
maximum	0.28	0.016	0.010	0.040	0.12	0.12	< l.d.	0.021	0.0088	0.0052	0.00058	0.0107	0.00093	0.62
minimum	0.13	0.003	0.003	0.003	0.04	0.03	< l.d.	0.002	0.0003	0.0003	0.00007	0.0008	0.00007	0.38
moyenne	0.20	0.008	0.006	0.019	0.08	0.07	< l.d.	0.009	0.0025	0.0020	0.00025	0.0049	0.00034	0.51
Ecart-type	0.05	0.005	0.003	0.011	0.02	0.03	-	0.006	0.0022	0.0016	0.00014	0.0036	0.00026	0.07
ecart-type de la moyenne	0.01	0.002	0.002	0.003	0.01	0.01	-	0.002	0.0005	0.0004	0.00003	0.0009	0.00006	0.02
deviation standard relative (%)	24	58	49	59	28	38	-	68	90	80	58	74	78	14
n	21	8	4	16	17	17	0	16	20	20	18	16	17	21
NX07-107 Cluster														
maximum	0.24	0.06	0.11	0.040	0.08	0.19	< l.d.	0.037	0.009	0.0055	0.00052	0.020	0.0009	0.68
minimum	0.13	0.02	0.04	0.032	0.03	0.13	< l.d.	0.017	0.002	0.0019	0.00022	0.002	0.0004	0.68
moyenne	0.18	0.04	0.08	0.036	0.05	0.15	< l.d.	0.029	0.004	0.0037	0.00035	0.011	0.0006	0.68
Ecart-type	0.04	0.02	0.04	0.005	0.03	0.02	-	0.007	0.003	0.0013	0.00010	0.007	0.0002	0
ecart-type de la moyenne	0.01	0.01	0.02	0.004	0.01	0.01	-	0.002	0.001	0.0005	0.00003	0.002	0.0001	0
deviation standard relative (%)	19	44	49	15	51	13	-	24	64	35	28	60	30	0
n	8	6	3	2	5	6	0	8	7	8	8	8	8	8
NX07-107 Grain Boundary														
maximum	0.15	0.009	< l.d.	0.08	0.066	0.31	0.0024	0.032	0.010	0.0060	0.0008	0.008	0.00067	1.03
minimum	0.07	0.002	< l.d.	0.04	0.015	0.15	0.0003	0.006	0.001	0.0011	0.0002	0.001	0.00009	0.34
moyenne	0.10	0.005	< l.d.	0.06	0.036	0.24	0.0013	0.024	0.003	0.0024	0.0004	0.004	0.00033	0.69
Ecart-type	0.03	0.002	-	0.02	0.015	0.07	0.0009	0.008	0.003	0.0015	0.0002	0.002	0.00018	0.26
ecart-type de la moyenne	0.01	0.001	-	0.01	0.004	0.02	0.0004	0.003	0.001	0.0004	0.0001	0.001	0.00005	0.07
deviation standard relative (%)	26	43	-	31	41	29	66	36	83	61	54	56	55	37
n	15	10	0	9	13	9	5	10	13	15	13	12	13	15

TableVI-10: Chemical composition of bulk fluid inclusion aqueous phase after crush-leash technique of quartz segregation (data are given in mmol.kg^{-1})

Sample number	Na	K	Li	F	Cl	Br	SO_4	Na/K	Na/Li	Cl/Br	Cl/SO4	Na/Br
LS115-4 (V1)	1381,41	133,74	5,29	0,00	1646,48	2,44	66,01	10,33	260,93	674,56	24,94	565,96
LS115-5 (V1)	600,99	60,72	3,26	0,00	856,56	1,06	297,25	9,90	184,46	811,85	2,88	569,62
LS115-3 (V1)	259,32	25,30	2,44	0,00	1712,16	0,26	22,19	10,25	106,13	6648,10	77,17	1006,91
LS52a (ultramylonite)	374,85	28,92	4,07	0,00	589,53	0,28	16,68	12,96	92,04	2123,12	35,34	1349,98
LS118 (V3)	152,40	10,84	0,81	0,00	818,76	0,23	0,00	14,05	187,11	3528,67		656,80
LS115-2 (V1)	66,37	0,00	0,00	0,00	699,77	0,26	64,91			2682,68	10,78	254,43
LS113 (V2)	314,63	25,30	1,63	0,00	401,85	0,53	280,87	12,43	193,14	764,28	1,43	598,39
LS114 (V2)	274,07	18,07	1,22	0,00	517,75	0,42	192,67	15,16	224,33	1219,69	2,69	645,64
LS115-1 (V1)	749,70	39,76	2,04	0,00	1781,48	0,53	21,55	18,86	368,17	3357,40	82,65	1412,88

Table VI-11 : δ13C and δD data of the fluid phase from quartz segregations after crushing

N° Sample	Descritption Sample	N° Lab.	^{13}C /PDB (‰)	CO_2 µmol.mg^{-1}	N° Lab.	D /SMOW (‰)	H_2O µmol.mg^{-1}	H_2O %wt	X CO2
ASA-04-01	Partially transposed quartz vein	G 1371	-2,5		H 4107	-64,8	0,016	0,029	-
04-02	Transposed quartz vein (migmatites S)	G 1361	-2,3	0,00026	H 4097	-56,2	0,002	0,003	0,13
04-115	Transposed quartz vein (migmatites S)	G 1337	-1,8	0,0015	H 4079	-56,5	0,014	0,025	0,10
04 113	Partially transposed quartz vein	G 1357	-0,9	0,00018	H 4088	-65,6	0,001	0,001	0,26
04 122	Partially transposed quartz vein	G 1356	-1,6	0,00045	H 4090	-57,5	0,001	0,002	0,27
06-17	Transposed quartz vein (migmatites S)	G 1316	-1,4	0,0002	H 4062	air	0,000	0,001	0,33
06-17	id	G 1336	-1,4	0,00014	H 4078	<l.d.	0,000	0,001	0,23
06-17	id	G 1355	-1,4	0,00014	H 4091	-61,5	0,000	0,001	0,26
06-07	Discordant quartz vein	G 1370	-2,0		H 4106	-40,0	0,007	0,013	-
06-24a	Discordant quartz vein	G 1354	-1,7	0,0002	H 4094	<l.d.	0,000	0,000	0,48
06-03	Discordant quartz vein	G 1323	-2,3	0,0003	H 4065	air	0,002	0,004	0,13
06-Na-33	Discordant quartz vein	G1339	-1,0	0,0012	H 4081	-46,0	0,008	0,014	0,13
06-Na-35	Discordant quartz vein	G 1338	-2,2	0,007	H 4080	-43,1	0,030	0,056	0,19
06-Na-39	Partially transposed quartz vein	G 1321	-2,0	0,0015	H 4063	<l.d.	0,000	0,001	0,79
06-40	Discordant quartz vein	G 1362	-1,1	0,0035	H 4098	-45,1	0,021	0,037	0,15
04-19	Transposed quartz vein (ultramylonite)	G 1373	-4,3		H 4109	-47,2	0,000	0,001	-
04-136 def	Transposed quartz vein	G 1366	-0,6	0,00014	H 4102	p.a.	0,005	0,010	0,03
04-Na 52a	Transposed quartz vein (ultramylonite)	G 1360	-4,4	0,00012	H 4096	-43,3	0,002	0,004	0,05
04-01	Transposed quartz vein (mylonite)	G 1315	-0,6	0,00042	H 4061	-43,9	0,000	0,000	0,88
04-10	Contact quartz vein highgrade mylonite and greenschist facies ultramylonite	G 1322	p.a.	0,0013	H 4064	-40,5	0,004	0,007	0,26
04-128d	Transposed quartz vein			<l.d.	H 4092	-43,9	0,003	0,005	-
04-134	Discordant quartz vein (marble)	G 1359	-3,6	0,0001	H 4095	<l.d.	0,002	0,004	0,04
04-143	Discordant quarz vein (protomylonite)	G 1358	-3,2	0,00016	H 4093	-52,7	0,001	0,002	0,14
04-44	Discordant quartz vein (mylonite)	G 1290	-9,7	0,0028	H 4059	-19,8	0,003	0,005	0,48
04 44	id	G 1367	-11,0		H 4103	-45,0	0,004	0,006	-
06-109	Discordant quartz vein	G 1364	-1,2	0,00031	H 4100	-47,7	0,022	0,039	0,01
06-119	part. transp. qz vein crosscut by normal fault	G 1365	-1,0	0,00028	H 4101	-33,7	0,007	0,012	0,04
06-121	Syntectonic quartz vein	G 1372	-1,1		H 4108	-59,0	0,014	0,026	-
06-176	Transposed qz vein (granodiorite cc)	G 1368	0,0		H 4104	-47,8	0,016	0,030	-
06-66	Transposed quartz vein (ultramylonite)	G 1369	-2,6		H 4105	-44,8	0,000	0,001	-
06-94	Transposed quartz vein (Chl-Bio schist W)	G 1363	0,3	0,00113	H 4099	-44,5	0,009	0,016	0,11
06-73	Transposed qz vein (Chl schist E)	G 1324	-3,6	0,0039	H 4066	-61,0	0,006	0,011	0,39
06-161	Transposed qz vein (granodiorite cc)	G 1374	-2,9		H 4110	-40,5	0,008	0,014	-