

Incursion de fluides dans une zone de cisaillement ductile (Tinos, Cyclades, Grèce) : Mécanismes de circulation et implications tectoniques

Vincent Famin

▶ **To cite this version:**

Vincent Famin. Incursion de fluides dans une zone de cisaillement ductile (Tinos, Cyclades, Grèce) : Mécanismes de circulation et implications tectoniques. Géochimie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2003. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00010109⟩

HAL Id: tel-00010109

https://theses.hal.science/tel-00010109v1

Submitted on 12 Sep 2005

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.



HAL Authorization

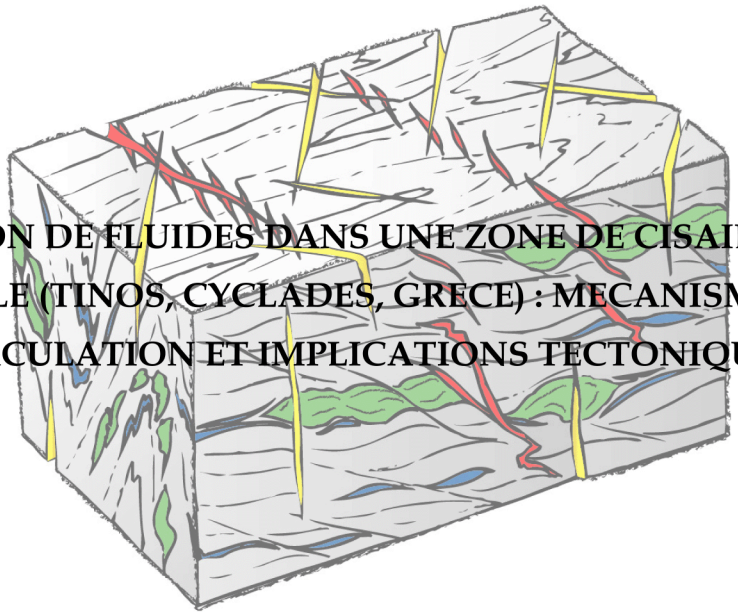
LABORATOIRE DE TECTONIQUE
UNIVERSITÉ P. & M. CURIE Case
129, T26-E1, 4 place Jussieu
F 75252 PARIS Cedex 05

UMR 7072

Thèse de Doctorat de l'Université Paris VI

Spécialité : Géologie

Présentée par :
Vincent Famin



INCURSION DE FLUIDES DANS UNE ZONE DE CISAILLEMENT DUCTILE (TINOS, CYCLADES, GRECE) : MECANISMES DE CIRCULATION ET IMPLICATIONS TECTONIQUES

Thèse soutenue le Vendredi 21 Février 2003

Pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Pierre & Marie Curie Paris VI.

Devant le jury composé de :

Dov Avigad	Examinateur
Martin Burkhard	Rapporteur
Serge Fourcade	Rapporteur
Denis Gapais	Examinateur
Laurent Jolivet	Directeur de Thèse
Ghislain de Marsily	Examinateur
Satoru Nakashima	Invité
Pascal Philippot	Directeur de Thèse

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS VI

Spécialité : Géologie

INCURSION DE FLUIDES DANS UNE ZONE DE CISAILLEMENT DUCTILE (TINOS, CYCLADES, GRECE): MECANISMES D'INFILTRATION ET IMPLICATIONS TECTONIQUES

Présentée par :

Vincent Famin

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PARIS VI

Thèse soutenue le Vendredi 21 février 2003

Devant le jury composé de :

Laurent Jolivet	Directeur de Thèse
Pascal Philippot	Directeur de Thèse
Serge Fourcade	Rapporteur
Martin Burkhard	Rapporteur
Ghislain De Marsily	Examinateur
Denis Gapais	Examinateur
Dov Avigad	Examinateur
Satoru Nakashima	Invité

REMERCIEMENTS

Meilleur moment d'écriture, il m'est enfin permis d'adresser mes remerciements à toutes les personnes qui ont pris part à l'élaboration de cette thèse, par leur contribution pratique ou leur soutien sans réserve.

Ma reconnaissance va tout d'abord aux rapporteurs de ce mémoire, messieurs Serge Fourcade et Martin Burkhard, et aux autres membres du Jury, Dov Avigad, Denis Gapais et Ghislain De Marsily, pour avoir accepté de corriger et juger mon travail. La version finale du manuscrit, et ma réflexion scientifique, ont grandement bénéficié de leurs remarques et de leurs conseils.

Que mes directeurs de thèse ne soient pas en reste ! Merci à Pascal Philippot pour sa disponibilité lors de nos fréquentes discussions géochimiques, à Laurent Jolivet pour sa passion contagieuse de la géologie (mais pas des sushi), et merci à tous deux pour m'avoir proposé un sujet passionnant ("les fluides dans la croûte©"), sur un détachement ma fois vraiment bien situé (à égale distance entre Charybde et Scylla, l'ouzo et le bord de l'eau). Merci d'ailleurs au pélican à moto, pour son petit coin de paradis.

Je garde un souvenir impérissable et un goût de revenez-y de mes deux séjours en direction du Soleil Levant. Satoru Nakashima, samouraï de la science, m'y a fait découvrir une étique de la recherche que je garderai toujours à l'esprit lors de mes travaux futurs. Je lui en suis très reconnaissant. Merci à ses étudiants, Tetsuro Hirono, Midori Hashisaki, Kyoma, Takahiro Yoshida, Dai Shiota et les autres, pour m'avoir montré le Japon, avec une gentillesse et une prévenance infaillible.

Deux grands frères m'ont épaulé au cours de mes trois années de thèse. Merci à Ronan Hébert d'avoir su alterner inclusions fluides et parties de squash afin que je ne me dessèche pas complètement sur son microscope. Ευχάριστο à Philippe Agard pour sa veine, et pour nos dégustations d'un vin au sombres feux mélangé dans les cratères d'Ormos Isternia.

Il y a les amis du labo, avec lesquels j'ai partagé trois ans de bons moments, et qui m'ont adouci la période de rédaction : Elia, ma coloc de la souricière du fond du couloir ; Seb avec qui j'ai tant de barquettes en commun ; Nico dit tract'dindoi ; les ainés Loïc, Fred Gueyd (pardon d'avoir utilisé le mot "localization" sans t'en parler), Fred Mout et Silfa, chef de mission ; et enfin les bons Hraimbou, Romain et Caroline. Combien de litres de café, de BJH et de fou rires avons nous en commun ?

Mon frère, mes parents et grand-parents voient finalement aboutir cette thèse dont je leur parle depuis si longtemps. Ils n'ont pas quitté mon esprit durant ce long temps de rédaction. Je leur voue une tendre reconnaissance pour la confiance et les encouragements qu'ils m'ont prodigués sans défaut.

Voilà Sandra, maintenant c'est fait. Merci pour tout, et bien au-delà d'une thèse…

RESUME

Les dômes métamorphiques portent les marques d'un hydrothermalisme intense concomitant de leur exhumation de long de grandes zones de cisaillement crustales. Sur l'exemple du détachement de l'île de Tinos (Cyclades, Grèce), nous proposons une approche qui combine géologie structurale et techniques analytiques de pointe, pour contraindre l'origine et les modalités de circulation des fluides responsables du métasomatisme.

Une succession continue de veines métamorphiques, ouvertes durant l'évolution de la déformation depuis le domaine ductile jusqu'au domaine cassant, est identifiée dans le mur du détachement. Chaque stade d'ouverture occasionne la précipitation de quartz et de calcite. Le fractionnement isotopique de l'oxygène des couples quartz-calcite précipités à la transition fragile-ductile, mesuré à la sonde ionique, passe de 2 à 5 ‰ dans une frange de 50 m vers la faille, soit une chute de température de ~150 °C. Le $\delta^{18}O$ de l'eau en équilibre avec ces couples passe de 15 à 0 ‰ dans cette même frange. Seules des circulations convectives de fluides surfaciques peuvent expliquer ces variations thermiques et isotopiques.

Un profil isotopique réalisé dans l'ombre de pression d'une pyrite montre une chute brutale du $\delta^{18}O$ de 3 ‰, entre deux maxima. Les inclusions fluides piégées dans des ombres de pression similaires, synchrones du cycle isotopique, montrent une forte fluctuation des isochores de stabilité. Les données isotopiques et microthermométriques, qui suggèrent une arrivée cyclique de fluides superficiels conjointe à des variations de la pression des fluides, concordent point à point avec les modèles de pompage sismique en domaine ductile initiés par la zone sismogénique sus-jacente.

Enfin, une comparaison des spectres infrarouge d'inclusions fluides piégées en faciès schiste vert et schiste bleu permet d'évaluer les propriétés mouillantes des fluides métamorphiques. A 400 °C, le pic d'absorption des liaisons OH des fluides piégés dans les inclusions schiste bleu est situé à 3475 cm^{-1}, tandis que celui des fluides schiste vert est à 3585 cm^{-1}. Plus fort est le nombre d'onde, plus l'agencement des molécules d'eau est désordonné, occasionnant des tensions d'interface fluide-grain faibles. Les fluides du faciès schiste vert ont donc une capacité à connecter la faible porosité des roches métamorphiques très supérieure à celle des fluides schiste bleu, et peuvent infiltrer le mur du détachement en cours d'exhumation, auparavant en système clos.

Ces interprétations permettent de proposer un modèle global de circulation à tous les étages d'un détachement, commandé –dans l'ordre de profondeur croissante- par la convection thermique, les cycles sismiques et la migration diffuse. Ce modèle synthétique résout le paradoxe qui consiste à introduire des fluides surfaciques -à pression hydrostatique- dans une croûte inférieure ductile à pression de pores lithostatique.

EXTENDED ABSTRACT

Fluid flow along mid-crustal shear zones has been extensively described on the structural, petrological and chemical aspects. Yet, quantitative parameters of deep fluid circulation, although of considerable importance for a real understanding of lithosphere shearing, are still poorly constrained at the present. We have combined structural investigation, ion probe $\delta^{18}O$ analysis and infrared microspectrometry on metamorphic veins in order to determine the timing of occurrence, temperature, source and mechanisms of fluid flow along an exhumed shear zone (Tinos Island, Cyclades, Greece).

Vein evolution at the ductile-brittle transition

Three main types of metamorphic veins have been recognised from field observation (Fig. 1). Type I veins are synfolial boudins stretched by ductile flow. Type II veins are vertical joints folded by late ductile deformation. Type III are brittle tension gashes. The three vein types represent a continuous set of structures from quasi-plastic to cataclastic deformation regime.

The volume concentration of each vein type has been estimated along a transect running toward the shear zone. Type I veins are homogeneously spread out on the whole island, whereas Type II and Type III veins concentration gradually increases toward the detachment, to form a connected network just below the fault surface. This feature suggests that the appearance of Type II veins is coeval with a drastic permeability increase in the footwall, while passing the ductile-to-brittle transition.

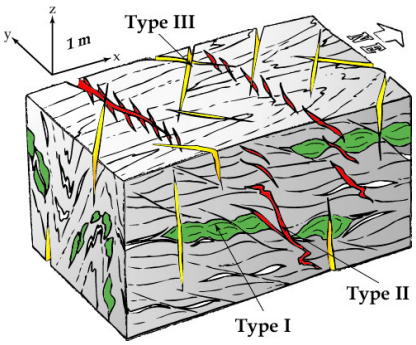


Fig. 1: Sketch of metamorphic veins generated during the ductile-to-brittle evolution of Tinos shear zone.

Thermal regime and fluid source

Type I and Type II veins have been collected for $\delta^{18}O$ thermometry, along a 200 m-long traverse under the detachment. On the basis of cathodoluminescence imaging, a succession of four generations of quartz and calcite presenting an equilibrium texture can be identified in these veins. Early quartz-calcite pairs 1 and 2, found in Type I veins, are plastically deformed, whereas quartz-calcite 3 and 4 (Type II) show evidences for deformation in the brittle regime. Micro-scale $\delta^{18}O$ analyses were carried out on each quartz-calcite pair using a Cameca IMS 1270 ion probe. Quartz-calcite 1 yields constant fractionation values, from which a temperature of 360 °C is calculated. In contrast, fractionation values of quartz-calcite 2 and 3 yield a steep cooling gradient of about 120 and 145 °C, respectively, along a distance of 72 m towards the detachment. Such a strong cooling is best interpreted as advective heat extraction by fluid flow along the detachment, during the ductile to brittle evolution.

Knowing the temperatures of quartz-calcite crystallisation, the source of fluids can be inferred by comparing the $\delta^{18}O$ values of the four quartz-calcite pairs (Fig. 2). H_2O in equilibrium with quartz-calcite 1 yields steady $\delta^{18}O$ of 15-20 ‰ for the fluid phase. In contrast, fluid isotopic composition in quartz-calcite 2 shifts from 20 to 10 ‰ when approaching the detachment. The $\delta^{18}O_{H2O}$ deplete is even more obvious in quartz-calcite 3 and 4, falling from 15 ‰ at 60 m to 0 ‰ at 1m below the detachment. The most likely reservoir for such a drastic ^{18}O deplete is oceanic

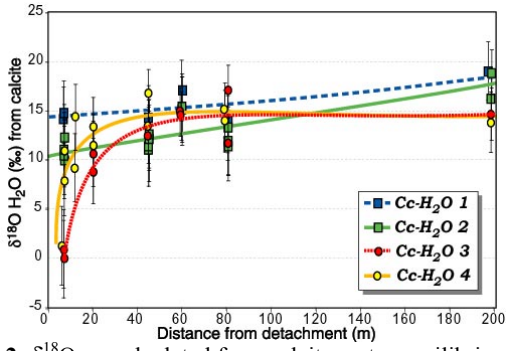


Fig. 2: $\delta^{18}O_{H2O}$ calculated from calcite-water equilibrium for generations 1, 2, 3 and 4 of quartz-calcite pairs, as a function from the distance to detachment.

or meteoric water. We thus interpret structural and isotope data as a result of progressive infiltration of surface-derived fluids into the

exhuming shear zone, promoted by permeability rise at the ductile-brittle transition.

Seismic pumping

Ion probe and fluid inclusion analyses have also been conducted on quartz-calcite strain fringes developing around pyrites in the mylonitic footwall of Tinos shear zone. A micro-scale traverse from the edge to the centre of one of the fringes reveals a periodic $\delta^{18}O$ fluctuation between 19 and 21 ‰. This shift is interpreted as episodic influx of externally-derived fluids into the shear zone through transient fracture permeability, interspersed by periods of closed system buffering by the wallrock. Primary fluid inclusions trapped in quartz and calcite show increasing salinities (0 to 4 wt% eq. NaCl) and decreasing densities from the edge to the centre of the fringes. Results are interpreted to reflect pressure variations from lithostatic to hydrostatic values in the time span of fringe growth (Fig. 3).

Oxygen isotope and fluid inclusion data are in excellent agreement with models of dilatancy pumping in shear zones triggered by earthquake cycles in the overlying seismogenic zone. We propose that seismic pumping was efficient in Tinos detachment beneath the ductile-brittle transition, and developed suction forces sufficient to drive the downward penetration of surface-derived fluids into the ductile crust.

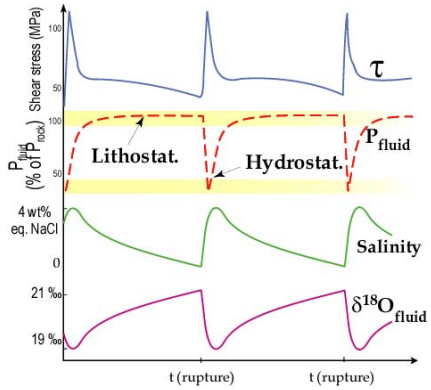


Figure 3: Seismic pumping model in the ductile regime, compared with fluid inclusion and isotope data.

Wetting properties of fluids

We have also studied the OH structure of metamorphic fluids by high temperature infrared (IR) microspectroscopy on natural fluid inclusions contained in Type I and Type II veins, over the temperature range 25-270 °C. Blueschist-facies veins (Type I) display H_2O-NaCl-$CaCl_2$-CO_2 inclusions whereas greenschist-facies veins (Type II) contains H_2O-NaCl±CO_2 inclusions. With heating, peak positions of OH stretching IR absorption bands increase quasi-linearly with slopes of 0.25 and 0.50 for inclusions trapped under blueschist and greenschist conditions, respectively (Fig. 4). Extrapolation to ~400 °C yield peak positions of 3475 cm^{-1} for blueschist inclusions and 3585 cm^{-1} for greenschist inclusions. Since the smaller wavenumber indicates the shorter hydrogen-bond distance between water molecules, fluids involved in the greenschist event have a "loose" structure compared to blueschist fluids. We suggest that these properties might correspond to a low wetting angle of fluids. This would explain the high mobility of infiltrating fluids predicted by stable isotope and fluid inclusion data. The low porosity level of metamorphic rock precluded the migration of local metamorphic fluids, whereas it formed a connected network for externally derived fluids, allowing their penetration into the system.

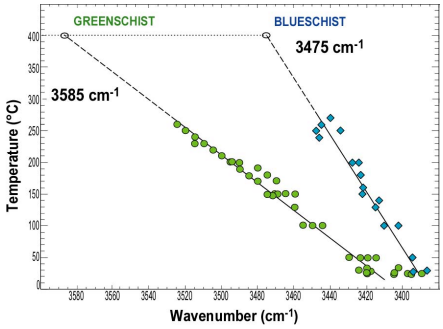


Fig. 4: Evolution of peak position of O-H IR spectra with temperature for fluid inclusions trapped in blueschist and greenschist facies conditions, with extrapolation to 400°C.

Model of fluid infiltration

By combining our conclusions from structural, oxygen isotope, fluid inclusion and microspectroscopic data, we propose a model of fluid circulation at all the stages of detachment evolution. Over the ductile-brittle transition, flow is triggered by thermal convection along the detachment, promoted by the high permeability level of the fractured footwall. Surface-derived fluids are drawn into the ductile shear zone by seismic pumping. Large-scale diffusion of infiltrated fluids into the quasi-plastic regime is enhanced by their high wetting character compared to local fluids. This model would have the advantage to reconcile geochemical observations and mechanical concepts, by solving the paradox of surface-derived fluid infiltration (at hydrostatic pore pressure level) in a ductile lower crust at lithostatic pore pressure.

TABLE DES MATIERES

Table des matières 1

Introduction 7

PREMIÈRE PARTIE : CIRCULATIONS DE FLUIDES DANS LA CROÛTE CONTINENTALE : L'ÉTAT DES CONNAISSANCES

Chapitre I : Caractérisation des fluides en domaine métamorphique 15

I. 1 Mise en évidence des flux 15

I. 2 Quantification des flux 17

I. 3 Modes de transfert de matière et de chaleur : modèle de Bickle & McKenzie (1987) 19

I. 4 Géométrie des circulations de fluides : classification d'Oliver (1996) 22

I. 4a) Systèmes fermés 22

I. 4b) Systèmes ouverts 24

I. 4 Bilan : transports de matière et de chaleur dans un système rocheux 26

Chapitre II : Perméabilité des roches métamorphiques 29

II. 1 La porosité 29

II. 1a) Définition 30

II. 1b) Porosité des roches métamorphiques 30

II. 2 Influence de la tortuosité 32

II. 3 Modèle de porosité-perméabilité des roches texturalement équilibrées : l'angle dihédral 33

II. 4 Perméabilité des roches non-équilibrées texturalement 36

II. 5 Profils de perméabilité-pression de fluides dans la croûte continentale 37

II. 5a) Modèles de la barrière de perméabilité dans une croûte au repos 38

II. 5b) profil de perméabilité continue dans une croûte en perturbation 40

II. 6 Bilan : profils de pression, porosité et perméabilité de la croûte continentale 41

Chapitre III : Forces responsables des circulations de fluides 43

III. 1 Mouvements de fluides engendrés par des gradients de charge hydraulique 43

III. 1a) Effet de la topographie : 44

III. 1b) Gradients de pression intersticielle 45

III. 2 Mouvements de fluides engendrés par un gradient de densité : La convection thermique 48

II. 3 Bilan : mécanismes de circulation dans les zones de cisaillement 52

DEUXIÈME PARTIE : PROPRIÉTÉS DES ZONES DE CISAILLEMENT EXTENSIVES LORS DE L'EXHUMATION DES DÔMES MÉTAMORPHIQUES : LE RÔLE DES FLUIDES

Chapitre I : Morphologie des zones de cisaillement ____ 59

I. 1 Structuration des zones de cisaillement lors de l'exhumation d'un dôme métamorphique ____ 59

I. 2 Les marqueurs du métasomatisme des zones de cisaillement ____ 62

I. 2a) Mobilité des éléments majeurs et traces ____ 62

I. 2b) Transformations minérales ____ 64

I. 2c) Altération isotopique ____ 65

I. 3 Influence des fluides lors de l'initiation d'un dôme métamorphique ____ 66

I. 4 Bilan : chronologie des circulations et de la déformation ____ 70

Chapitre II : A quel stade et jusqu'à quelle profondeur les fluides circulent-ils dans une zone de cisaillement extensive ? ____ 71

II. 1 L'origine des fluides : profonde ou superficielle ? ____ 71

II. 2 Les fluides traversent la transition rhéologique le long des détachements ____ 75

II. 3 Les détachements sont imperméables au-delà de la transition fragile-ductile ____ 76

II. 4 Bilan : deux interprétations d'une même signature isotopique ____ 78

TROISIÈME PARTIE : UN EXEMPLE DE CIRCULATION : LA ZONE DE CISAILLEMENT DE TINOS, CYCLADES, GRÈCE

Chapitre I : Etude d'une zone de cisaillement : Le détachement de Tinos ____ 85

I. 1 Contexte géodynamique : l'extension post-orogénique égéenne ____ 85

I. 1a) La chaîne hellénique anté-extension ____ 85

I. 1b) La géodynamique actuelle ____ 87

I. 1c) L'exhumation des ceintures métamorphiques et l'âge de l'extension ____ 89

I. 2 Cadre géologique du détachement fossile de l'île de Tinos ____ 90

I. 2a) Structure de l'île ____ 91

I. 2b) Caractéristiques du métamorphisme Tertiaire ____ 93

I. 2b) Asymétrie de la rétromorphose et de la déformation ____ 95

I. 3 Origine des fluides responsables de la rétromorphose : Bilan des études antérieures ____ 96

Chapitre II : Chronologie relative des veines métamorphiques ____ 99

II. 1 Evolution Sud-Ouest-Nord-Est des structures de la déformation ductile ____ 99

II. 2 Description et chronologie relative des veines métamorphiques ____ 105

II. 2a) Le stade V1 : les veines ductiles ____ 105

II. 2b) Le stade V2 : les veines de la transition ductile-cassant ____ 108

II. 2c) Le stade V3 : les veines cassantes ____ 111

II. 3 Mode d'ouverture des veines dans l'unité inférieure ____ 111

II. 4 Concentration des veines ductiles dans l'unité inférieure ____ 114

II. 5 Interprétation des veines en tant que marqueurs de la déformation et des circulations ____ 116

QUATRIÈME PARTIE : ORIGINE DES CIRCULATIONS ET CRÉATION DE PERMÉABILITÉ LE LONG DU DÉTACHEMENT DE TINOS

Présentation de l'article n°1 ____ **121**

1. Principe général ____ **121**

2. Choix du thermomètre isotopique ____ **122**

3. Equilibre textural et isotopique ____ **124**

4. Conclusions de l'article n°1 ____ **125**

Article n°1 ____ **127**

Abstract ____ **129**

1. Introduction ____ **129**

2. Geological settings ____ **130**

3. Metamorphic veins ____ **132**

3a) Ductile veins ____ *132*

3b) Ductile-to-brittle veins ____ *133*

3c) Late- to post-kinematic V3 veins ____ *136*

3d) Vein density ____ *137*

4. Methodology ____ **139**

4a) Sampling strategy ____ *139*

4b) Cathodoluminescence ____ *140*

4c) Oxygen isotope composition ____ *140*

5. Results ____ **142**

5a) Cathodoluminescence imaging ____ *142*

5b) Oxygen isotope composition and temperature estimates ____ *144*

6. Discussion ____ **147**

6a) Isotopic equilibrium ____ *147*

6b) Thermal regime ____ *148*

6c) Fluid source ____ *150*

6d) Mechanisms of fluid circulation ____ *153*

6e) Interpretation : The role of large-scale fluid infiltration in detachment evolution ____ *154*

7. Conclusions ____ **157**

Acknowledgments ____ **157**

Remarques complémentaires ____ **159**

1. Origine des fluides au stade V3 ____ **159**

2. La barrière de perméabilité de la transition fragile-ductile ____ **160**

3. Les transports de chaleur sont-ils advectifs ? ____ **162**

4. La convection thermique est-elle réalisable ? ____ **162**

CINQUIÈME PARTIE : PÉNÉTRTATION DES FLUIDES DANS LA CROÛTE DUCTILE : POMPAGE PAR DILATANCE CYCLIQUE

Présentation de l'article n°2 166
1. Application du modèle de pompage sismique aux détachements 167
2. Principe général 168
3. Stade de formation des ombres de pression. 169
4. Conclusions de l'article n°2 169

Article N°2 173
Abstract 175
1. Introduction 175
2. Tinos shear zone 176
3. Experimental procedures 177
3a) Samples preparation 177
3b) Oxygen isotope micro-analysis 178
3c) Microthermometry 178
4. Results 179
4a) Micro-textures 179
4b) Oxygen isotope composition 181
4c) Microthermometric data 183
5. Discussion 186
5a) Fluid movement recorded by oxygen isotope data 186
5b) Fluid salinity variations 187
5c) Pore pressure fluctuations 188
5d) Dilatancy pumping in extensional detachment shear zones 189
6. Conclusion 191
Acknowledgements 192

SIXIÈME PARTIE : INFLUENCE DE LA COMPOSITION DES FLUIDES SUR LA POROSITÉ INTERCONNECTÉE DES ROCHES MÉTAMORPHIQIES

Présentation de l'article n°3 194
1. Microspectroscopie Infrarouge et Micro-Raman 195
2. Principe général 196
3. Variations du spectre IR de l'eau pure avec la température 197
4. Variation du spectre IR avec la composition des solutions aqueuses 198
5. Comparaison avec le comportement de l'angle dihédral 200
6. Conclusions de l'article n°3 202

Article n°3 203
Abstract 205
1. Introduction 205

2. Geological settings ____ **206**
2a) Aegean Sea ____ *206*
2b) Tinos Geology ____ *207*
2c) Sample description ____ *209*
2d) Fluid Inclusions ____ *211*
3. Methods ____ **213**
4. Results ____ **213**
4a) IR spectra of different fluid inclusions at room temperature ____ *213*
4b) Change of IR spectra of fluid-inclusions with temperature ____ *214*
5. Discussion ____ **217**
5a) O-H bands in IR spectra ____ *217*
5b) O-H bands at room temperature ____ *217*
5c) O-H bands at high temperature ____ *218*
5d) Relation between IR O-H bands and dihedral angles ____ *220*
5e) Fluid natures during metamorphism and deformation ____ *220*
6. Conclusion ____ **222**
Acknowledgement ____ **222**

SYNTHÈSE : VERS UN MODÈLE DE CIRCULATION LE LONG D'UN DÉTACHEMENT

Synthèse et discussion ____ **227**
1. Caractéristiques des circulations ____ **227**
1a) L'écoulement est chenalisé ____ *227*
1b) Les fluides sont d'origine surfacique ____ *228*
1c) L'infiltration est arrêtée par la transition fragile-ductile ____ *229*
1d) La convection thermique ____ *229*
2. Mécanismes d'infiltration ____ **230**
2a) Infiltration passive par création de perméabilité ____ *230*
2b) Infiltration dynamique par pompage cyclique ____ *231*
3. Bilan ____ **232**
4. discussion ____ **234**
4a) Le paradoxe perméabilité-pression en période intersismique ____ *234*
4b) Interconnexion du système hydrologique à la rupture ____ *237*
4c) vers un modèle conceptuel de flux alternés ____ *237*
4c) Conséquences mécaniques : Le jeu d'une faille normale faible ____ *238*

Conclusion ____ **239**
Les fluides jouent-ils un rôle actif à l'initiation d'un détachement ? ____ **239**
Perspectives : étudier l'actuel ! ____ **240**

Références ____ **243**

Annexe 1 : Calculs d'erreur sur la température et la composition isotopique de l'eau __ 265

1. Erreur sur la température _____ 265

2. Erreur sur la composition isotopique de l'eau _____ 266

Annexe 2 : Carte de localisation des échantillons _____ 269

Annexe 3 : Données de sonde ionique _____ 271

Echantillon "V1.1" _____ 271

Echantillon "V1.2" _____ 272

Echantillon "V1.3" _____ 272

Echantillon "V1.4" _____ 274

Echantillon "V1.5" _____ 274

Echantillon "Ti.137a" _____ 274

Echantillon "V2b.1" _____ 276

Echantillon "V2b.2" _____ 276

Echantillon "V2b.3" _____ 276

Echantillon "V2b.4" _____ 278

Echantillon "V2b.5" _____ 278

Echantillon "V2b.6" _____ 278

Echantillon "V2b.7" _____ 279

Echantillon "V2b.8" _____ 279

Echantillon "V2b.9" _____ 279

Annexe 4 : Données isotopiques publiées sur Tinos _____ 281

Unité Inférieure _____ 281

Unité supérieure _____ 284

Monzogranite principal _____ 285

Analyses de veines métamorphiques par fluorination (Famin et al., 2000) _____ 285

Annexe 5 : Transferts de chaleur par convection _____ 287

Annexe 6 : Données microthermométriques _____ 289

Echantillon "Ti.137c" _____ 289

Echantillon "Ti.137b" _____ 292

Echantillon "Sample IV" _____ 295

INTRODUCTION

"Throughout the southwestern United States there is a close geographic correspondence between tilted tertiary rocks, low-angle normal faults, and extreme potassic hydrothermal alteration" (Bartley & Glazner, 1985).

Depuis l'étude détaillée de l'extension Tertiaire du Basin and Range au cours des années 80, les zones de cisaillement crustales sont unanimement reconnues comme étant le lieu privilégié de migrations de fluides à grande échelle dans la croûte continentale moyenne (10-15 km). En témoigne le métasomatisme intense des mylonites et des brèches qui coiffent les dômes métamorphiques exhumés (Chapin & Glazner, 1983).

Un consensus est en revanche très loin d'être établi en ce qui concerne l'origine, la polarité, la profondeur et les mécanismes de circulation des fluides au sein d'un détachement. Conceptuellement, la croûte inférieure ductile est assimilable à une couche imperméable (Etheridge et al., 1984). Les pores sont supposés se fermer par fluage, diminuant la perméabilité et augmentant la pression de fluides jusqu'à la valeur de la pression lithostatique (Kerrich et al., 1984). Dans un tel contexte, la transition fragile-ductile doit représenter une barrière hydrologique infranchissable à l'infiltration en profondeur de fluides surfaciques. Les fluides sont arrêtés à la fois par les faibles perméabilités et par les gradients de charge hydraulique.

La grande majorité des roches exhumées du Sud-Ouest des Etats Unis présente pourtant la trace isotopique d'un hydrothermalisme alimenté par des fluides d'origine superficielle (Axen & Selverstone, 1994). Une question cruciale se pose donc : ***Quelle est la profondeur réelle de pénétration des fluides surfaciques? La barrière de perméabilité correspondant à la transition rhéologique est-elle franchie?***

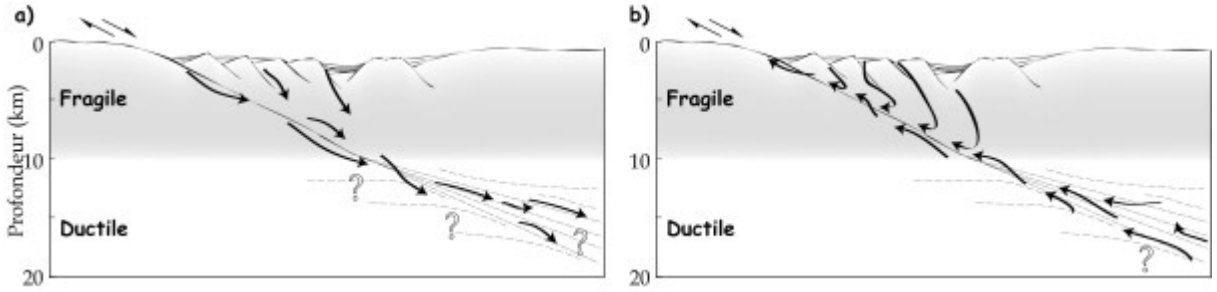


Figure 1 : *Modèles hydrologiques de circulation des fluides au travers d'un détachement crustal. a) circulation descendante; les fluides franchissent la transition fragile-ductile. b) Circulation ascendante. Les fluides superficiels sont arrêtés par la transition rhéologique, et les circulations profondes ont une origine interne.*

Selon la réponse, deux modèles antagonistes de circulation sont concevables (Fig. 1). Dans le premier, la transition fragile-ductile est outrepassée, et la zone de cisaillement constitue un couloir permettant l'incursion des fluides superficiels dans la croûte inférieure (Fricke et al., 1992, Wickham & Peters, 1992 par exemple, Fig. 1a). Quels sont alors les mécanismes qui permettent la création de perméabilité et le franchissement du gradient de charge hydraulique? Dans le second modèle, les fluides surfaciques sont arrêtés par la transition rhéologique (Axen, 1992, Morrison, 1994, Reynolds & Lister, 1987 par exemple, Fig. 1b). Il faut dans ce cas justifier le métasomatisme des mylonites ductiles par la circulation ascendante de fluides d'origine interne (magmatique, métamorphique?).

Dans ce mémoire, nous tenterons de trancher entre ces deux modèles hydrologiques, sur l'exemple du détachement fossile de l'île de Tinos (Cyclades, Grèce). Les dômes métamorphiques égéens constituent un terrain idéal pour l'étude des circulations de fluides en domaine métamorphique. A l'instar de leurs équivalents californiens, les conditions d'affleurement y sont exceptionnelles et les caractéristiques structurales, pétrologiques et temporelles très bien contraintes. Ces dômes n'ont pourtant jamais fait l'objet d'une analyse détaillée des relations fluides-détachements. ***L'étude présentée ici vise à déterminer la nature, l'origine et la profondeur des fluides mis en jeu durant l'exhumation égéenne.*** La vocation de ce travail est donc axée sur trois objectifs :

- ***Un objectif régional.*** Combinée aux travaux antérieurs, cette étude permet la comparaison fine d'un détachement égéen avec les détachements californiens, intégrée sur l'ensemble des connaissances structurales, pétrologiques et hydrologiques.
- ***Un développement méthodologique.*** En plus de l'analyse structurale des veines métamorphiques et de la microthermométrie des inclusions fluides, les dernières générations de sondes ioniques et de spectromètres infrarouges sont employées pour la première fois à l'étude du métasomatisme des zones de cisaillement.
- ***Une compréhension conceptuelle.*** Nous proposerons, à partir des résultats, une solution aux contradictions inhérentes aux détachements, en élaborant un modèle synthétique de circulation qui raccorde les observations structurales et géochimiques aux concepts hydrologiques et mécaniques.

Ces objectifs se situent en amont d'un cadre de recherche plus large : selon les modèles rhéologiques actuels, seules des interactions fluides/roche peuvent justifier la localisation des bandes de cisaillement à la transition fragile-ductile, où la croûte continentale est pourtant censée être la plus résistante. Comprendre d'où et comment arrivent ces fluides est crucial pour décrire la formation d'un détachement.

Les arguments exposés ci-dessous couvrent le champ de plusieurs disciplines des géosciences. Pour cette raison, il nous a paru justifié de développer deux parties de synthèse bibliographique, malgré le surcroît de texte occasionné. Loin d'être exhaustives, ces parties

visent à relier les différents concepts qui sous-tendent la thématique des détachements, et tentent d'introduire une réflexion sur les circulations de fluides en domaine profond.

- **La première partie** dresse un bilan des connaissances sur les paramètres que nous tenterons de contraindre dans ce mémoire : la perméabilité, la pression de pores, et les forces à l'origine des transferts de masse dans la croûte profonde.
- **La deuxième partie** pose le problème concrètement, et établit la connexion entre les connaissances structurales, géochimiques et mécaniques sur les détachements extensifs.

Les parties suivantes s'attachent à répondre graduellement aux questions que pose la présence de fluides en domaine métamorphique. Trois d'entre elles sont présentées sous forme d'articles en anglais (en cours de publication). Ce type de présentation présente l'avantage de la concision, malgré la part inévitable de redites qu'elle comporte. Pour simplifier la lecture, les références des articles sont placées en fin de mémoire.

- **La troisième partie**, essentiellement structurale, relie les indices circulations au mode de déformation, ductile ou cassante, subi par le dôme de Tinos au cours de son exhumation. A ce titre, les veines métamorphiques sont les meilleurs marqueurs de la présence passée des fluides comme des changements de rhéologie. Leur étude constitue donc le bâti de ce travail.
- **La quatrième partie** répond aux questions cruciales qui permettent une étude plus poussée des circulations. Quelle est l'origine des fluides et la polarité –ascendante ou descendante- des circulations? Quelle est la profondeur d'infiltration en regard de la rhéologie des roches en cours d'exhumation? Quelle est l'évolution dans l'espace et dans le temps de la géométrie du couloir emprunté par les fluides? La géologie structurale, l'analyse microtexturale et la thermométrie isotopique haute résolution sont appliquées sur les veines pour répondre à ces questions. Le modèle de circulation est choisi dans cette partie.
- **La cinquième partie** résout un paradoxe soulevé par les résultats précédents et tente de décrire les forces qui génèrent le mouvement de fluides en domaine ductile. La géochimie isotopique est cette fois combinée à l'analyse des inclusions fluides piégées pendant le jeu du détachement pour tester les modèles de pompage cyclique en contexte ductile.
- **La sixième partie** propose une explication pour concilier observations de terrains (des fluides étrangers envahissent le dôme métamorphique en domaine ductile) avec les concepts de perméabilité profonde (les roches profondes sont imperméables et évoluent en système chimiquement clos). Cette explication s'appuie sur un développement méthodologique de la microspectroscopie infrarouge, appliquée pour la première fois au métasomatisme des zones de cisaillement.
- Enfin, **la septième et dernière partie** fait la synthèse des résultats aux différentes échelles d'espace et de temps, et aux différentes stades de l'évolution d'une zone de cisaillement ductile en détachement cassant. Ces résultats sont replacés et intégrés dans une discussion visant à associer les observations géologiques, géochimiques et géophysiques aux considérations mécaniques de l'initiation et de l'évolution d'un détachement.

Les données brutes sont disponibles en fin de mémoire dans un chapitre d'annexes.

PREMIERE PARTIE

CIRCULATIONS DE FLUIDES DANS LA CROUTE CONTINENTALE,

L'ETAT DES CONNAISSANCES

Chapitre I : Caractérisation des fluides en domaine métamorphique _____ 15

I. 1 Mise en évidence des flux _____ 15

I. 2 Quantification des flux _____ 17

I. 3 Modes de transfert de matière et de chaleur : modèle de Bickle & McKenzie (1987)_____ 19

I. 4 Géométrie des circulations de fluides : classification d'Oliver (1996) _____ 22

I. 4a) Systèmes fermés_____ 22

I. 4b) Systèmes ouverts _____ 24

I. 4 Bilan : transports de matière et de chaleur dans un système rocheux_____ 26

Chapitre II : Perméabilité des roches métamorphiques _____ 29

II. 1 La porosité _____ 29

II. 1a) Définition _____ 30

II. 1b) Porosité des roches métamorphiques _____ 30

II. 2 Influence de la tortuosité _____ 32

II. 3 Modèle de porosité-perméabilité des roches texturalement équilibrées : l'angle dihédral ___ 33

II. 4 Perméabilité des roches non-équilibrées texturalement _____ 36

II. 5 Profils de perméabilité-pression de fluides dans la croûte continentale_____ 37

II. 5a) Modèles de la barrière de perméabilité dans une croûte au repos _____ 38

II. 5b) profil de perméabilité continue dans une croûte en perturbation _____ 40

II. 6 Bilan : profils de pression, porosité et perméabilité de la croûte continentale_____ 41

Chapitre III : Forces responsables des circulations de fluides _____ 43

III. 1 Mouvements de fluides engendrés par des gradients de charge hydraulique_____ 43

III. 1a) Effet de la topographie :_____ 44

III. 1b) Gradients de pression intersticielle_____ 45

III. 2 Mouvements de fluides engendrés par un gradient de densité : La convection thermique __ 48

II. 3 Bilan : mécanismes de circulation dans les zones de cisaillement_____ 52

L'écoulement permanent d'un fluide compressible en milieu poreux est régi par la loi de Darcy[1] *:*

$$\vec{q} = -\frac{\overline{\overline{k}}}{\mu}.\vec{\nabla}H \qquad \text{(I.1)}$$

où $\vec{q}$ *est le flux spécifique (*$m^3_{fluide}/(m^2.s)$*), c'est-à-dire le volume de fluide écoulé par unité de temps au travers d'une surface unitaire,* $\overline{\overline{k}}$ *est le tenseur de perméabilité intrinsèque (*m^2*),* μ *est la viscosité dynamique du fluide (Pa.s) et* $\vec{\nabla}H$ *est le gradient de pression motrice (Pa/m) engendré par la gravité et les gradients de pression. L'écoulement en milieu poreux dépend donc des propriétés de la roche imprégnée d'une part, et de celles du fluide imprégnant d'autre part. Dans la croûte continentale supérieure cassante, les lois qui relient ces propriétés sont calées par l'observation directe ou par l'expérience. Au-delà de la transition fragile-ductile, en contexte métamorphique, les mécanismes de circulation ne sont accessibles à l'analyse que par des arguments indirects d'ordre géochimique ou structural.*

Cette première partie introduit ces arguments, et présente une synthèse des connaissances sur les circulations de fluides en domaine profond. Le formalisme mathématique des processus physico-chimiques a été volontairement écarté[2]*. Les concepts qui sont introduits et développés qualitativement ci-dessous servent de point de départ aux raisonnements exposés dans les parties II, III et IV. Pour cette raison, de fréquentes allusions sont faites aux objets géologiques (structuraux et isotopiques) étudiés dans cette thèse.*

Le plan de cette première partie respecte l'ordre des différents termes de la loi de Darcy (Eq. I.1) : le premier chapitre a trait à la mise en évidence, à la quantification et à la caractérisation des flux d'éléments volatils en domaine métamorphique. Le chapitre II est consacré à la perméabilité des roches et à son évaluation en profondeur. Enfin, le chapitre III passe en revue les forces susceptibles de générer la circulation des fluides en domaine profond.

[1] Si les mouvements de fluides par advection sont prépondérants par rapport aux mouvements par diffusion.

[2] pour une description mathématique des phénomènes hydrogéologiques profonds, se référer à l'ouvrage de Ingebritsen & Sanford (1998).

CHAPITRE I :

CARACTERISATION DES CIRCULATIONS EN DOMAINE METAMORPHIQUE

La présence ubiquiste d'eau ou d'autres éléments volatils au cours du métamorphisme des roches crustales est établie depuis le dix-neuvième siècle. Les pertes d'eau par dévolatilisation subies par les roches de surface lors du métamorphisme prograde, et les mécanismes de remplissage de veines par précipitation des minéraux à partir d'une phase fluide sont déjà connus à cette époque (Dana, 1863). Au cours des années 1950 les pétrologues ont pris conscience de l'importance des fluides dans les réactions métamorphiques, lorsqu'il fut démontré que les équilibres minéralogiques dépendent de la composition des fluides autant que de la pression et de la température (Greenwood, 1961). Cependant, l'existence de transports d'éléments volatils à l'échelle kilométrique au sein de la croûte profonde ne s'est imposée qu'au cours des années soixante, avec l'avènement de la géochimie isotopique. Le plan du présent chapitre suit le cheminement des avancées scientifiques dans le domaine des circulations profondes, en détaillant la mise en évidence, puis la quantification et enfin la modélisation des flux de matière en contexte métamorphique. Ces concepts trouveront leur application directe dans les parties III, IV et V de ce mémoire.

I. 1 Mise en évidence des flux

Taylor (1968) a démontré que la grande variabilité de composition en isotopes de l'oxygène des roches intrusives s'explique par des échanges en ^{18}O et en ^{16}O entre la roche et un réservoir d'eau météorique à haute température. Le degré d'interaction eau/roche, calculé à partir de la composition en isotopes de l'oxygène d'une roche, fut introduit par Sheppard et al. (1969) pour estimer la quantité d'eau ayant interagi avec la roche en question. Ce coefficient s'est par la suite généralisé à tous types de fluides aqueux ou carbonés. Le degré d'interaction fluide/roche (F/R) est établi par le rapport des différences de rapport isotopique entre l'état final ($\delta^{18}O_f$) et initial ($\delta^{18}O_i$) de la roche (r) et du fluide (fl). Son calcul implique donc la connaissance de la source du fluide, de la composition isotopique du

protolite et de la température à laquelle ont eu lieu les échanges. Dans le cas d'un système fermé (défini en fin de chapitre), l'expression de F/R est

$$F/R_{syst.\ fermé} = \frac{d^{18}O_f^r - d^{18}O_i^r}{d^{18}O_i^{fl} - d^{18}O_f^{fl}} \qquad \text{(I.2)}$$

et

$$F/R_{syst.ouvert} = \ln(F/R_{syst.\ fermé} + 1) \qquad \text{(I.3)}$$

pour un système ouvert. F/R est nul pour une roche intacte, et égal à 1 lorsque la quantité de fluide ayant interagi égale la quantité de roche affectée. Depuis la publication de Sheppard et al. (1969), un nombre croissant d'études isotopiques a fait état de F/R supérieurs à 1 au cours des années soixante-dix. Certaines publications rapportent des F/R compris entre 0.8/1 et 8/1 en domaine de métamorphisme épizonal (Taylor & Forester, 1971 ; Taylor, 1974, 1977). En contexte de métamorphisme régional, Fyfe et al. (1978) et Wickham & Taylor (1985) ont calculé des F/R allant de 1/2 à 3/1. Les zones de cisaillement ductile sont le théâtre de circulations particulièrement intenses où des rapports compris entre 3/1 et 300/1 ont été déterminés (Kerrich et al., 1984 ; McCaig, 1984 ; Kerrich & Rehrig, 1987).

Parallèlement, d'autres auteurs (Beach & Fyfe, 1972 ; Kerrich et al., 1977 ; Ferry, 1978, 1986) ont utilisé l'avancement de certaines réactions chimiques (oxydation, déshydratation-décarbonatation, paragenèses du métasomatisme) pour calculer un degré d'interaction fluide/roche chimique ou minéralogique. Les résultats se révélèrent être du même ordre de grandeur que leur équivalent isotopique. Enfin, l'analyse chimique comparée de mylonites et de leur protolite ou de veines métamorphiques et de leur encaissant a été employée pour mettre en évidence le lessivage et la migration des éléments traces et majeurs lors du passage de quantités importantes de fluides (Beach, 1976). Rumble et al. (1982) sont les premiers à avoir conjointement utilisé les techniques pétrologiques et isotopiques pour montrer que des informations concordantes sur les circulations de fluides au cours du métamorphisme pouvaient être obtenues à partir de réactions fluides/roche différentes.

Les études indépendantes faisant appel aux techniques isotopiques, pétrologiques et géochimiques dans des contextes géodynamiques très variés convergent donc vers la constatation suivante : les roches de la croûte continentale inférieure subissent au cours du métamorphisme des interactions avec une ou plusieurs phases fluides, en quantité parfois très supérieure au volume de roche. Les bilans de masse montrent que les quantités de fluides mises en jeu excèdent de loin les volumes produits par déshydratation des roches (Voir les synthèses de Wood & Walther, 1986, Rumble, 1994 et Young, 1995). **L'existence de**

flux d'éléments volatils à grande échelle est la seule explication à de telles interactions (Bebout & Barton, 1993 par exemple).

I. 2 Quantification des flux

Si le degré d'interaction fluide/roche révèle l'existence de flux intra-crustaux à toutes les échelles, en revanche il ne documente ni les quantités de fluides mises en jeu, ni la direction des flux. La quantité de fluides en circulation dans un milieu poreux peut être reliée à l'avancement d'une réaction chimique[1]. Parce que la roche altérée ne renseigne que sur la composition finale, le flux ainsi calculé représente l'effet total des circulations de fluides sur la composition minéralogique ou isotopique de la roche au cours du temps.

Le calcul des flux intégrés s'effectue à partir de la forme des fronts de réaction[2] minéralogique, chimique ou isotopique (Fig. I.1). La forme du front renseigne sur la quantité de fluides réactants. Le calcul fait nécessairement intervenir des modèles de transport d'éléments ou d'isotopes, pour estimer les constantes de diffusion (coefficient de diffusion) et d'advection (perméabilité). De nombreux modèles de diffusion ont été établis en fonction du contexte géologique. On peut citer pour mémoire les travaux de Ganor et al. (1989 ; 1991) ou Wada et al. (1998) qui ont appliqué la théorie chromatographique aux dômes métamorphiques.

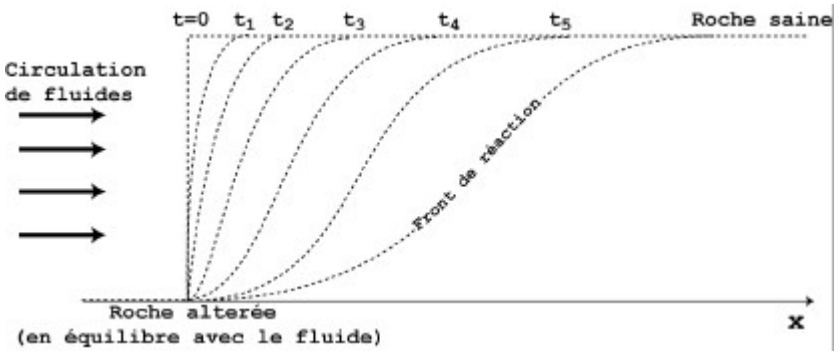


Figure I.1 : *Schéma d'évolution chromatographique d'une réaction chimique ou isotopique entre le fluide en circulation et la roche encaissante. La forme du front de réaction est liée à la quantité de fluides ayant circulé.*

Le concept de flux intégré dans le temps (cm^3_{fl}/cm^2_r) a d'abord été élaboré par Baumgartner & Rumble (1988) pour les isotopes stables, puis généralisé par Baumgartner & Ferry (1991), Ferry & Dipple (1991) et Dipple & Ferry (1992) à tous les types de réactions

[1] En supposant vérifiée l'hypothèse de la conservation de la masse.
[2] La théorie « chromatographique ».

fluide/roche sous un gradient de pression et de température, en supposant l'équilibre thermodynamique atteint et les phénomènes de diffusion/dispersion négligeables. Ces auteurs ont calculé des flux intégrés de l'ordre de ~10^6 cm^3_{fl}/cm^2_r dans les contextes de métamorphisme de contact et régional (pour les faciès schiste vert à amphibolite), ~10^7 cm^3_{fl}/cm^2_r dans certaines zones de cisaillement ductile, et jusqu'à 10^9 cm^3_{fl}/cm^2_r à travers des réseaux de veines métamorphiques (voir la synthèse de Ferry, 1994).

Plusieurs raffinements ont été ajoutés au modèle pour quantifier les flux intégrés dans le temps, incluant les effets de la diffusion (Bickle & Baker, 1990) et de la cinétique des réactions chimiques (Lasaga & Rye, 1993 ; Baker & Spiegelman, 1995). Le signe des termes de l'équation de conservation de la masse donne le sens du flux dans les modèles de Ferry & Dipple (1991) et Dipple & Ferry (1992). **Sous les gradients de pression et de température du métamorphisme de contact ou du métamorphisme régional, les flux calculés par ces modèles sont invariablement dirigés vers les plus fortes températures.**

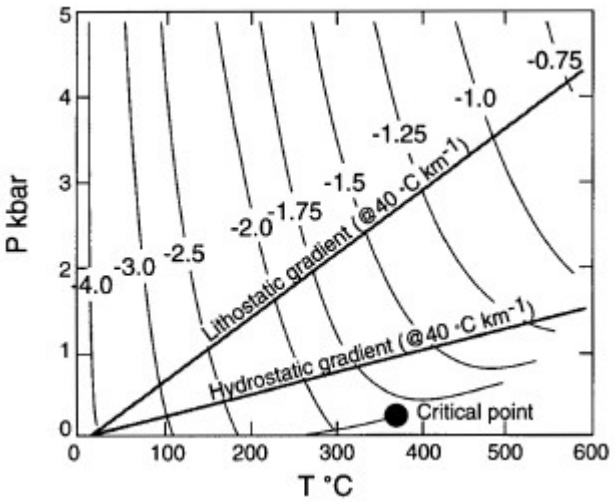


Figure I.2 : *Diagramme pression-température montrant les isoplethes des concentrations de silice dans une solution aqueuse en équilibre avec le quartz. Pour la majorité des gradients crustaux, la solubilité de la silice augmente avec la profondeur. D'après Walther & Helgeson (1977).*

Indépendamment de l'analyse des fronts de réaction chimique ou isotopique, Spear (1993) a proposé d'utiliser la précipitation de veines à quartz pour déterminer des flux intégrés. La solubilité du quartz dans l'eau augmente avec la température et la pression (Fig. I.2). En dehors de conditions oxydo-réductrices particulières, la grande majorité des veines métamorphiques à quartz se forme donc lors d'une circulation de fluides vers les températures et/ou pressions décroissantes (Walther & Orville, 1982). Spear (1993) a calculé les volumes d'eau requis pour permettre la précipitation du quartz dans des veines de taille connue sous un gradient de température et de pression imposé. Les quantités estimées sont énormes (0.33×10^6 litres pour une veine d'1 cm d'épaisseur). Cependant, les calculs négligent les transports de silice par diffusion, qui provoquent la croissance de veines métamorphiques dans de faibles quantités de fluides en système fermé (voir I.§I 4) (Yardley & Bottrell, 1992).

Les mécanismes qui réutilisent les fluides en tant que vecteurs ne sont pas non plus pris en compte (Philippot & Selverstone, 1991). Une forte concentration de veines à l'affleurement est certainement le signe d'interactions fluide/roche mais leur quantification reste controversée (voir les discussions de Yardley, 1983 ; 1984) car l'échelle de transport des éléments précipités est difficile à déterminer.

La notion de flux intégré dans le temps souffre d'une ambiguïté majeure : le même flux intégré peut provenir d'une circulation forte dans un intervalle de temps limité, comme d'une circulation de faible amplitude dans un laps de temps plus long. En d'autres termes, le flux intégré ne renseigne aucunement sur les processus dynamiques mis en jeu. Il n'est donc pas possible de remonter aux vitesses d'écoulement de manière univoque à partir des flux intégrés. Par ailleurs, l'hypothèse de l'équilibre thermodynamique est très rarement vérifiée dans le cas des systèmes ouverts, qui caractérisent la majeure partie des circulations crustales de grande ampleur (Gregory et al., 1989).

Les modèles les plus récents (Lasaga et al., 2001) tentent de pallier ces problèmes en faisant intervenir la cinétique des réactions d'altération du métasomatisme en régime stationnaire (et non plus à l'équilibre). Ces modèles relient la forme des fronts de réaction au flux instantané des fluides ($m^3_{fl}/m^2_r.s$) et non plus au flux intégré. A l'heure actuelle, trop de données expérimentales sur les cinétiques de réaction en milieu naturel manquent toutefois pour permettre de quantifier ces vitesses.

Dans un modèle cinétique en régime permanent, le flux n'est plus imposé par le gradient de température, mais par les modes de transfert de masse (diffusion ; advection) et de chaleur (conduction ; advection ; Lasaga & Rye, 1993 ; Lasaga et al., 2001). **L'importance de chacun de ces modes de transport de matière et de chaleur est fonction de l'échelle des circulations.**

I. 3 Modes de transfert de matière et de chaleur : modèle de Bickle & McKenzie (1987)

Lorsqu'une ou plusieurs phases fluides migrent au sein du milieu poreux rocheux, les composés chimiques et la chaleur sont transportés (1) par diffusion/conduction à travers le squelette solide, (2) par diffusion/conduction à travers la ou les phases fluides et (3) par advection, c'est-à-dire par mouvement du ou des fluides par rapport au squelette solide[1]. L'importance relative de chacun de ces modes de transport est fonction des coefficients de diffusion, de la vitesse d'écoulement, du coefficient de partitionnement de la chaleur ou du composé entre le fluide et le solide, et des échelles de temps et de distance considérées.

[1] Dans ce qui suit, l'échange de chaleur entre la phase solide et la ou les phases fluides est supposé instantané. Il n'existe donc qu'une seule température à l'échelle microscopique dans le milieu poreux.

La prépondérance des phénomènes de diffusion/conduction ou d'advection en fonction des différents paramètres a été modélisée par Bickle & McKenzie (1987) pour les roches métamorphiques. Les caractéristiques de l'écoulement au sein d'un milieu poreux peuvent être décrites par une grandeur adimensionnelle, le nombre de Peclet (Pe), défini par le rapport des transports totaux et des transports effectués par diffusion. Le nombre de Peclet thermique (Pe_T) qui décrit la migration de chaleur dans un matériau sur une distance L, est donc :

$$Pe_T = \frac{C_p r q L}{K_m} \tag{I.4}$$

où C_P, ρ et q sont respectivement la capacité calorifique, la masse volumique et le flux instantané du fluide, K_m est la conductivité thermique du milieu poreux. De manière analogue, un nombre de Peclet peut être défini pour le transport d'un composé (Pe_c) :

$$Pe_c = \frac{qL}{fD} \tag{I.5}$$

où ϕ est la porosité (voir I.§II) et D est le coefficient de diffusion efficace du composé dans le système (roche + fluide), fonction des coefficients de diffusion dans chacune des phases.

Le nombre de Peclet (Pe) varie de 0 à ∞ suivant les valeurs de chacun des paramètres. Lorsque Pe est faible les transports sont dominés par les phénomènes de conduction de chaleur et de diffusion de soluté. Dans le cas des roches crustales, le gradient géothermique conductif est peu perturbé par la circulation. Lorsque Pe, croît les phénomènes d'advection ne sont plus négligeables et affectent les profils de température et de concentration en soluté. Au-delà de Pe = 10, le transport est dominé par l'advection.

Les coefficients de conductivité thermique sont bien plus élevés que les coefficients de diffusivion des espèces chimiques quelles qu'elles soient. Par conséquent, le flux instantané q requis pour atteindre Pe_T = 10 (nécessaire pour transporter la chaleur par advection) est beaucoup plus élevé que le flux requis pour transporter une espèce chimique par advection (Pe_c = 10). Cette subdivision est illustrée sur la Figure I.3 où les régions séparant les transports advectifs des transports diffusifs/conductifs sont reportées en fonction du flux instantané de fluide et de l'échelle de transport considérée. Trois domaines sont individualisés : (1) un domaine où la chaleur et le soluté sont transportés par conduction/diffusion (Pe_c < 10), (2) un domaine ou les transports de chaleur s'effectuent par conduction tandis que les transports de solutés s'effectuent par advection (Pe_T < 10, Pe_c > 10) et (3) un domaine où chaleur et soluté sont transportés par advection. Les courbes sont établies pour le transport de la chaleur, d'un élément "compatible" (présent dans la roche et

le fluide) et "incompatible" (partitionné entièrement dans le fluide) en 1 million d'années, en supposant une porosité de 0.1 %. Les variations des différents paramètres selon les contextes géologiques n'altèrent pas la géométrie du diagramme.

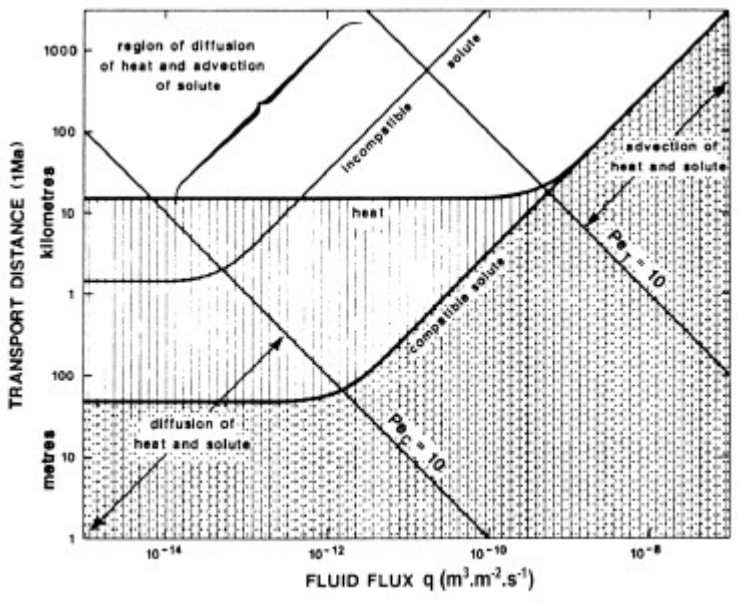


Figure I.3 : *Distance de transport en 1 Ma de la chaleur, d'un élément "compatible" (c'est-à-dire présent dans les phases fluide (fl) et solide (r) tel que* $C_r.r_r/C_{fl}.r_{fl} = 1$, *C étant la concentration de l'élément et* r *la densité de la phase), et d'un élément "incompatible" (absent dans la roche), en fonction du flux de matière q calculé avec une porosité de 0.1 %. La courbe de l'élément compatible est celle de l'oxygène, avec une diffusivité efficace* $D = 10^{-11}$ m^2/s. *Conductivité thermique* $K_m = 10^{-6}$ m^2/s. *La surface délimitée par des points noirs est la région de transport de l'élément compatible (ici l'oxygène). Les traits verticaux donnent la région de transport de chaleur (d'après Bickle & McKenzie, 1987).*

Les conséquences géologiques du modèle de Bickle & McKenzie (1987) sont les suivantes : les traceurs les plus rapidement transportés sont les composés "incompatibles" et les éléments partitionnés essentiellement dans la phase fluide. Par ailleurs, en dessous de $Pe_T = 10$, la chaleur voyage plus vite que l'élément oxygène, parce que la conductivité thermique efficace est cinq ordres de grandeur plus grande que le coefficient de diffusion efficace de l'oxygène. En dessous d'un seuil de flux et de distance de transport ($Pe_T < 10$), l'altération du rapport des isotopes de l'oxygène dans la roche ne provoque pas de perturbation thermique importante. En revanche au-dessus de $Pe_T = 10$, chaleur et oxygène parcourent la même distance dans le temps imparti. **Le transport de chaleur par advection ($Pe_T > 10$) implique donc une perturbation substantielle de la composition en isotopes de l'oxygène de la roche.** Ces notions seront utilisées en quatrième partie pour estimer l'échelle des transports de chaleur par advection le long d'une zone de cisaillement.

Le modèle de Bickle & McKenzie (1987) met aussi l'accent sur un autre point : outre sa vitesse (fonction de la perméabilité de la roche) et son sens (fonction des forces mises en jeu), un flux intra-crustal est caractérisé par son échelle de transport non seulement dans la direction principale du mouvement, mais aussi dans les autres directions (le flux est-il

pénétratif[1], chenalisé[2] ?). L'existence de flux élevés sur de longues distances requiert nécessairement une composante de chenalisation importante des transports de fluides, imposée par la structure du milieu traversé (Brady, 1988). Ce point appelle donc une classification des flux en fonction de leurs caractéristiques géométriques.

I. 4 Géométrie des circulations de fluides : classification d'Oliver (1996)

La géométrie des circulations de fluides est intrinsèquement liée à l'échelle d'observation. Trois échelles, chacune espacée de deux à trois ordres de grandeur, sont communément différenciées pour l'observation des flux. (1) L'échelle microscopique, qui s'étend du millimètre à la taille de la lame mince. A cette échelle, des hétérogénéités chimiques et isotopiques sont révélées par les techniques actuelles d'analyse haute résolution, mais l'assemblage roche + fluide peut être considéré comme homogène. (2) L'échelle mésoscopique est celle de l'affleurement. Elle va de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. C'est une surface où les hétérogénéités pétrologiques et géochimiques sont suffisamment variables pour distinguer des zones d'interaction fluide/roche, mais à l'intérieur de laquelle les conditions de pression et de température peuvent être considérées comme constantes. (3) L'échelle macroscopique comprend les distances supérieures ou égales au kilomètre, où les gradients de température et de pression ne sont plus négligeables.

Oliver (1996) propose une classification géométrique des circulations de fluides en fonction de l'échelle de transport et du degré d'interaction entre la phase fluide et le squelette solide. Cette classification sépare les circulations en deux grands types : systèmes fermés et systèmes ouverts. Un même objet géologique tombe dans l'une ou l'autre des catégories selon l'échelle d'observation.

I. 4a) Systèmes fermés

Systèmes fermés non fracturés

Ces systèmes décrivent les roches pour lesquelles la composition du fluide est contrôlée, aux échelles micro- et mésoscopiques, par les réactions avec le squelette solide local. Cette définition s'applique aux roches métamorphiques litées à faible porosité et

[1] Relatif à un flux homogène, dont l'intensité ne varie pas perpendiculairement à la direction d'écoulement.

[2] Par opposition au flux pénétratif, l'intensité du flux chenalisé varie perpendiculairement à la direction de mouvement. L'écoulement emprunte donc des « conduits » de circulation préférentiels.

perméabilité (marbres, quartzites) ou aux roches protégées par les hétérogénéités structurales, mais aussi aux roches "sèches" non saturées lors de leur métamorphisme (Thompson, 1983), comme les granulites ou les migmatites. L'équilibration entre la roche et le fluide se produit à l'échelle du litage, et de forts gradients d'activité du fluide peuvent se développer à l'échelle du banc, sans homogénéisation inter-banc (Fig. I.4b). L'infiltration de fluides externes est faible, et leur composition est tamponnée par la roche. La dévolatilisation est limitée elle aussi, et n'interagit pas avec les roches environnantes.

Dans tous les cas, les degrés d'interaction fluide/roche sont faibles et les flux atteignent rarement l'échelle mésoscopique. **Les gradients chimiques sont forts.** Les transports de matière et de chaleur s'effectuent essentiellement par diffusion/conduction. Les marbres métamorphiques des Cyclades (Sifnos, Naxos et le versant Sud-Ouest de l'île de Tinos, Fig. I.5a) et de la ceinture de Hida (Japon), ont révélé des fronts de diffusion du $\delta^{18}O$ caractéristiques de ce type de systèmes (Ganor et al., 1989 ; Ganor et al., 1991 ; Graham et al., 1998 ; Lewis et al., 1998 ; Wada et al., 1998).

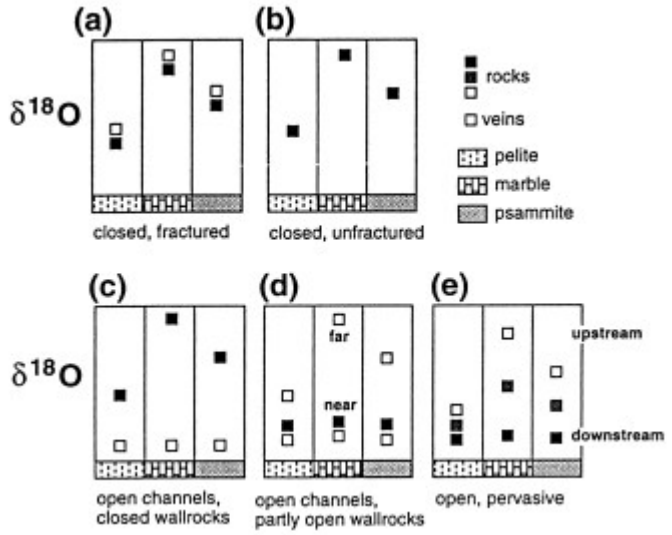


Figure I.4 : *Schémas d'altération isotopique ou chimique d'une roche sujette aux différents types d'interaction fluide/roche d'après Oliver (1996). L'élément pris comme exemple est l'oxygène. Les compositions isotopiques de la roche et des veines métamorphiques sont représentées. De a) à e) les signatures isotopiques reflètent un degré et une distance d'équilibration croissant entre la roche et le fluide. Les Figures a) b) et c) sont théoriquement indépendantes de l'échelle, mais l'observation de ces phénomènes est généralement faite à l'échelle mésoscopique. d) est surtout observée aux échelles méso- et macroscopiques. e) est surtout vrai à l'échelle macroscopique.*

Systèmes clos fracturés

Les caractéristiques d'interaction fluide/roche, de transport de chaleur et de matière y sont identiques à celles des systèmes fermés non fracturés, mais ces systèmes se distinguent par la présence de veines métamorphiques. Ces veines se forment par ségrégation locale ou par micro-fracturation. Le réseau de fractures, alors non connecté et n'engendrant pas de perméabilité fissurale, est rapidement cimenté par les minéralisations. **Les minéraux de remplissage sont en équilibre chimique et isotopique avec la roche encaissante** (Fig. I.4a, I.5b). Ce type de systèmes est rencontré principalement dans des contextes de diagenèse profonde (Brantley et al., 1997) ou de métamorphisme régional où les

fluides sont localement émis par compaction, dévolatilisation ou déshydratation (Yardley, 1984 ; Philippot & Selverstone, 1991 ; Yardley & Bottrell, 1992 ; Nadeau et al., 1993 ; Philippot, 1993 ; Agard et al., 2000)

I. 4b) Systèmes ouverts

Flux chenalisés, fractures en système ouvert avec roche encaissante en système fermé

Dans ce type de systèmes, les fluides circulent à travers un réseau de fractures mésoscopiques, mais **aucune interaction chimique ou isotopique ne se produit entre les fluides des fractures et la roche encaissante** aux échelles micro- et mésoscopiques. La signature isotopique des veines, contrôlée par le fluide extérieur, est alors homogène et indépendante des hétérogénéités lithologiques (Fig. I.4c). **L'absence d'interaction entre la veine et son encaissant implique des flux élevés**, sans diffusion de masse (mais avec conduction de chaleur) dans la roche.

Le degré d'interaction fluide/roche est faible dans l'encaissant (Fi. I.6c). Cette géométrie des circulations suggère un contrôle des flux par la déformation, dans des roches à faible perméabilité. Ce type de système influencé par la déformation est souvent associé à l'exhumation des dômes métamorphiques (Fricke et al., 1992) ou à la formation des skarns dans les auréoles de contact (Buick & Cartwright, 2002).

Flux chenalisés, fractures en système ouvert avec encaissant en système partiellement ouvert.

Ces systèmes sont caractérisés par une circulation de fractures, avec infiltration dans la roche encaissante. Aux échelles microscopique et mésoscopique, il s'agit de systèmes ouverts. A ces échelles, les degrés d'interaction fluide/roche sont élevés, et la composition chimique et isotopique de l'encaissant est proche de celle des veines car influencée par la phase fluide (Fig. I.4d). Les veines de ce type de système sont alors caractérisées par un halo d'altération (Fig. I.5d), de taille variable selon le degré d'interaction fluide/roche des épontes (Ague, 1994).

Les transports de matière sont advectifs dans le réseau de fractures et diffusifs dans la roche encaissante. Des mouvements de chaleur par conduction et par advection peuvent se produire dans le réseau de fractures (Ague, 1994). Le transport de chaleur dans la phase fluide occasionne alors une ré-équilibration de la température de l'encaissant par diffusion. A plus grande échelle (macroscopique), les flux sont chenalisés, et les roches distantes des chenaux de circulation sont des systèmes clos qui conservent leur signature chimique et isotopique (Fig. I.4d). **Matière et chaleur sont transportées par advection** dans la direction du conduit. Les flux intégrés correspondants sont alors délicats à déterminer car dépendants de la zone d'observation.

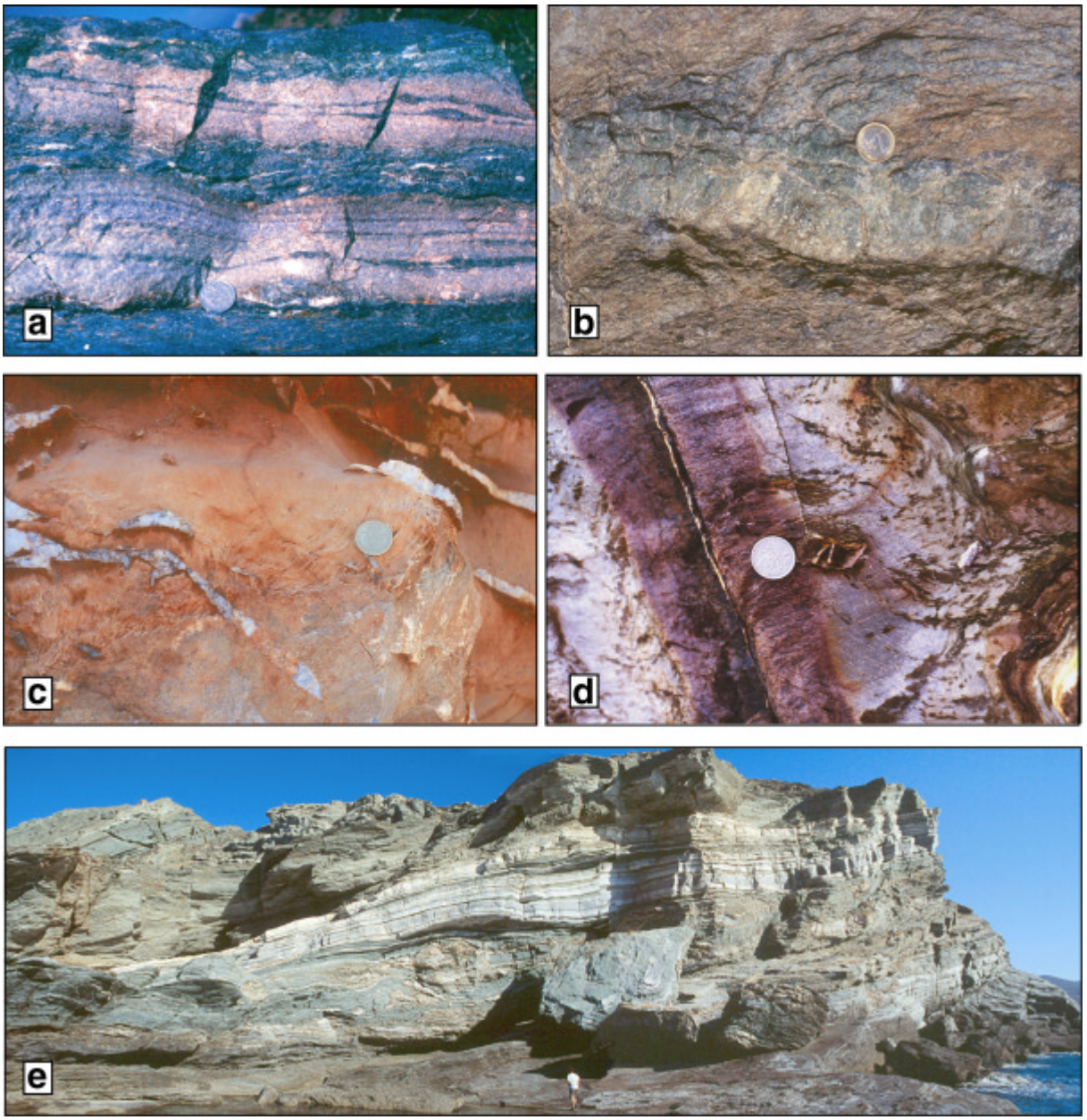


Figure I.5 : *Exemples de systèmes roche/fluide à l'échelle micro et mésoscopique, sur le dôme métamorphique de Tinos. a) Système clos non fracturé : intercalations centimétriques de métacarbonates et de métabasites dans le faciès schiste bleu (col de Marlas). Le degré d'interaction fluide/roche est faible et les contrastes de composition chimique sont préservés. b) Système clos fracturé : veine à omphacite/phengite dans une éclogite (ravin de Marlas). La veine a une composition chimique très proche de celle de son encaissant. c) Fractures en système ouvert avec roche encaissante en système clos : veines à quartz dans une roche encaissante dolomitique (Toit de la dolomie, fontaine de Panormos). Les veines témoignent d'un apport de silice extérieur à la roche encaissante. d) Fracture en système ouvert avec encaissant partiellement ouvert : veine à quartz/calcite avec auréole d'altération dans les métabasites de l'unité supérieure (Planitis). e) Système ouvert à l'échelle mésoscopique : intercalations métriques de métabasites et de marbres sous le détachement (Planitis). Les métabasites et les marbres contiennent de très nombreuses veines à quartz/albite/calcite/chlorite.*

Les zones de cisaillement ductile appartiennent à ce type de systèmes (Austrheim, 1987 ; Robert et al., 1995 ; Tourigny & Tremblay, 1997 ; Morrison & Anderson, 1998 ; Cartwright & Buick, 1999) : les interactions fluide/roche sont très fortes à l'échelle des bandes de cisaillement, qui jouent le rôle de conduits pour des circulations chenalisées, mais faibles en dehors de ces domaines. D'importants transferts advectifs de matière et de chaleur ont été décrits dans ce type d'environnements (Wickham & Taylor, 1985 ; Selverstone et al., 1991 ; Morrison & Anderson, 1998). La déformation ductile et/ou cassante joue alors un rôle prépondérant dans le passage des fluides (Selverstone et al., 1991), mais les mécanismes qui favorisent l'augmentation de perméabilité sont encore mal contraints.

Flux pénétratifs en système ouvert

Ce type de circulation est lié à des gradients macroscopiques d'altération minérale, chimique ou isotopique, impliquant des réactions pénétratives de la roche et du fluide à l'échelle des grains (Fig. I.5e). L'altération chimique et/ou isotopique et les degrés d'interaction fluide/roche sont plus ou moins importants selon que l'on se trouve en amont ou en aval du front de réaction (Fig. I.4e). Ces mécanismes requièrent des perméabilités relativement élevées et continues à l'échelle du transport, ainsi qu'un gradient de charge hydraulique à l'échelle régionale. Les transferts de masse et de chaleur sont advectifs. Des systèmes ouverts à l'échelle régionale sont connus et relativement bien documentés dans la croûte supérieure au sein des bassins sédimentaires ou en contexte épizonal (Taylor & Forester, 1971 ; Taylor, 1977 ; Schuiling & Kreulen, 1979 ; Schuiling et al., 1987 ; Alonso-Azcarate et al., 1999). Des circulations pénétratives à l'échelle kilométrique ont aussi été proposées à plus grande profondeur en domaine de métamorphisme régional (Rye et al., 1976 ; Schuiling & Kreulen, 1979 ; Etheridge et al., 1983 ; Ferry, 1984 ; Cox & Etheridge, 1989) mais leur existence reste controversée (Ferry, 1986 ; Wood & Graham, 1986 ; Hanson, 1992).

I. 5 Bilan : transports de matière et de chaleur dans un système rocheux

D'après le modèle de Bickle & McKenzie (1987), le transport de matière et de chaleur par advection d'une phase fluide au sein de la croûte continentale requiert des flux élevés sur des distances égales ou supérieures à la centaine de mètres. Seuls des systèmes rocheux ouverts (fracturés ou non) sont susceptibles de permettre de tels flux. Le facteur qui contrôle les circulations est la perméabilité. Plus la perméabilité est hétérogène, et plus le système ouvert est chenalisé (Fig. I.6).

En l'absence de fracturation ou d'hétérogénéités structurales, les roches de la croûte continentale inférieure ont rarement des perméabilités suffisantes pour former des systèmes ouverts avec flux pénétratif. **Par conséquent, la majorité des contextes permettant des transferts élevés de matière et de chaleur seront des systèmes ouverts chenalisés.** La déformation, qui engendre des hétérogénéités de perméabilité (par fracturation par exemple), joue un rôle prépondérant dans la formation de ces chenaux. Les zones de cisaillement en sont le meilleur exemple (Fig. I.4, I.5e).

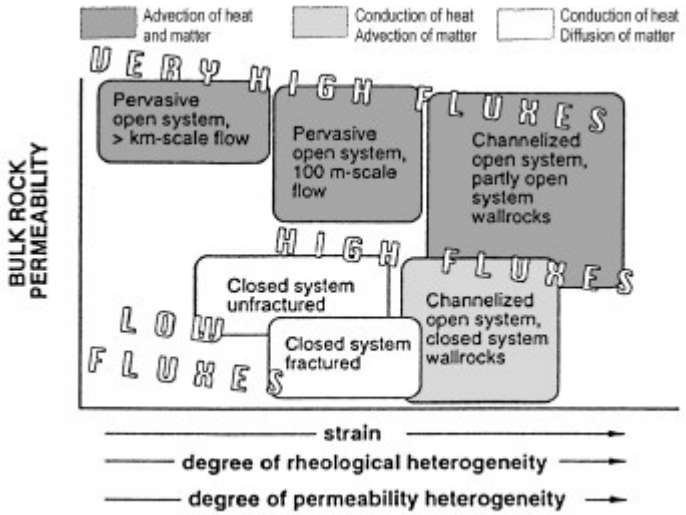


Figure I.6 : *Classification des différents types de circulation de fluides en fonction de la perméabilité, de la déformation et des flux. Les transports de chaleur et de matières sont ajoutés pour chaque type de flux (modifié d'après Oliver, 1996).*

CHAPITRE II :

PERMEABILITE DES ROCHES METAMORPHIQUES

La perméabilité d'une roche est la mesure de la facilité avec laquelle les fluides traversent cette roche. C'est une caractéristique structurelle du milieu poreux, qui dépend de la quantité de vides (porosité) et de l'interconnexion des vides. Chacun de ces facteurs est influencé, directement ou indirectement, par la température, la pression effective du squelette solide, la pression et/ou la composition des phases fluides en présence. Ce chapitre introduit qualitativement les concepts qui caractérisent les transports de masse au sein des roches métamorphiques, à la profondeur de transition entre les régimes de déformation cassant et ductile. Le profil de pression-porosité-perméabilité-profondeur que nous retiendrons en fin de chapitre posera les bases d'une discussion plus spécifique aux zones de cisaillement, présentée dans la troisième partie.

La notion d'échelle

Les propriétés structurelles locales d'un milieu poreux dépendent de l'échelle d'étude que l'on prend en considération. La porosité, et donc la perméabilité sont des notions ponctuelles[1], qui moyennent les propriétés d'un certain volume du matériau, supposé représentatif. La taille du volume élémentaire représentatif (VER) influence directement la propriété moyennée. Le VER d'étude peut varier de quelques mm^3 pour une porosité d'interstices à plusieurs km^3 pour une porosité de fractures. Les notions de porosité de tortuosité et de perméabilité sont donc indissociables de l'échelle d'analyse.

II. 1 La porosité

[1] Dans leur sens le plus direct. Il existe aussi des approches probabilistes pour définir la porosité et la perméabilité qui ne recquièrent pas de VER.

II. 1a) Définition

La porosité se définit comme le rapport du volume des vides sur le VER. C'est une variable intensive. Les vides peuvent être constitués par un réseau de pores, de fractures, ou par une combinaison des deux. On distingue la porosité totale de la porosité ouverte, qui ne prend en compte que le réseau des vides reliés entre eux. La porosité ouverte est une condition nécessaire, mais non suffisante de la perméabilité.

Dans un milieu poreux saturé par une seule phase fluide, une fraction de la porosité ouverte est occupée par des molécules du fluide en question adsorbées autour des grains, qui ne participent pas au mouvement. L'autre part constitue la porosité efficace, qui est la fraction de vides réellement utilisable pour le transport de masse. Lorsque le milieu poreux est saturé par plusieurs phases fluides immiscibles ayant des propriétés "mouillantes" différentes (par exemple, l'eau et l'air), le réseau de vides peut être continu et jointif pour l'une de ces phases fluides, et isolé pour les autres phases. La phase fluide continue (la plus "mouillante") peut alors circuler librement, tandis que les phases discontinues ne circulent pas. La porosité est alors dite interconnectée pour la phase fluide en question. La porosité interconnectée dépend de la teneur de la phase fluide considérée et de l'angle de mouillage de la phase fluide avec la phase solide.

Dans les premiers kilomètres de la croûte supérieure continentale, la porosité totale de la roche suit une décroissance logarithmique avec la profondeur, sous l'effet de l'augmentation de pression lithostatique, qui referme les vides. Des lois empiriques de correspondance porosité-perméabilité ont été établies dans les roches sédimentaires par la prospection pétrolière (Archie, 1950 par exemple), et jusqu'à ~10 km dans les roches cristallines par les forages profonds (Bayuk et al., 1987 ; Huenges et al., 1997). Au niveau et au-delà de la transition fragile-ductile, la porosité n'est estimée que par des techniques indirectes (vitesses sismique, résistivité électrique, Marquis & Hyndman, 1992), ou mesurée sur des échantillons de roches profondes exhumées (Brace, 1984 ; Shmonov et al., 1994), induisant un biais certain mais non quantifiable. La porosité des roches cristallines non fracturées, très faible, est comprise entre 0.01 et 1 %.

II. 1b) Porosité des roches métamorphiques

Durant le métamorphisme prograde, plusieurs mécanismes sont susceptibles de générer ou de réduire la porosité : la pression effective[1], qui contrôle la quantité de vides, est influencée par les vitesses relatives de production de fluides (déshydratation,

[1] C'est-à-dire la pression réelle exercée sur le squelette solide : Pression effective = pression lithostatique – pression de fluides.

dévolatilisation, Connolly, 1997) et de compaction (Graham et al., 1997). La porosité peut aussi être engendrée par la "décompaction thermique", liée à l'expansion thermique non-uniforme des minéraux en contact.

Si l'intervalle de temps est suffisant pour accommoder les phénomènes de production de fluides et de décompaction thermique, la porosité en régime ductile atteint un état d'équilibre dicté par la rhéologie de la roche : **les pores se referment par fluage des grains jusqu'à ce que la pression des fluides intersticiels égale la pression lithostatique du squelette solide (Kerrich et al., 1984). La roche en domaine quasi-plastique est donc théoriquement toujours saturée, quelle que soit sa teneur en fluides.**

Les roches poreuses occupées par des fluides peuvent être classées en trois catégories qui se recouvrent plus ou moins. La première catégorie comprend les roches de la croûte inférieure ductile, dans lesquelles la connexion des pores est dictée par la minimisation des énergies d'interface entre les fluides et les grains. Dans de telles roches, la vitesse à laquelle s'équilibre le réseau de pores est rapide comparée aux vitesses de déformation ou de réactions métamorphiques. Cette catégorie de roches **texturalement équilibrées** inclut les roches métamorphiques de moyen à haut grade et certaines migmatites.

La seconde catégorie de roches poreuses est celle **dont la porosité est déterminée par l'histoire de la roche**. Les roches sédimentaires, diagénétiques ou fracturées rentrent sans cette catégorie. Dans ce type de roches, la structure des pores est préexistante au passage des fluides, bien que ceux-ci puissent avoir une influence sur la géométrie des vides (par dissolution, précipitation par exemple).

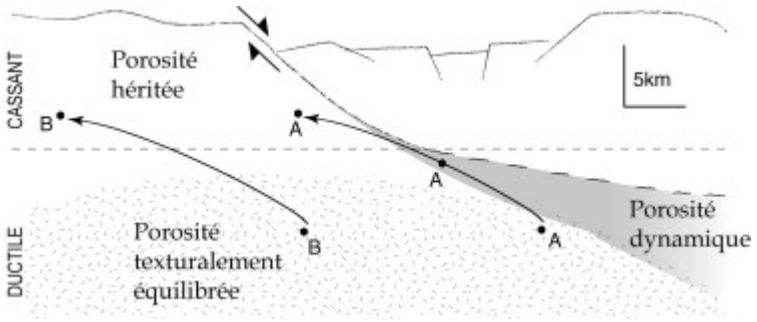


Figure I.7 : *Evolution des caractéristiques de la porosité lors de l'exhumation d'un dôme métamorphique en contexte extensif. Le trajet du point A vers la surface passe successivement dans le champ d'une porosité texturalement équilibrée, d'une porosité dynamique et d'une porosité héritée. Le trajet du point B évite la zone dynamique, ce qui permet la préservation (partielle) des pores en équilibre textural.*

Une troisième catégorie, celle des "**porosités dynamiques**", englobe les roches dont la structure des pores est transitoire et contrôlée par des réactions cinétiques de cristallisation/dissolution et par la déformation. Les roches soumises à une décompaction thermique ou à une dévolatilisation rapide, ainsi que les migmatites tombent dans cette catégorie.

Les roches métamorphiques exhumées jusqu'à la surface depuis le faciès éclogite ou schiste bleu passent successivement dans le champ des porosités texturalement équilibrées, des porosités dynamiques et des porosités héritées (Fig. I.7). La phase "dynamique" est évidemment d'une importance capitale lors des interactions fluides/déformation, tout particulièrement au niveau des zones de cisaillement, dans le contexte qui nous intéresse. Il n'est malheureusement, à l'heure actuelle, possible de l'étudier que de manière indirecte à partir de porosités "fossilisées" dont on ne connaît pas la représentativité dans les conditions réelles.

II. 2 Influence de la tortuosité

Pour une porosité connectée donnée, la perméabilité peut varier de plusieurs ordres de grandeur suivant la configuration plus ou moins tortueuse des pores. Dans un réseau de pores, la tortuosité se définit comme la longueur réelle du trajet parcouru par une particule de fluide en mouvement, divisée par la longueur du trajet direct (Fig. I.8a). La tortuosité est déterminée par la forme et l'agencement des grains. Des lois empiriques entre tortuosité et perméabilité sont établies en domaine sédimentaire (Arch & Maltman, 1990). Cependant, aucune donnée directe n'est disponible à l'heure actuelle en domaine métamorphique.

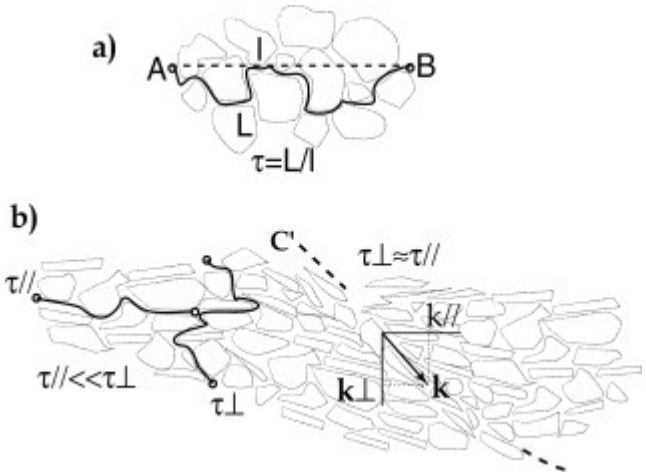


Figure I.8 : *a) La tortuosité (t) est le rapport du trajet réel (L) d'une particule de fluide sur le trajet direct idéal (l). b) Tortuosité d'une roche en cours de déformation ductile. La tortuosité dans le plan de schistosité est très inférieure à la tortuosité perpendiculaire. Les bandes de cisaillement réduisent localement la tortuosité verticale et ajoutent une composante de perméabilité verticale.*

La valeur de la tortuosité peut toutefois être discutée qualitativement dans le cas d'une roche soumise à une déformation ductile. L'apparition d'un plan de schistosité se traduit par une rotation des grains, et donc du réseau de pores, qui engendre une anisotropie de la matrice rocheuse. **La tortuosité est donc beaucoup plus faible dans le plan de la schistosité que dans la direction perpendiculaire à ce plan.**

Ces différences de tortuosité induisent une anisotropie du tenseur de perméabilité, qui est à l'origine de la "chenalisation" des écoulements parallèlement au litage des roches métamorphiques (Fig. I.8b). Des contrastes de perméabilité de un à trois ordres de grandeur dus à une différence de tortuosité ont été démontrés indirectement dans les roches métamorphiques par analyse isotopique (Chamberlain & Conrad, 1991 ; Ganor et al., 1991 ; Bickle et al., 1995). C'est seulement dans le cas d'un cisaillement simple ductile qu'une composante de perméabilité peut se développer perpendiculairement à la schistosité, dans les bandes de cisaillement C et C' où la tortuosité diminue localement (Fig. I.8b).

Une croûte inférieure en étirement homogène constitue donc une barrière à la migration verticale des fluides tandis qu'une croûte en cisaillement simple permet des transports de fluides verticaux au travers des bandes de cisaillement.

II. 3 Modèle de porosité-perméabilité des roches texturalement équilibrées : l'angle dihédral

Dans une roche profonde soumise à la recristallisation[1] et imprégnée par une ou plusieurs phases fluides, la texture des pores se modifie pour acquérir une forme d'équilibre correspondant à une énergie interne minimale. Cette géométrie d'équilibre est quantifiée par l'angle dihédral (Smith, 1948), c'est-à-dire l'angle formé par l'intersection des bordures de deux grains solides (Fig. I.9a). Par abus de langage, la notion d'angle dihédral est souvent confondue avec celle d'angle de mouillage, qui n'implique pas forcément une texture d'équilibre. La valeur de l'angle dihédral (noté θ) est dictée par les tensions d'interface des phases solides entre elles ($\gamma_{s\text{-}s}$) et des phases solides en contact avec les phases fluides ($\gamma_{s\text{-}f}$), suivant la relation (Smith, 1948, 1964 ; Kingery et al., 1976) :

$$q = 2\arccos\left(g_{s-s}/2g_{s-f}\right) \qquad \text{(I.6)}$$

[1] La recristallisation est ici prise dans son sens large, et englobe tous les processus de croissance de cristaux aux dépends de cristaux préexistants, identiques ou de composition différente. Le terme comprend donc les réactions métamorphiques, les recristallisations statiques et dynamiques.

Les tensions d'interfaces solide-solide ($\gamma_{s\text{-}s}$) et solide-fluide ($\gamma_{s\text{-}f}$) dépendent de la composition des agrégats minéralogiques, de la composition des phases fluides (en particulier de la salinité et de la concentration en carbonates, voir VI..§II) et des conditions de pression et de température (Watson & Brenan, 1987 ; Holness & Graham, 1991 ; Holness, 1992 ; Holness, 1993 ; Watson & Lupulescu, 1993 ; Holness & Graham, 1995 ; Yoshino et al., 2002).

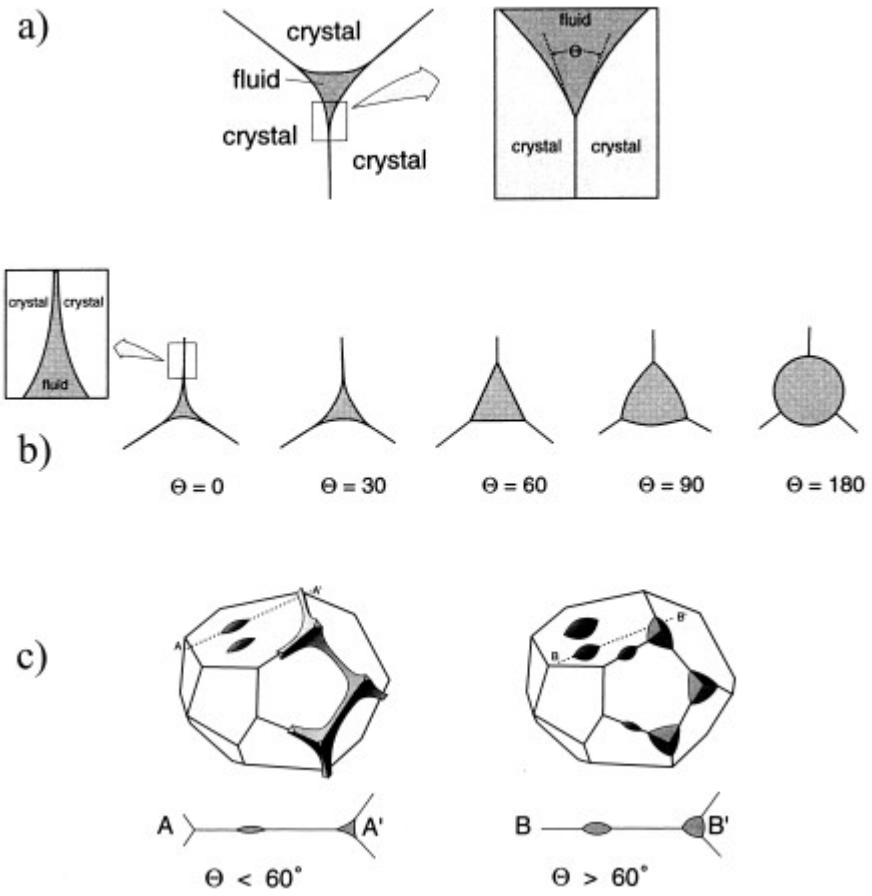


Figure I.9 : *Angle dihédral des pores dans une texture d'équilibre, d'après Watson &Brenan (1987). a) Section d'un pore saturé ou d'un chenal entre deux pores saturés, en texture d'équilibre, à la jonction de trois grains. L'angle dihédral (q) est représenté dans l'encadré, à droite. b) Section d'un pore ou d'un chenal à différentes valeurs de q. c) Perspective illustrant la distribution des fluides (grisé) autour d'un grain unique pour des valeurs de q inférieures à 60° (à gauche) et supérieures à 60° (à droite). A gauche, les pores sont interconnectés par un réseau de chenaux. A droite, les pores sont isolés aux sommets du grain. Les coupes A-A' et B-B', localisées par des lignes pointillées, sont perpendiculaires à la surface du grain.*

C'est la phase fluide la plus mouillante (c'est-à-dire celle dont la tension d'interface avec le minéral en contact est la plus faible) qui détermine la forme du pore équilibré. En supposant constant le rayon de courbure des grains, la section d'équilibre des pores occupés par une phase fluide est donc déterminée par la valeur de θ, comprise entre 0 et 180° (Fig. I.9b). Pour θ = 60°, la section d'équilibre des pores est un triangle équilatéral.

Concernant le transport de fluides au travers des roches profondes, la section des pores équilibrés a peu d'importance. Ce qui compte plus, c'est la topologie tridimensionnelle du réseau de pores. La taille et le diamètre des chenaux du réseau poreux à l'équilibre sont contrôlés non seulement par la taille des grains et la quantité de fluide en présence dans l'agrégat polycristallin, mais aussi et surtout par l'angle dihédral qui influe sur l'interconnexion des pores.

La valeur limite d'angle dihédral requise pour conserver un réseau de pores interconnecté a été estimée par Smith (1964), et confirmée dans d'autres conditions par Bulau & Warf (1979) et Watson (1982). Si l'angle dihédral des pores équilibrés **est inférieur à 60°**, la phase fluide mouillante constitue **un réseau interconnecté** ouvert le long des bordures de grains. En revanche, **si** q **est supérieur à 60°**, la phase fluide est pincée aux sommets des grains et **la porosité est fermée** (Fig. I.9c). La réalisation de l'une ou l'autre de ces conditions sera discutée en sixième partie dans le cadre du dôme métamorphique de Tinos.

En vertu de la relation angle dihédral-tension d'interface (Eq. I.6), ce changement brutal peut être interprété en terme de minimisation de l'énergie interne. Pour $\theta < 60°$, l'énergie de surface totale comprise dans la région d'une bordure de grain mouillée est plus faible que celle comprise dans une bordure de grain sèche. La configuration mouillée est donc plus stable. Pour $\theta > 60°$, la configuration sèche est plus stable, et les chenaux entre les pores sont pincés. Ce critère angulaire d'interconnexion de la porosité est valable pour des teneurs de fluide inférieures ou égales à 1 %. Pour des teneurs plus élevées, l'interconnexion du réseau de pores est plus facilement réalisée. Un angle dihédral plus important est alors nécessaire pour engendrer un isolement des pores (~65° à 2 % de fluide, Von Bargen, 1986).

Dans une roche en équilibre textural à l'état statique et pour des porosités (ϕ) inférieures à 1 %, la perméabilité intrinsèque (k) peut être reliée à ϕ par la relation (Holness, 1997) :

$$k = \frac{d^2 f^n}{C} \qquad \text{(I.7)}$$

où d est la taille des grains, C est une constante, et n est un facteur dépendant de l'angle dihédral (entre 1 et 2). La porosité et la perméabilité des roches texturalement équilibrées sont donc déterminées par la composition, autant que par la quantité, de la ou des phases fluides. Une autre conséquence marquante est à retenir : l'infiltration soudaine d'un fluide extérieur dans une roche initialement imperméable peut se produire si le fluide en question occasionne un changement de l'énergie interne totale, et donc de l'angle dihédral du système. Il faut noter que cette perméabilité in situ de la roche texturalement équilibrée n'est

absolument pas accessible à la mesure en laboratoire à partir d'échantillons de roche exhumée, puisque le fluide utilisé n'est pas celui de l'équilibre.

II. 4 Perméabilité des roches non-équilibrées texturalement

Dans le cas des roches métamorphiques en cours d'exhumation, les pores évoluent d'une texture équilibrée à la composition du fluide vers une texture non-équilibrée. Au cours de la remontée la première porosité est partiellement ou totalement oblitérée. La structure finale des vides est la composition (1) de la porosité initialement en équilibre textural, lorsque celle-ci est préservée, (2) d'une porosité additionnelle héritée, engendrée par divers micro-mécanismes (déformation, pression dissolution, recristallisation, micro- et macro-fracturation, dilatation thermique…). Lorsque la texture n'est pas ou n'est plus en équilibre avec le fluide, sa composition n'intervient plus directement dans la topologie des pores. En revanche, la perméabilité est toujours liée à la géométrie des vides. La connectivité du réseau de vides, qu'ils s'agissent de pores ou de fractures, reste une condition nécessaire à la perméabilité. Si la notion d'angle dihédral n'est plus applicable pour des pores non-équilibrés, les conclusions énoncées au paragraphe précédent restent néanmoins qualitativement valides quant à l'influence des propriétés de mouillage des fluides (tension de surface, viscosité) sur la connectivité des pores. Cette influence est forte pour des pores étroits et diminue lorsque la largeur des vides croît.

Plusieurs modèles de porosité héritée ont été élaborés à partir d'une géométrie idéale des pores, afin d'établir une correspondance porosité-perméabilité. Guéguen & Palciauskas (1992) par exemple proposent des relations porosité-perméabilité pour des modèles de porosité tubulaire et fissurale :

$$k = \frac{r^2 f}{8} \tag{I.8}$$

pour des tubes de rayon moyen r et

$$k = \frac{e^2 f}{3} \tag{I.9}$$

pour des fractures de demi-épaisseur moyenne e. Ces relations sont approximatives. Elles mettent néanmoins l'accent sur un point très important, qui est le facteur de forme des pores non-équilibrés. Ce facteur de forme est corrélable au style de déformation : la déformation ductile, combinée aux phénomènes de pression-dissolution et de cristallisation dynamique,

oriente la porosité et façonne une structure de pores tubulaires. La déformation cassante engendre une porosité de fractures.

En mesurant la porosité et en déterminant sa structure (tubulaire ou fissurale), une estimation de la perméabilité des roches métamorphiques au cours de leur exhumation peut donc être calculée à partir des équations de Guéguen & Palciauskas (1992). Géraud et al. (1995) ont appliqué cette méthode (Eq. I.8, I.9) pour déterminer la perméabilité d'une bande de cisaillement dans un pluton granitique. Ces auteurs décrivent une porosité tubulaire dans la zone mylonitisée de la bande de cisaillement, donnant des perméabilités de l'ordre de 10^{-15} à 10^{-17} m^2, et une porosité fissurale dans la zone cataclastique, correspondant à une perméabilité de 10^{-17} m^2 (contre 10^{-18} à 10^{-19} m^2 dans le granite sain). La porosité fissurale étant plus sensible aux variations de pression lithostatique et de température que la porosité tubulaire (Walsh, 1965), les écarts *in situ* à prévoir sont plus élevés.

Contrairement aux roches dont la texture est en équilibre avec la composition du fluide, la porosité "historique" est accessible à la mesure sur échantillon en laboratoire, si cette mesure est faite dans les conditions de pression et de température de formation des vides[1]. Shmonov et al. (1994) ont mesuré des perméabilités allant de 10^{-18} à 10^{-26} m^2 pour les marbres, 10^{-19} à 10^{-24} m^2 pour les serpentinites et inférieure à 10^{-19} m^2 pour les amphibolites (à ~0.1 GPa et entre 300 et 600 °C). A plus forte pression les perméabilités sont sensées être encore plus faibles. Il faut préciser que ces valeurs sont établies pour des échantillons de quelques dizaines de cm^3, et que les VER sont encore moins bien contraints en domaine métamorphique qu'en domaine superficiel. Ces valeurs de perméabilité sont probablement sous-estimées, par exemple, à l'échelle mésoscopique, pour des lithologies hétérogènes ou à forte concentration en veines métamorphiques.

II. 5 Profils de perméabilité-pression de fluides dans la croûte continentale

La perméabilité des roches n'étant accessible à la mesure *in situ* que dans les premiers kilomètres de la croûte continentale cassante, de fortes incertitudes pèsent sur son évaluation à plus grande profondeur. A partir des modèles conceptuels de perméabilité des roches en équilibre textural "au repos" et des roches en déséquilibre soumises à des processus dynamiques, plusieurs profils de perméabilité peuvent toutefois être imaginés. Ces profils de perméabilité dépendent des profils de pression de fluides que l'on considère, eux-mêmes mal contraints. Le paragraphe suivant résume les différents schémas possibles d'évolution pression-perméabilité dans la croûte continentale ductile, au repos et en évolution.

[1] Il faut toutefois faire l'hypothèse forte (fausse au second ordre) que la porosité n'a pas été affectée de manière irréversible par les mécanismes tardifs, décompaction thermique ou autres, liés à l'exhumation finale.

II. 5a) Modèles de la barrière de perméabilité dans une croûte au repos

Ce modèle de perméabilité découle des considérations théoriques de Kerrich et al. (1984) sur l'évolution de la porosité avec la profondeur au-delà de la transition fragile-ductile. Dans une croûte continentale supérieure stable, et jusqu'à la profondeur des forages les plus profonds, les perméabilités sont suffisamment élevées pour équilibrer les gradients de pression à l'échelle des temps géologiques, et la pression des fluides peut être considérée comme majoritairement hydrostatique (ce qui n'empêche pas des fluctuations à des échelles inférieures au millier d'années).

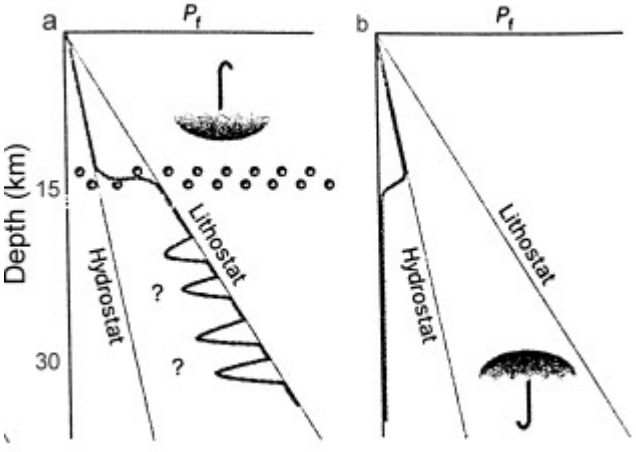


Figure I.10 : *Modèles conceptuels d'évolution profondeur-pression des fluides (P_f) dans une croûte continentale stable, d'après Yardley & Valley (1994). a) Une phase fluide continue est présente en partie ou en totalité dans la croûte ductile (modèle de Bailey, 1994). b) Les fluides sont présents uniquement dans la croûte cassante, et la croûte ductile est sèche, les fluides étant présent localement sous forme d'inclusions isolées. Les parapluies donnent le sens des transferts des flux prédits par les deux modèles.*

En revanche, au-delà de la transition fragile-ductile, la fermeture des pores sous l'effet du fluage des grains doit provoquer l'augmentation de la pression des fluides jusqu'à la valeur du poids de la colonne de roche. Ce comportement a deux conséquences : (1) Si les fluides sont piégés à l'intérieur de la porosité, la transition fragile-ductile doit être marquée par un saut brutal de la pression des fluides, d'hydrostatique à lithostatique. Hyndman & Shearer (1989) ont remarqué qu'une rétention des fluides dans la croûte ductile, nécessaire pour maintenir le gradient de pression, est peu plausible à long terme, quelles que soient les perméabilités crustales, ce qui conduit à la deuxième possibilité : (2) Si les fluides peuvent circuler et s'échapper, le gradient de pression s'équilibre progressivement par expulsion des fluides vers les moins fortes charges hydrauliques, c'est-à-dire vers la croûte cassante supérieure, et la croûte inférieure peut donc être considérée comme sèche, au bout d'un temps suffisamment long. Cette deuxième option semble aller à l'encontre d'études magnétotelluriques, de résistivités électriques ou de vitesses sismiques (Hyndman & Shearer, 1989 ; Marquis & Hyndman, 1992 par exemple) qui suggèrent fortement la présence de fluides en profondeur, y compris dans une croûte inférieure continentale stable.

Bailey (1994) retient la première hypothèse, et suggère, pour lever la contradiction, que le saut de pression est maintenu par une accumulation de fluides aqueux et carbonés immiscibles au sommet de la croûte ductile, provoquant une chute de perméabilité par augmentation de l'angle dihédral (Fig. I.10a). Ces fluides seraient produits par les réactions de dévolatilisation engendrées dans la croûte inférieure avant que celle-ci n'acquière sa configuration stable. Ce concept représente une tentative de rationalisation des hypothèses d'Etheridge et al. (1983) concernant la convection thermique crustale (voir I.§III 2). Ce modèle est peu prisé à l'heure actuelle.

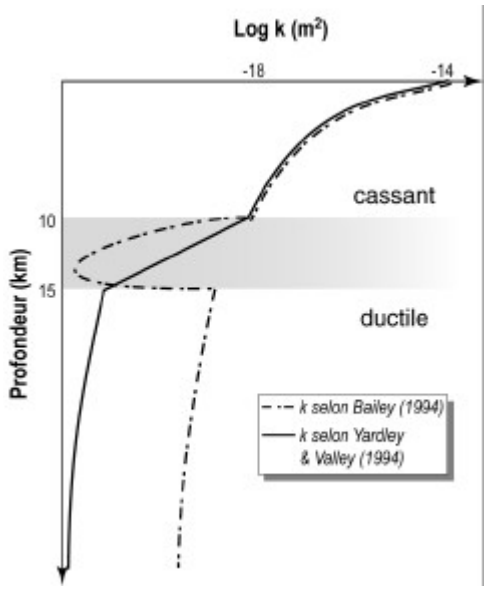


Figure I.11 : évolution schématique de la perméabilité (k) en fonction de la profondeur, selon les modèles de Bailey (1994) (traits pointillés) et Yardley & Valley (1994) (traits pleins). Le premier modèle suggère une barrière de perméabilité liée au domaine d'immiscibilité de fluides aqueux et carbonés, qui empêche les migrations de fluides ascendantes et descendantes. Dans le second modèle, l'infiltration descendante est stoppée par une chute de perméabilité en base de croûte cassante due au régime quasi-plastique, et la croûte ductile joue le rôle de puits potentiel pour l'infiltration de fluides surfaciques.

Yardley & Valley (1994 ; 1999) proposent une alternative au modèle de Bailey (1994), et préfèrent la seconde interprétation, celle d'une croûte inférieure sèche au repos. Selon ces auteurs, les indices géophysiques ou expérimentaux de la présence des fluides dans la croûte profonde reflètent une occurrence locale et ponctuelle de ces fluides. Dans le cas présent, les pores sont donc fermés par le fluage, et le gradient de pression est inversé, passant d'une pression de fluide hydrostatique dans la croûte cassante, à une pression nulle dans la croûte ductile stable (Fig. I.10b), où les éléments volatils sont absents.

Les modèles de Bailey (1994) et de Yardley et Valley (1994), bien qu'opposés sur la répartition des fluides crustaux, se basent sur un principe commun : ils supposent tous deux que la transition fragile-ductile d'une croûte continentale au repos est marquée par une barrière hydrologique (Fig. I.11), dont la perméabilité est suffisamment faible pour maintenir les gradients de pression. Dans le premier modèle (Bailey, 1994), la barrière constitue un frein à la remontée des fluides crustaux et à l'infiltration de fluides surfaciques. Dans le second cas (Yardley & Valley, 1994), cette barrière freine uniquement la pénétration des

fluides surfaciques vers le contexte ductile. Cette barrière découle directement de la rhéologie des roches cristallines ou de l'équilibration texturale des pores en profondeur.

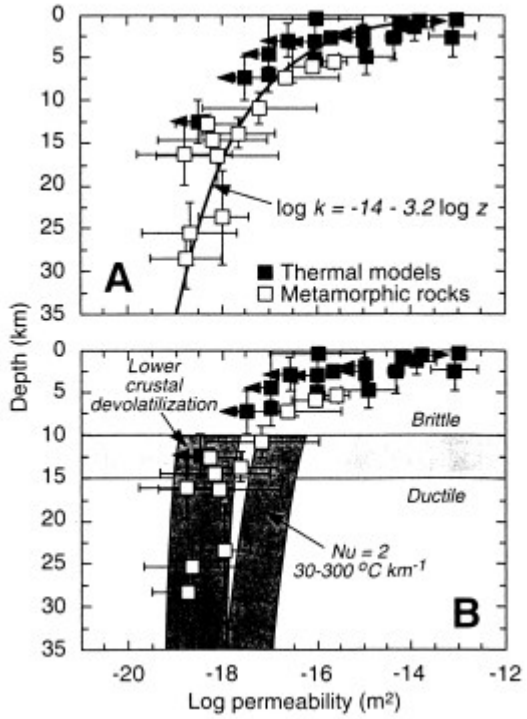


Figure I.12 : *a) Perméabilité en fonction de la profondeur dans une croûte continentale stable, d'après Ingebritsen & Manning (1999), fondée sur les données de géothermie (carrés pleins) et de systèmes métamorphiques (carrés vides). Les données sont corrélées par une décroissance logarithmique (trait plein). b) Données identiques à A, avec les limites inférieures et supérieures de la perméabilité probable au sein de la croûte ductile. La limite inférieure est donnée par les réactions de dévolatilisation en supposant un flux de 10^{-8} kg/m².s et des gradients de pression de 20 à 1 MPa/km. La limite supérieure représente la perméabilité maximale requise pour des transferts de chaleur par conduction, au-delà de laquelle l'advection intervient. Cette limite est calculée avec un coefficient thermique de Nusselt de 2, pour des gradients thermiques allant de 30 à 300 °C/km et un gradient de pression de 1 MPa/km.*

II. 5b) profil de perméabilité continue dans une croûte en perturbation

Manning & Ingebritsen (1999) ont compilé les données de perméabilité de deux sites abondamment étudiés, le bassin sédimentaire de Uinta (Utah) et le complexe de roches fracturées de Mirror Lake (New Hampshire), pour établir un modèle de perméabilité en fonction de la profondeur dans la croûte continentale. Les données superficielles proviennent de modèles géothermiques (à l'échelle du bassin), et les données profondes de mesures sur des échantillons de roches métamorphiques exhumées (à l'échelle centimétrique). Ces auteurs vérifient que la perméabilité moyenne à une profondeur donnée n'est pas trop influencée par le VER considéré. La courbe qu'ils obtiennent est une décroissance logarithmique de la perméabilité en fonction de la profondeur, sans discontinuité au niveau de la transition fragile-ductile (Fig. I.12).

Selon Ingebritsen & Manning (1999), la perméabilité de la croûte continentale ductile est relativement élevée (entre 10^{-19} et 10^{-18} m²). Le maintien de cette perméabilité est alors assuré par un dégazage constant, provoqué par des réactions de dévolatilisation, qui

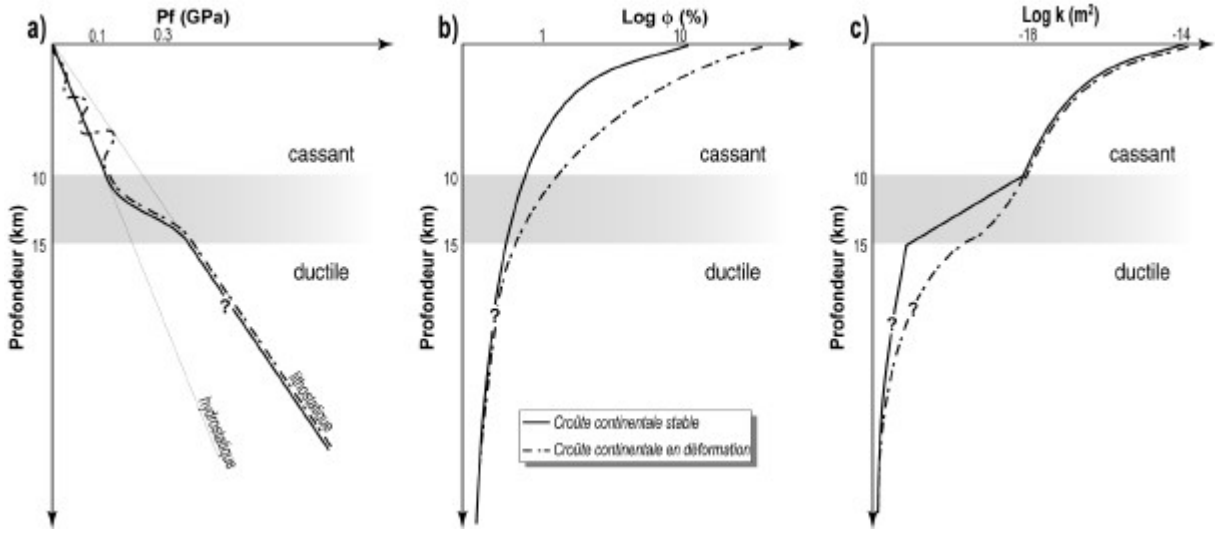
entretient une pression lithostatique des fluides et empêche la fermeture des vides sous l'action du fluage.

Ingebritsen & Manning (1999) privilégient donc un modèle de pression-profondeur proche de celui de Bailey (1994), mais une courbe de perméabilité-profondeur très différente de ce dernier, puisque continue et sans inflexion au niveau de la transition fragile-ductile.

Toutefois, le modèle d'Ingebritsen & Manning (1999) n'est pas discriminant. Leur profil de perméabilité crustale concerne implicitement un contexte géodynamique actif où la porosité n'est pas équilibrée texturalement, puisqu'ils utilisent des mesures sur roche exhumée. Par ailleurs, leur courbe est établie à partir de perméabilités horizontales (un à deux ordres de grandeur supérieure à la perméabilité verticale à cause des contrastes de tortuosité) et constitue une limite supérieure à la perméabilité de la croûte ductile. Un saut de deux ordres de grandeur, correspondant au profil de perméabilité supposé par Yardley & Valley (1994) passerait donc inaperçu dans les données de Ingebritsen & Manning (1999). L'hypothèse du saut de perméabilité à la transition fragile-ductile ne peut donc être écartée ni dans le cas d'une croûte continentale stable, ni dans celui d'une croûte en déformation.

II. 6 Bilan : profils de pression, porosité et perméabilité de la croûte continentale

Les profils de porosité, de pression et de perméabilité de la croûte continentale présentés sur la Figure I.13 font la synthèse des considérations développées dans ce chapitre. Deux cas sont différenciés selon que la croûte est stable ou perturbée. Le profil de pression des fluides (P_f) est représenté sur la Figure I.13a. **Le gradient de pression est hydrostatique dans une croûte continentale stable, et admet des fluctuations locales et limitées dans le temps dans une croûte perturbée.** Dans une croûte ductile stable, la présence de fluides est encore controversée (Hyndman & Shearer, 1989 ; Marquis & Hyndman, 1992 ; Yardley & Valley, 1999). Si cette présence est avérée, la pression des pores est lithostatique (Kerrich et al., 1984), nulle dans le cas contraire (Yardley & Valley, 1999). Dans une croûte ductile active, en revanche, de nombreuses études démontrent la présence de fluides à pression lithostatique (à partir de l'analyse des inclusions fluides par exemple, Parry et al., 1991). **La transition fragile-ductile est donc probablement marquée par un saut de gradient, depuis des pressions hydrostatiques vers des pressions lithostatiques.** L'épaisseur de cette zone de transition est encore débattue (voir les discussions de Ivanov, 1999 et Kissin, 1999).



: *a), b) et c) Profils synthétiques de pression des fluides (P_f), de porosité (**f**) et de perméabilité (k), respectivement, de la croûte continentale en fonction de la profondeur. Traits pleins : croûte stable. Tirets : croûte déformée. Les points d'interrogation soulignent les zones où aucune donnée n'est disponible. Voir texte pour justification.*

La courbe de variation de la porosité en fonction de la profondeur est représentée sur la Figure I.13b. Dans la croûte supérieure cassante, la porosité, qui suit une décroissance logarithmique avec la profondeur, est plus élevée dans des roches fracturées, à lithologie égale. La porosité fissurale décroît plus vite avec l'augmentation de pression de confinement que la porosité d'interstices (Walsh, 1965). Au-delà de la transition fragile-ductile, la géométrie des pores est tubulaire et décroît peu, car moins sensible au confinement. Avec l'augmentation de température, les cinétiques d'équilibration texturale des pores sont plus rapides (Holness & Graham, 1995), **et les porosités convergent vers une texture d'équilibre en profondeur**, que la croûte ductile soit stable ou pas. La valeur de la porosité en domaine ductile, fonction de la teneur en fluides, est inférieure à 1 %, mais aucune donnée quantitative n'existe à l'heure actuelle.

La perméabilité en domaine cassant décroît de manière logarithmique (Archie, 1950) (Fig. I.13c). Sous la transition rhéologique, la croûte continentale ductile stable peut être considérée comme un aquiclude : les perméabilités y sont très faibles ($< 10^{-19}$ m²), du fait de la réduction de porosité. **Les forts angles dihédraux prédits par l'expérience y suggèrent une porosité non connectée** pour la majeure partie des fluides aqueux (cf. partie VI). Dans ce cas, un saut de perméabilité est à prévoir. Dans une croûte en déformation, la perméabilité en domaine ductile est fonction du contexte géodynamique. Là où la déformation est localisée, elle est plus élevée que dans une croûte stable. L'existence du saut de perméabilité au niveau de la transition fragile-ductile dans une croûte active reste controversée. C'est l'explication la plus intuitive au maintien des pressions lithostatiques, mais ce n'est pas la seule : les fortes pressions peuvent aussi être alimentées par un dégazage constant des parties plus internes de la lithosphère active (hypothèse de Manning & Ingebritsen, 1999, voir la synthèse de Bailey, 1987 sur les sources de fluides profondes). Si un tel saut de perméabilité existe, il est progressif et moins marqué que dans le cas d'une croûte stable.

CHAPITRE III :

FORCES RESPONSABLES DES CIRCULATIONS DE FLUIDES

L'écoulement d'un fluide au travers d'une roche est invariablement le résultat d'une perturbation du gradient de pression hydrostatique stable soit par des gradients de charge, soit par différence de densité. Dans ce chapitre, les forces mécaniques ou thermodynamiques à l'origine du mouvement des fluides en milieu poreux sont passées en revue[1]. L'accent sera mis sur les mécanismes, convection et pompage dynamique, susceptibles de se produire au sein des zones de cisaillement. Leur importance relative, point central de ce mémoire, sera discutée sur l'exemple de Tinos en partie IV et V.

III. 1 Mouvements de fluides engendrés par des gradients de charge hydraulique

La charge hydraulique est l'altitude du niveau piézométrique[2] par rapport à un plan de référence. Elle est proportionnelle à l'énergie mécanique du fluide. Cette altitude est la somme d'une charge statique (correspondant à l'énergie potentielle) et d'une charge dynamique (correspondant à l'énergie cinétique). Dans le cas de l'écoulement en milieu poreux, le deuxième terme est négligeable devant le premier. La charge hydraulique (h) peut alors être décomposée en un terme d'élévation (z) par rapport à la cote arbitraire et un terme de pression :

$$h = z + \frac{P}{rg} \qquad \text{(I.10)}$$

où P est la pression du fluide, ρ sa masse volumique et g est la gravité. La charge est dite hydrostatique lorsque la pression (alors hydrostatique) est équilibrée par le poids de la

[1] Pour une description exhaustive des gradients à l'origine de l'écoulement, voir les ouvrages de De Marsily (1986) et Ingebritsen & Sanford (1998).

[2] Niveau supérieur de la colonne de liquide en équilibre avec la pression hydrostatique. Le niveau piézométrique est donc égal au niveau de liquide réel lorsque la pression est hydrostatique (nappe phréatique).

colonne d'eau. La charge est dite lithostatique lorsque la pression (alors lithostatique) est équilibrée par le poids de la colonne de roche.

Le gradient de charge n'est proportionnel au gradient de pression que lorsque la hauteur z est constante. L'écoulement du fluide ne s'effectue donc pas forcément vers les pressions les plus faibles, mais vers les charges les plus faibles. Ainsi, la surface et le fond d'un plan d'eau au repos sont à la même charge hydraulique, parce que la différence de cote entre les deux points est compensée par une différence de pression de signe opposé (Fig. I.17) (le gradient de pression hydrostatique). La différence de pression est égale au poids de la colonne d'eau.

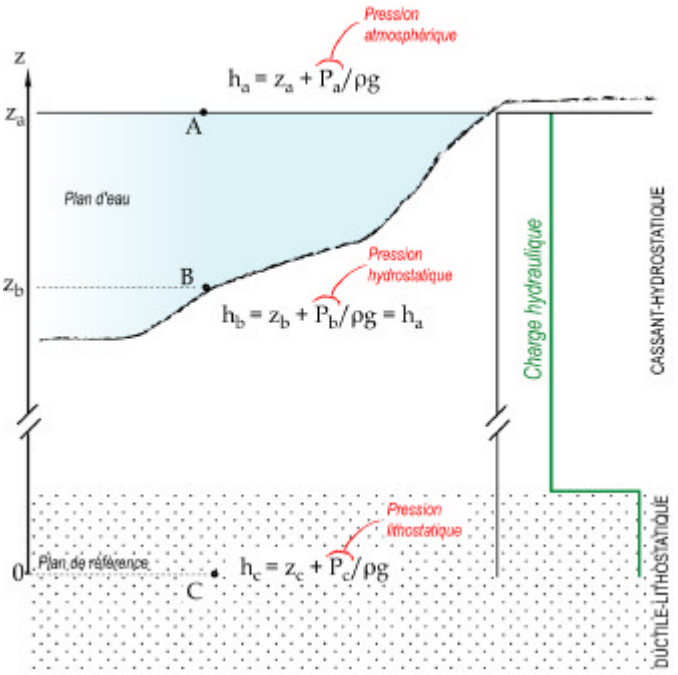


Figure I.14 : *Charge hydraulique en fonction de la profondeur. Dans la croûte cassante et sans variation d'altitude du niveau de base, la charge est constante, car la pression est équilibrée par l'altitude (Points A et B). La transition cassant ductile est marquée par une variation du gradient de pression, qui occasionne un saut de charge hydraulique (ici positif, correspondant à un modèle de croûte inférieure où la pression des pores est lithostatique).*

Au vu de l'équation I.10, deux phénomènes peuvent engendrer un gradient de charge hydraulique : (1) une mise en charge gravitaire, occasionnée par des variations topographiques, ou (2) une variation de pression entre deux points à la même cote, causée par une déformation du squelette solide et du volume des vides au sein du milieu poreux.

III. 1a) Effet de la topographie :

Sous un gradient de charge gravitaire, l'écoulement s'effectue vers les cotes les plus basses. Cet écoulement est dirigé par la topographie des aquicludes, créée par des hétérogénéités lithologiques ou structurales. Une situation caractéristique est celle des bassins d'avant-pays de chaînes de montagnes. La recharge des aquifères en eaux

météoriques s'effectue au sein de la chaîne et l'écoulement est dirigé vers le bassin, dans la direction de la charge hydraulique la plus faible. L'écoulement gravitaire est conduit par le socle ou par les couches imperméables, au travers des couches à forte perméabilité. L'échelle de temps d'équilibration des gradients de charge est en général de plusieurs ordres de grandeur inférieure à celle des processus géologiques qui produisent les gradients de topographie (orogenèse, subsidence…). L'augmentation du gradient de charge engendrée par l'augmentation de la pente est donc équilibrée instantanément. Si la recharge des aquifères est équivalente à leur vidange, l'écoulement peut alors être considéré comme stationnaire au cours des temps géologiques.

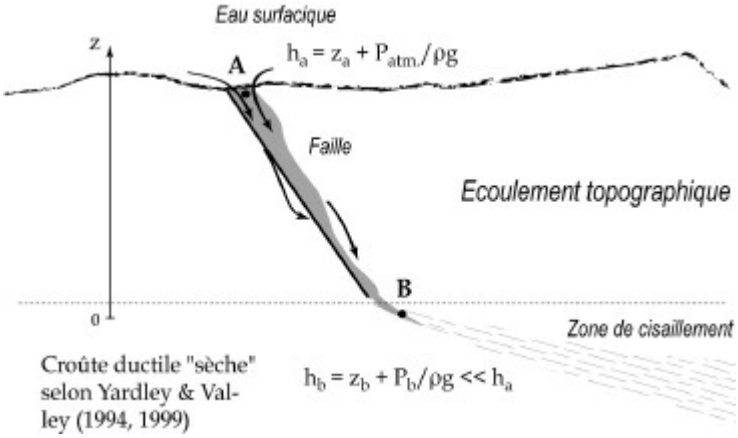


Figure I. 15 : *Ecoulement topographique le long d'une faille vers une zone de cisaillement. L'eau se dirige vers la charge hydraulique la plus faible. C'est B qui a la charge la plus faible, selon l'hypothèse d'une croûte inférieure sèche de Yardley & Valley (1994,1999).*

La gravité peut être la cause majeure de l'infiltration des fluides pendant la déformation si l'on considère le modèle de Yardley & Valley (1994, 1999) détaillé au chapitre précédent, où la croûte ductile est un puits pour les fluides. L'écoulement s'effectue alors vers la profondeur (charge hydraulique la plus faible) à la faveur des discontinuités de la croûte ductile déformée (zones de cisaillement par exemple) où la perméabilité est moins faible (Fig. I.15).

III. 1b) Gradients de pression intersticielle

Variation de la taille des pores ou de la quantité de fluide

L'écoulement gravitaire n'est en revanche pas possible au-delà de la transition fragile-ductile si l'on considère un modèle de croûte inférieure saturée où la pression des fluides est lithostatique (Bailey, 1994 ; Manning & Ingebritsen, 1999). Les gradients de charge hydraulique sont alors inversés et l'écoulement est dirigé vers les pressions les plus faibles, c'est-à-dire vers le haut. Les causes de ces surpressions intersticielles, compaction des pores

par fluage ou production de volatils par dévolatilisation/déshydratation, ont déjà été abordées dans les chapitres précédents. Il faut noter qu'il existe d'autres mécanismes capables de créer des gradients de pression intersticielle à l'échelle locale, comme la tension capillaire par exemple (Stevenson, 1986). Ces mécanismes ne seront pas détaillés (voir la synthèse de Neuzil, 1995 sur les causes des surpressions intersticielles).

Effet de la déformation : les modèles de "pompage"

A long terme, les roches, même très faiblement perméables, ne peuvent pas retenir de surpressions de fluides engendrées par la déformation (Simpson, 2001). En revanche, sous une déformation rapide du squelette solide et du volume des vides, les gradients de charge des pores, occasionnés par une variation de la pression intersticielle, ne s'équilibrent pas instantanément. Ces différences de charge hydraulique peuvent générer des circulations importantes de fluides pendant de courts intervalles de temps. De tels phénomènes ont été suggérés à l'échelle d'une chaîne de montagnes pour justifier des migrations de fluides à l'échelle régionale lors de l'orogenèse ("geologic forcing" d'Oliver, 1986). Seuls sont détaillés ici les processus d'échelle plus locale susceptibles de se produire dans une zone de cisaillement crustale.

La dilatance des roches sous l'effet de la déformation peut être un vecteur du transport des fluides. Dans un contexte de déformation cassante, les roches cristallines soumises à la contrainte subissent un accroissement progressif de volume préalablement à leur rupture. Cette dilatance est générée par la nucléation, puis la coalescence de microfractures. L'accroissement de volume disparaît brutalement lors de la fracturation, avec le relâchement de la contrainte. Les cycles de dilatance-contractance du squelette solide ont un effet sur le volume des vides, et donc sur la pression des fluides intersticiels (Scholz, 1973).

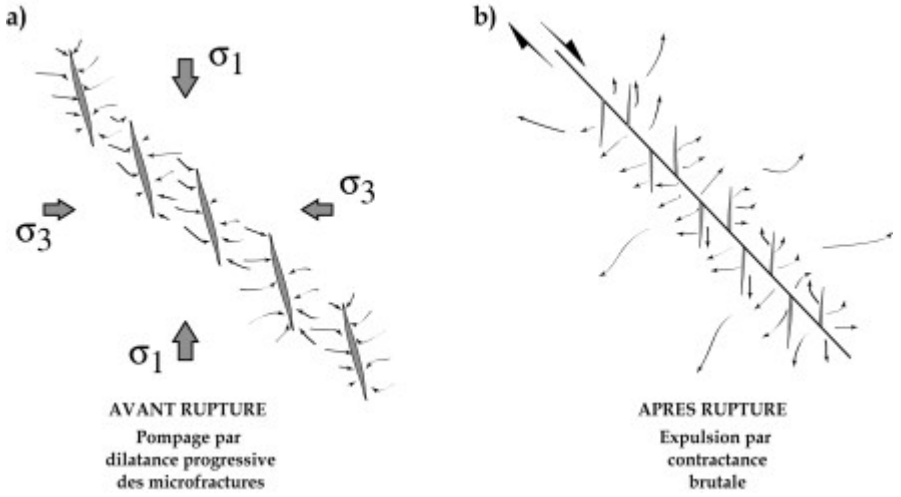


Figure I.16 : *Mouvement de fluides par dilatance-contractance au cours des cycles sismiques. a) Avant fracturation lors de l'accumulation progressive des contraintes. b) Après rupture, lors du relâchement brutal des contraintes.*

La dilatance progressive réduit la pression des pores dans les zones soumises à forte contrainte où la fracturation est imminente (zones de failles par exemple), occasionnant un transport de fluides (Fig. I.16a). La dilatance qui précède la fracturation occasionne une augmentation de la résistance des roches au cisaillement dans la zone sur le point de rompre (par translation du cercle de rupture vers les forts déviateurs dans un diagramme de Mohr-Coulomb). Après la fracturation, le relâchement brutal de l'accroissement de volume inverse le gradient de pression et expulse les fluides de la zone de failles (Fig. I.16b). Les évolutions de la pression des fluides, de la contrainte de cisaillement et des flux au cours du cycle sismique sont représentées de manière schématique sur la Figure I.17.

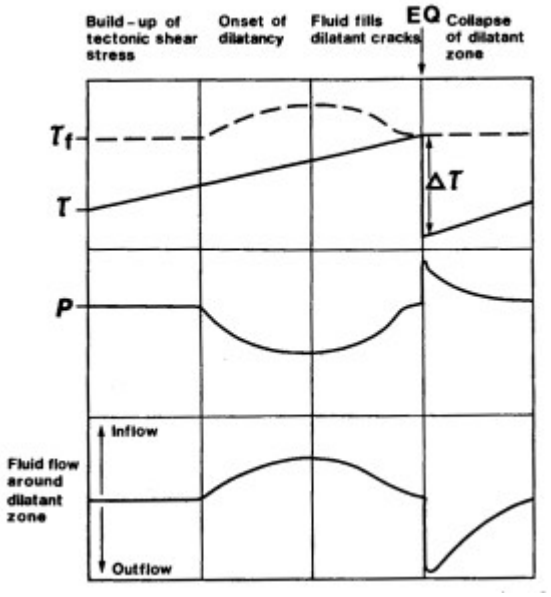


Figure I.17 : *Diagramme synoptique du processus de pompage sismique (d'après Sibson et al., 1975).* t *: contrainte cisaillante. P : pression de fluide.* t_f *: résistance au cisaillement (*$t_f = \mu(s_n - P)$ *où* μ *est le coefficient de frottement et* s_n *la contrainte normale au plan de frottement). Le sens et la magnitude du flux sont représentés en bas du diagramme. EQ : earthquake.* Δt *:relâchement de la contrainte.*

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. Des variations post-rupture du débit des rivières ont d'ailleurs été observés à l'échelle régionale dans des zones sismiquement actives (Muir-Wood & King, 1993). Selon Sibson (1981), cette dilatance induite par la fracturation serait à même d'engendrer des mouvement latéraux de fluides à l'échelle du kilomètre et jusqu'à 15 km en profondeur (la base de la zone sismogénique) pour la faille de San Andreas. Sibson et al. (1988) expliquent aussi l'abondance des minéralisations dans les zones de failles par les brusques variations de pression provoquées par le pompage sismique, causant des chutes brutales de la solubilité des éléments dissous (quartz par exemple). Les accumulations minérales seraient alors occasionnées par la succession des cycles sismiques dans la zone de rupture.

Sous la transition fragile-ductile, la dilatance induite par la déformation a aussi été proposée comme mécanisme de circulation. McCaig (1988) a étendu la notion de pompage

sismique au-delà de la zone sismogénique, dans les zones de cisaillement ductile. **En domaine ductile, la dilatance est surtout observée dans les lithologies qui présentent des contrastes de compétence rhéologique** (Burg & Philippot, 1991 par exemple). Les pincements de boudins rompus ou les ombres de pression d'objets tournés par la déformation ductile en sont des exemples. La circulation locale des fluides pourrait être engendrée par cette dilatance ductile (Oliver et al., 1990 ; Oliver et al., 1993). Son importance à plus grande échelle n'est pas connue.

Conceptuellement, les processus de pompage par déformation dilatante suggèrent des mouvements de fluides transitoires, épisodiques et cycliques. Plusieurs études ont cherché à mettre en évidence une cyclicité des circulations pour démontrer l'importance des mécanismes de pompage (Boullier & Robert, 1992 ; Cox, 1995 ; Foxford et al., 2000). Cet effet de "valve" a été suggéré par certains auteurs (Robert & Boullier, 1993 ; Robert et al., 1995 ; Henderson & McCaig, 1996) pour expliquer les variations de densité, et donc de pression, des inclusions fluides dans les zones de faille ou de cisaillement. D'autres ont attribué la texture multiphasée de veines minéralisées à un tel processus. Dans la cinquième partie de cette thèse, nous mettons en évidence le caractère cyclique de la composition isotopique d'une ombre de pression de pyrite, interprété comme la conséquence d'un pompage par dilatance cyclique dans une zone de cisaillement ductile.

III. 2 Mouvements de fluides engendrés par un gradient de densité : La convection thermique

Dans un milieu poreux, la convection dite naturelle (par opposition à la convection forcée en géothermie) se produit lorsque des gradients de densité de fluides sont engendrés par une source de chaleur en profondeur. Les fluides chauds et moins denses s'élèvent et les fluides froids et denses descendent sous l'action de la gravité. Ces zones de flux ascendants et descendants sont organisées en "cellules de convection". La convection thermique s'engendre dés que cette configuration "froid sur chaud" est réalisée, quelle que soit la perméabilité. Les forces qui génèrent la convection peuvent être représentées de manière adimensionnelle par le nombre de Rayleigh (Ra), défini comme le rapport des forces motrices de poussée d'Archimède, et des forces de viscosité, inhibitrices du mouvement. Pour un horizon perméable horizontal, infini et saturé, le nombre de Rayleigh s'exprime de la manière suivante[1] :

[1] Cette expression du nombre de Rayleigh suppose satisfaites les hypothèses de Boussinesq, c'est-à-dire que les propriétés thermodynamiques et de transport du fluide sont indépendantes de la température et de la pression. Boussinesq suppose le fluide incompressible mais il conserve le terme de poussée d'Archimède, directement lié à la dilatation ou à la contraction thermique.

$$Ra = \frac{aC_p rgkL\Delta T}{nK_m} \quad \text{(I.11)}$$

où α, C_p, ρ et ν représentent respectivement le coefficient de dilatation isobare, la capacité calorifique, la masse volumique et la viscosité cinématique du fluide, K_m et k sont la conductivité thermique et la perméabilité du milieu poreux, g la pesanteur, L la hauteur de l'horizon perméable (et de la cellule de convection), et ΔT la différence de température entre la base et le sommet de l'horizon. La principale conséquence de la convection est d'accroître les transferts de chaleur. La chaleur convectée est quantifiable à partir du nombre de Nusselt (Nu), par le rapport du flux de chaleur total ϕ (conductif et advectif) et du flux conductif :

$$Nu = \frac{fL}{K_m \Delta T} \quad \text{(I.12)}$$

La convection naturelle n'occasionne des transports de chaleur advectifs non-négligeables qu'au-delà d'une valeur critique $Ra_{critique}$, proche de $4\pi^2$ (Lapwood, 1948)[1]. L'advection de chaleur s'effectue alors dans les deux zones, ascendantes et descendantes, de la cellule de convection. Les nombres de Peclet (Pe_T et Pe_c) pour chacune de ces zones sont alors supérieurs à 10. Au-dessous de $Ra_{critique}$, les transferts de chaleur advectifs sont négligeables par rapport aux transferts conductifs (Pe_c > 10 mais Pe_T <10, cf. annexe 5).

Dans les bassins sédimentaires, la convection naturelle est un phénomène courant observé dans les niveaux aquifères de forte puissance (L grand). Dans le domaine de la croûte profonde, la valeur critique du nombre de Rayleigh a été utilisée pour confirmer ou infirmer la possibilité de flux convectifs en domaine ductile. Etheridge et al. (1983) ont proposé un modèle de circulation convective en contexte métamorphique impliquant une réutilisation cyclique des fluides au cours des interactions fluide/roche. Leur modèle présentait l'avantage de rationaliser les forts degrés d'interaction fluide/roche et les flux intégrés publiés à cette époque. Ces auteurs montrent que la convection est possible dans la croûte inférieure ductile en prenant une perméabilité minimale de 10^{-17} m². Outre le fait que les perméabilités métamorphiques sont plutôt proches de 10^{-19} m², leur modèle a suscité de nombreuses critiques à cause d'un problème conceptuel majeur. Pour que l'instabilité convective soit entretenue en domaine ductile où la pression de fluide est lithostatique, la transition fragile-ductile doit être marquée par un aquiclude, au-dessus et au-dessous duquel la perméabilité est plus élevée. Par ailleurs, England & Thompson (1984) calculent un

[1] Cette valeur critique est surestimée si les effets « non-Boussinesq » sont pris en compte (Straus & Schubert, 1977). La convection naturelle s'instaure donc plus facilement dans le cas réel que dans le cas simplifié des hypothèses de Boussinesq.

nombre de Rayleigh inférieur à la valeur critique de $4\pi^2$ dans le cas d'un métamorphisme régional en domaine de croûte continentale épaissie. Le modèle de convection crustale sous un niveau imperméable est tombé en désuétude à l'heure actuelle.

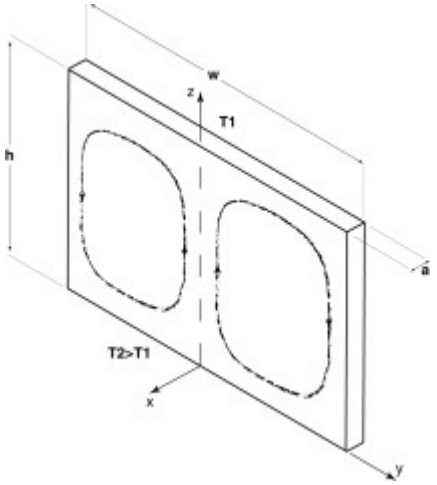


Figure I.18 : *Géométrie des cellules de convections dans une fracture verticale d'après Murphy (1979).*

La convection naturelle est cependant plausible à une échelle plus locale dans les zones où la perméabilité est forte et où la pression est hydrostatique. C'est le cas des domaines de déformation localisée et des zones de failles en particulier. Dans la croûte supérieure, la convection thermique est à l'origine des sources géothermales localisées sur la trace des grandes zones de failles. **Même au sein d'une fracture de quelques millimètres d'épaisseur, des transferts convectifs peuvent s'instaurer entre les extrémités inférieures et supérieures de l'ouverture (Lowell, 1975)**.

La convection naturelle dans une fracture est fortement influencée non seulement par les transports de chaleur dans la phase fluide elle-même, mais aussi par les transports de chaleur entre le fluide et l'encaissant de la fracture. Murphy (1979) a élaboré un modèle de fracture verticale dans lequel le nombre de Rayleigh est une fonction du temps à partir de l'ouverture de la fracture. A t = 0 (ouverture), $Ra \cong 10(h/a)^2$ où h est la hauteur et a la largeur de la fracture. h étant très supérieure à a, Ra(t = 0) est très supérieur à $4\pi^2$ et l'instabilité convective s'installe. Le modèle de Murphy (1979) prédit une géométrie des cellules de convection parallèle au plan de fracturation (Fig. I.18). Au fur et à mesure du transport de chaleur, la roche encaissante en bas de fracture perd de la chaleur tandis que le haut en gagne, et Ra diminue en $t^{-1/2}$. La convection turbulente finit donc par devenir instable et un état isotherme est approché. La convection naturelle peut éventuellement reprendre lorsque la différence de température est renouvelée (échelle de temps des cycles : de 10 à 10000 ans selon la taille de la faille).

Dans le cas d'une fracture ou d'une faille inclinée, qui nous intéresse plus, le modèle de Murphy n'est plus applicable directement. Tournier et al. (2000) préconisent alors de

multiplier la valeur verticale du nombre de Rayleigh (Eq. I.11) par le cosinus de l'angle de la fracture. En d'autres termes, plus la faille ou la fracture est inclinée, plus le nombre de Rayleigh est faible. Dans le cas, plus réaliste, d'une grande faille remplie d'une gouge, le vide de la fracture est remplacé par un milieu poreux perméable. Lòpez & Smith (1995) ont modélisé le comportement des transferts thermiques dans un tel cas de figure. Ces auteurs montrent que pour une faille à fort pendage infiltrée par des fluides superficiels à pression hydrostatique, des cellules convectives s'installent à partir d'une perméabilité de gouge ou de mylonite de 10^{-13} m² et une perméabilité d'encaissant de 10^{-19} m². La taille de la faille, son épaisseur, son pendage, sa profondeur, et le gradient géothermique local influencent énormément ces résultats.

Dans les mylonites ductiles où la perméabilité est faible (< 10^{-17} m²) et la pression lithostatique, les résultats de Lòpez & Smith (1995) semblent infirmer l'existence de cellules convectives le long des bandes de cisaillement. Par contre, lorsque la zone de cisaillement évolue en détachement dans le domaine cassant, une augmentation de perméabilité est à prévoir. Le faible pendage diminue le nombre de Rayleigh, mais Ra augmente selon le carré du rapport de forme (longueur/épaisseur). Si la convection libre se produit, elle est donc cantonnée au stade "détachement" de la zone de cisaillement. Cette hypothèse sera examinée en quatrième partie.

Dans le cas où les caractéristiques géométriques, le flux de chaleur et la perméabilité permettent la convection naturelle dans une faille à faible pendage, la géométrie et l'échelle des cellules de convection peuvent être discutées. Criss & Hofmeister (1991) ont établi un calcul du nombre de Rayleigh dans le cadre d'un horizon incliné, pour déterminer la géométrie des instabilités convectives dans une lithosphère en subduction. Leur modèle peut être appliqué à un détachement, si l'on considère la zone de cataclasite qui borde le plan de faille comme un horizon perméable penté de faible épaisseur. Les calculs de Criss & Hofmeister (1991) montrent que la forme des cellules de convection dépend de Ra et du pendage de l'horizon (Fig. I.19). Dans les cas ou Ra est inférieur à sa valeur critique, une cellule unique s'instaure (quelles que soient la différence de température ou la perméabilité). Ce type de cellules n'occasione pas de transfert de chaleur advectif (Bories & Combarnous, 1973, Catton, 1978, cf. annexe 5). Le cas où Ra est grand et le pendage faible, qui semble bien adapté aux détachements, donne des cellules de convections transversales de faible rayon, et couplées dans le sens de la plus grande pente.

D'autres gradients, de concentration ou de potentiel électrique par exemple, peuvent aussi générer des transferts de masse. Leur portée est toutefois limitée dans les conditions qui nous intéressent. Par la suite nous négligerons leurs effets.

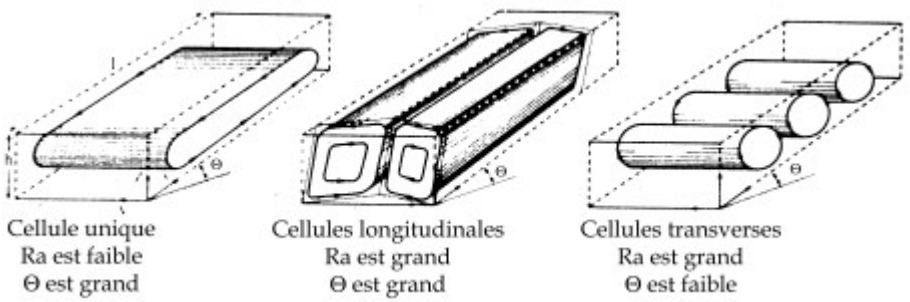


Figure I.19 : *Géométrie des cellules de convection dans un horizon incliné d'après Criss & Hofmeister (1991). A gauche, une cellule unique bidimensionnelle (non soumise à condition). Au milieu, des cellules longitudinales dont l'axe est dans la direction de plus grande pente. A droite, des cellules transversales dont l'axe est horizontal.*

II. 3 Bilan : mécanismes de circulation dans les zones de cisaillement

Les forces gravitaires, les surpressions engendrées par la déformation et les gradients thermiques sont les principaux moteurs des circulations de fluides au sein des zones de cisaillement crustales**. L'infiltration gravitaire fournit une source potentielle à l'apport de fluides en profondeur**. Les effets de la déformation sont clairement antagonistes de ceux de la température. **Le pompage par dilatance/contractance perturbe la convection libre stable si celle-ci est instaurée**. Dans une zone de cisaillement extensive active, qui évolue en détachement, ces phénomènes s'additionnent. En domaine ductile, la convection est peu probable, et les fluides migrent principalement grâce à la déformation, par pompage. Avec l'évolution progressive vers le domaine cassant, la convection peut s'instaurer, et se superposer à l'effet de valve. Si tel est le cas, ce mode de convection est transitoire et instable, et se produit entre les cycles sismiques (Fig. I. 20). La convection et l'effet de valve seront examinés respectivement en quatrième et cinquième partie, sur l'exemple de l'île de Tinos.

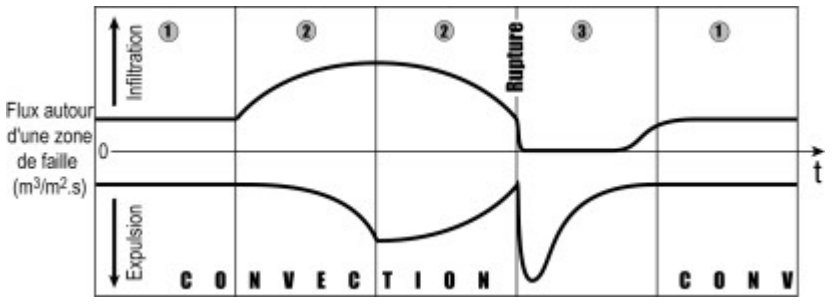


Figure I.20 : *Flux entrants et sortants au sein d'un détachement au cours des cycles de rupture. (1) Convection stationnaire entre les cycles de mouvement du détachement. Le flux entrant est égal au flux sortant. (2) Convection non stationnaire pendant l'accumulation de contrainte. (3) Rupture. La convection est détruite. Les fluides sont expulsés par contractance lors du relâchement des contraintes. Le flux entrant est nul. La somme des flux entrants et sortants sur un cycle est nulle.*

Les zones de cisaillement crustales constituent des domaines privilégiés de circulation des fluides. Ce sont des systèmes ouverts chenalisés à l'échelle macroscopique, qui permettent des transports de matière et/ou de chaleur sur des distances importantes, dans le sens vertical. Les perméabilités y sont fortes en comparaison de l'encaissant, tant dans le domaine ductile que lors de l'évolution vers le domaine cassant. Ce sont par ailleurs des zones actives du point de vue mécanique et thermique, capables de générer les forces à l'origine des flux de matière, dont on retrouve la trace chimique ou isotopique.

Mais ces observations n'expliquent pas tout. Selon les modèles de pression de fluide/profondeur, le sens de passage des fluides est ascendant ou descendant. Un profil de pression tel que celui de Yardley & Valley (1994) prédit des infiltrations descendantes de fluides météoriques vers la croûte ductile sèche. En revanche, un modèle de croûte ductile dont les pores sont à pression lithostatique suggère une expulsion ascendante de fluides crustaux. Quelle est l'origine des fluides qui empruntent les zones de cisaillement crustales ?

A l'heure actuelle, l'étude des roches exhumées par des zones de cisaillement constitue le seul moyen direct d'établir un profil de perméabilité crustale. Tous les modèles prédisent une décroissance de la perméabilité en profondeur, mais une incertitude de taille persiste en ce qui concerne la pente de cette décroissance, logarithmique ou brutale, au niveau de la transition rhéologique. Cette incertitude peut être levée par l'étude des zones de cisaillement exhumées en répondant à la question suivante : à quel stade de déformation – ductile ou cassante – les circulations se produisent-elles au cours de l'évolution en détachement ? Dans les parties qui suivent, nous tenterons d'y répondre, sur l'exemple de la zone de cisaillement fossile de l'île de Tinos.

DEUXIEME PARTIE

PROPRIETES DES ZONES DE CISAILLEMENT EXTENSIVES LORS DE L'EXHUMATION DES DOMES METAMORPHIQUES,

LE ROLE DES FLUIDES

Chapitre I : Morphologie des zones de cisaillement _____ 59

I. 1 Structuration des zones de cisaillement lors de l'exhumation d'un dôme métamorphique ___ 59

I. 2 Les marqueurs du métasomatisme des zones de cisaillement _____ 62

I. 2a) Mobilité des éléments majeurs et traces _____ 62

I. 2b) Transformations minérales _____ 64

I. 2c) Altération isotopique _____ 65

I. 3 Influence des fluides lors de l'initiation d'un dôme métamorphique _____ 66

I. 4 Bilan : chronologie des circulations et de la déformation _____ 70

Chapitre II : A quel stade et jusqu'à quelle profondeur les fluides circulent-ils dans une zone de cisaillement extensive ? _____ 71

II. 1 L'origine des fluides : profonde ou superficielle ? _____ 71

II. 2 Les fluides traversent la transition rhéologique le long des détachements _____ 75

II. 3 Les détachements sont imperméables au-delà de la transition fragile-ductile _____ 76

II. 4 Bilan : deux interprétations d'une même signature isotopique _____ 78

C'est au cours des années soixante-dix que l'étude spécifique des paléo-circulations de fluides au travers des bandes de cisaillement a pris son essor, suite à l'avancée des techniques géochimiques et pétrologiques. Avant la parution de l'ouvrage de Fyfe et al. (1978), les circulations sont essentiellement considérées comme des conséquences tardives de la localisation de la déformation, principalement parce que la plupart des zones de cisaillement étudiées montrent des fluides d'origine météorique, dont on répugne à admettre la pénétration profonde dans la croûte continentale.

La publication quasi-synchrone des modèles d'exhumation des dômes métamorphiques par des zones de cisaillement (Davis, 1983) et de déformation ductile assistée par la présence de fluides (Etheridge et al., 1983) a conduit à reconsidérer la dualité détachement/circulation de fluides sous un angle nouveau : les fluides prennent part à la déformation d'un dôme métamorphique en cours d'exhumation, et en contrôlent la rétromorphose. Les questions qui se posent découlent alors directement des considérations exposées dans la première partie : quelle est l'origine des fluides, et quels sont les forces et les mécanismes mis en jeu lors des circulations ? Quelles sont les échelles et la profondeur des transports ? Et surtout : à quel stade de la déformation les fluides interviennent-ils ? Le premier chapitre expose de manière non exhaustive le rôle structural, mécanique et chimique des interactions eau/roches dans les zones de cisaillement. Ce chapitre est aussi l'occasion d'évoquer les modèles de formation d'un détachement et de décrire la structure finale des dômes exhumés.

L'évolution des connaissances sur les migrations de fluides à grande échelle est exposée dans un deuxième chapitre, sous forme d'une controverse concernant la pénétration des fluides au travers de la transition fragile-ductile. Cette controverse transpose aux zones de cisaillement le problème plus général du profil de perméabilité crustale, exposé dans le chapitre I.§II.

CHAPITRE I :

MORPHOLOGIE DES ZONES DE CISAILLEMENT EXTENSIVES :

Le présent chapitre détaille la morphologie et les propriétés physico-chimiques finales des dômes métamorphiques exhumés et des détachements qui les coiffent. Les modèles d'extension crustale qui expliquent cette structuration finale sont brièvement évoqués.

I. 1 Structuration des zones de cisaillement lors de l'exhumation d'un dôme métamorphique

Lors du mouvement extensif d'une zone de cisaillement crustale, les roches profondes exhumées passent successivement dans les champs de la croûte inférieure ductile et de la croûte cassante. La déformation cisaillante qui accompagne cette remontée, d'abord distribuée sur l'ensemble du compartiment inférieur (le futur dôme métamorphique) en contexte ductile, se localise progressivement vers une zone d'intensité maximale conduisant à la formation d'un détachement. Les structures de la déformation ductile profonde sont fossilisées au cœur du dôme. L'évolution vers le domaine cassant se traduit par une complexité croissante des structures qui se superposent, dans la zone de plus en plus étroite où la déformation reste active (Davis, 1988 ; Davis & Lister, 1988). La configuration finale du dôme métamorphique exhumé présente donc les caractéristiques suivantes :

- L'intensité de la déformation finie augmente depuis le cœur du dôme vers le détachement.
- Le style de la déformation évolue vers le détachement. Il s'apparente à un étirement homogène au cœur du dôme et à un cisaillement simple de plus en plus prononcé vers le contact.
- Les critères de déformation indiquent un contexte de plus en plus cassant. Ces critères reprennent des structures antérieures plus ductiles.

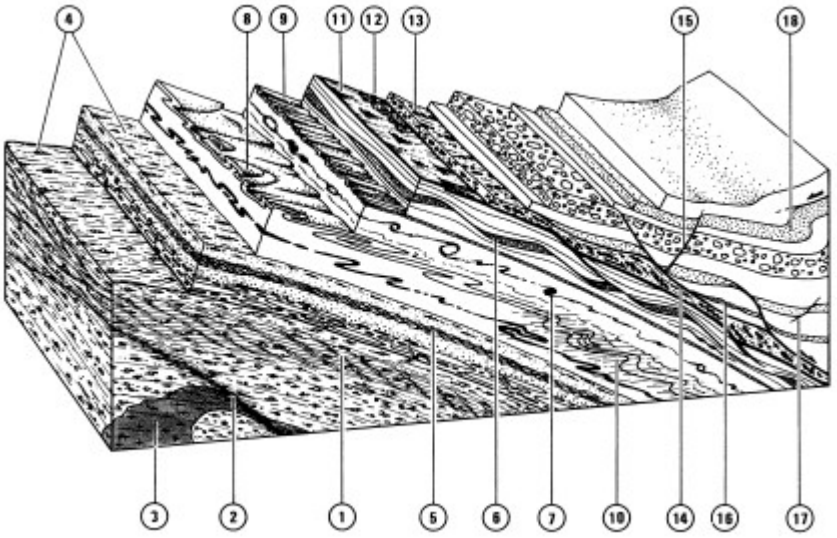


Figure II.1 : *Bloc diagramme synthétique montrant les différentes structures méso- et macroscopiques associées aux zones de cisaillement extensives d'après Malavieille (1993). (1) Roches foliées et affectées par des bandes de cisaillement extensives (plans C') ; (2) Zone de cisaillement extensive à l'échelle mésoscopique ; (3) Intrusions magmatiques (plutons, sills ou dykes) syn-cinématiques du jeu de la zone de cisaillement majeure, boudinées et/ou mylonitisées; (4) linéation d'étirement ; (5) Plans de crénulation extensifs ; (6) Boudinage à toutes les échelles ; (7) Objets tournés par le cisaillement simple ; (8) Plis en fourreau dans les zones de forte déformation cisaillante ; (9) Plis d'axes parallèles à la linéation d'étirement se formant à toutes les échelles ; (10) Plis serrés se développant dans les lithologies contrastées au cours des derniers stades de la déformation ductile, et remaniant la foliation mylonitique ; (11) Stries indiquant le sens de cisaillement sur le plan de glissement du détachement ; (12) Brèches cataclastiques ; (13) Galets striés, étirés et/ou fracturés ; (14) Décollements mésoscopiques à faible pendage dans les lithologies peu compétentes ; (15) Failles normales à fort pendage ; (16) Niveaux étirés ; (17) failles syn-sédimentaires dans des sédiments non compactés ; (18) Plis gravitaires.*

La majorité des fabriques générées par cette évolution de la déformation sont représentées sur la Figure II.1. Ces fabriques individualisent trois zones de déformation distinctes : (1) Le cœur du dôme, constitué de roches métamorphiques et/ou magmatiques déformées de manière ductile coaxiale. (2) Une zone où les roches du dôme sont mylonitisées, et où la déformation ductile est très intense et nettement cisaillante. (3) Une zone de brèches localisée sous le plan de glissement du détachement, où la déformation cassante a remanié les mylonites ductiles. Le passage d'une zone à l'autre est graduel.

Une conséquence importante découle de ces caractéristiques structurales : la déformation coaxiale du cœur du dôme est celle qui a lieu à plus grande profondeur, mais c'est aussi la plus ancienne. Vers le contact, une déformation moins profonde, et plus récente, se superpose et s'ajoute à la déformation initiale. Une coupe verticale du mur du détachement dans une direction parallèle à la linéation d'étirement peut donc être assimilée à une coupe "temps" (Fig. II.2). Les stades de déformation les plus récents sont situés à proximité immédiate du contact, dont la brèchification est l'événement final, alors que les événements précoces sont préservés au cœur du dôme. La Figure II.3, tirée de Lister & Davis (1989) montre l'évolution spatiale et temporelle d'une zone de cisaillement ductile vers un détachement extensif. Les roches métamorphiques ou magmatiques de la croûte ductile profonde subissent une mylonitisation dans les faciès amphibolite et/ou schiste vert, dans la

partie supérieure de la croûte inférieure. Cette mylonitisation se traduit par une déformation cisaillante pénétrative, de plus en plus localisée au fur et à mesure que le mur remonte vers la transition fragile-ductile. Au niveau de la transition elle-même, les mylonites sont reprises par la brèchification, puis par la cataclase. La profondeur de ce type de déformation cassante correspondrait à la limite inférieure de la zone sismogénique du détachement, au-dessous de laquelle la déformation s'effectue par fluage asismique. Le plan de glissement à faible pendage du détachement se forme au sein de la zone de cataclasite, avec la remontée du compartiment inférieur.

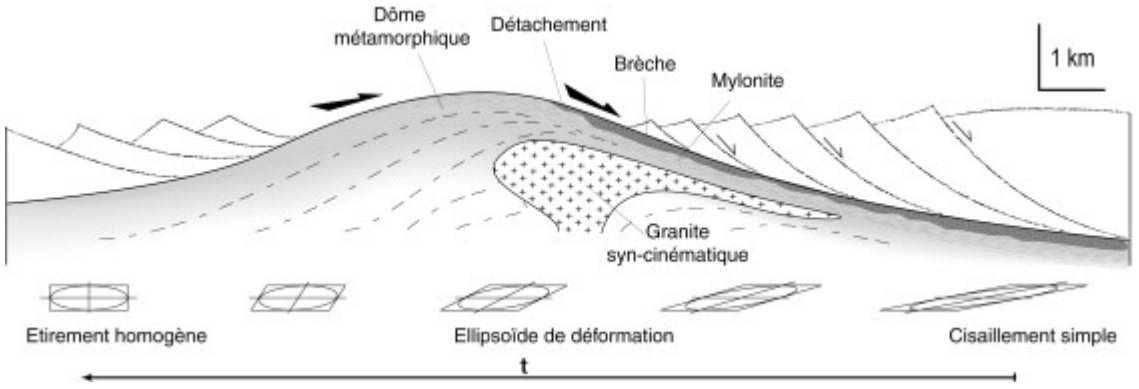


Figure II.2 : *Evolution de la déformation d'un dôme vers le détachement. Le cœur dôme (ici intrudé par un granite syn-cinématique du jeu de la zone de cisaillement) est affecté par un étirement homogène ductile, qui évolue vers un cisaillement simple de plus en plus prononcé vers le détachement (mylonite). La mylonite est reprise par une zone de brèches sous le contact entre compartiments inférieur et supérieur. La coupe structurale représente une coupe "temps" de la déformation au cours de l'évolution en détachement de la zone de cisaillement.*

La Figure II.3 de Lister & Davis (1989) place en fin d'évolution un cycle d'altération hydrothermale, postérieur à la brèche. Il est pourtant déjà reconnu à l'époque de cette publication, dans le cas des dômes du Basin and Range, que la zone de mylonites représente un équivalent hydraté du protolite préservé dans le cœur de l'antiforme[1] (Todd, 1980 par exemple). Les mylonites et les brèches des zones de cisaillement ductiles se forment donc en présence de fluides aqueux et/ou carbonés. Ces interactions fluides/roche, qui participent à la rétromorphose du dôme, ont lieu dans les conditions du faciès métamorphique schiste

[1] Pour des raisons qui seront exposées dans le chapitre II.§II, la plupart des publications des années quatre vingt découplent les circulations profondes, en domaine ductile, des circulations hydrothermales tardives qui se produisent le long des détachements en contexte cassant.

vert, approximativement à la profondeur de la transition fragile-ductile de la croûte continentale.

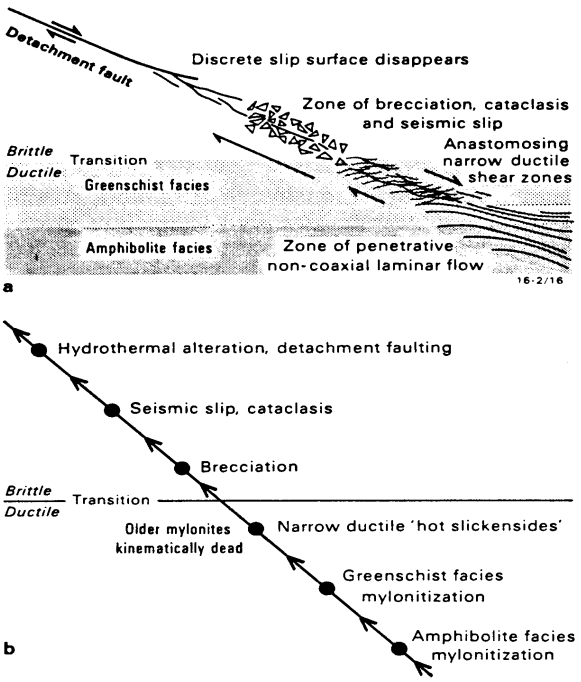


Figure II.3 : *Evolution a) spatiale et b) temporelle d'une zone de cisaillement ductile vers un détachement extensif, d'après Lister & Davis (1989). La déformation cassante se superpose à la déformation ductile au cours de l'exhumation du compartiment inférieur.*

I. 2 Les marqueurs du métasomatisme des zones de cisaillement

I. 2a) Mobilité des éléments majeurs et traces

Au cours de leur mylonitisation, les roches prises dans une zone de cisaillement rétrograde subissent de profonds changements de minéralogie, de composition chimique (éléments majeurs, mineurs ou traces) et de signature isotopique. Contrairement au métamorphisme régional, ces changements ne sont pas topochimiques (les pertes d'éléments ne sont pas compensées par les apports) et impliquent une métasomatose (pour un aperçu des techniques d'étude du métasomatisme, voir la synthèse de McCaig, 1997). Les premiers à relier quantitativement ces changements à des interactions fluides/roches sont Beach et Fyfe (1972) dans le cas des zones de cisaillement protérozoïques de Scourie (Nord-Ouest de l'Ecosse). Beach (1976) montre que les mylonites du faciès amphibolite sont enrichies en éléments alcalins et appauvries en Fe, Ca et Mg par rapport à leur protolite gneissique, et que cet enrichissement est imputable à l'introduction d'un fluide au cours de la déformation. Sur le détachement chevauchant de Rector Branch (Caroline du Nord), O'Hara (1988) démontre que la disparition des éléments K, Na, Si, Ca, Al, Rb, et Sr s'accompagne d'une chute de

volume des mylonites en regard du protolithe. Une perte de volume de 60 % est aussi remarquée par Selverstone et al. (1991) dans la fenêtre du Tauern (Alpes autrichiennes), correspondant à une chute de Si, Na, Ca et à un enrichissement en Mg, Fe. Fourcade et al. (1989) constatent des variations similaires dans les zones de cisaillement du massif d'Aar (Alpes suisses). Dans le cas des zones de cisaillement crustales évoluant en détachement extensif, Kerrich (1988) montre que les brèches à chlorite qui coiffent le dôme métamorphique du Désert de Mojave (Nevada) sont enrichies en Fe et Mg par rapport à l'encaissant granitique. Dans les mylonites du même détachement, Glazner & Bartley (1991) rapportent une chute de Si et des éléments mobiles (K, Rb), et un enrichissement relatif en éléments peu mobiles (Ti, Mg, Zr) (Fig. II.4). Cette transformation chimique s'accompagne d'une perte de volume de 20 à 70 %.

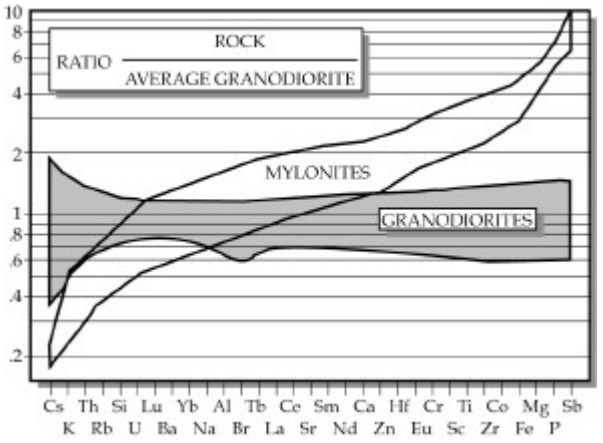


Figure II.4 : *Composition du protolithe granodioritique et des mylonites du détachement du désert de Mojave (Nevada) rapportée à celle d'une granodiorite normalisée, d'après Glazner & Bartley (1991). Les éléments mobiles sont extraits des mylonites (K, Rb, Si), tandis que les éléments peu mobiles (Zr, Mg, Ti) sont concentrés.*

Ainsi que leurs prédécesseurs, Glazner & Bartley (1991) interprètent ces observations comme un lessivage des zones mylonitisées par la circulation de fluides extérieurs à la roche encaissante (Chapin & Glazner, 1983). Les éléments les plus mobiles sont extraits de la roche, occasionnant une concentration passive des éléments les moins mobiles. Le lessivage occasionne une perte de volume des roches mylonitisées en regard de l'encaissant sain, soit par disparition de matière, soit par transformation des phases minérales. Connaissant la solubilité de la silice aux températures des circulations, les auteurs calculent un degré d'interaction fluides/roche minimum de 160 :1.

Face à la complexité grandissante des données géochimiques, Dipple et Ferry (1993) montrent que l'enrichissement ou l'appauvrissement des éléments majeurs ne renseigne pas nécessairement sur la source des fluides, mais indique en revanche le sens des circulations par rapport au gradient de température. Une augmentation de la teneur en Si et K indique, dans la majorité des conditions crustales, des flux vers les températures les plus basses (cf. Fig. I.2, première partie). Ainsi, Cartwright & Buick (1999) par exemple, observent un gain de

Si dans les zones de cisaillement d'Alice Springs (Reynolds Range, Australie) qu'ils interprètent comme la circulation de fluides profonds vers la surface.

Il faut remarquer que les éléments traces très peu mobiles subissent le même type d'enrichissement passif par migration d'autres éléments. Gates & Gundersen (1989) par exemple, signalent une concentration élevée de la teneur en radon dans la zone de cisaillement de Brookneal (Virginie), occasionnée par la perte de volume des roches cisaillées. En dehors de l'enrichissement passif, la circulation des fluides le long des bandes de cisaillement amène aussi des éléments allochtones aux mylonites. L'exemple le plus évident est celui, très bien documenté car présentant un intérêt économique, des gisements d'or hydrothermaux empruntant les zones de cisaillement crustales (Kerrich et al., 1977; Nesbitt, 1988; Oliver et al., 1993 par exemple).

I. 2b) Transformations minérales

Les réactions minéralogiques du métasomatisme sont indissociables des changements de composition chimique que subissent les roches au cours de leur déformation. La très grande majorité des transformations minérales qui ont lieu dans les zones de cisaillement rétrogrades consomment de l'eau. Il est hors de propos ici de détailler les réactions d'hydratation, qui dépendent d'une part de la composition du protolithe et de celle des fluides en présence, et d'autre part des conditions de pression-température. Pour les besoins de cette thèse, seules sont citées ci-dessous, et de manière simplifiée[1], quelques réactions "type" de la rétromorphose schiste vert impliquant l'adjonction de fluides. Dans les roches métabasiques, cette rétromorphose est décrite par la relation suivante :

Glaucophane + épidote + quartz + H_2O = actinote + chlorite + albite (II.1)

Les réactions qui se produisent au sein des roches pélitiques sont plus complexes et nous nous cantonnerons au cas des pélites schiste bleu pauvres en aluminium dont la rétromorphose se traduit essentiellement par des réactions du type

Fe-chloritoïde + annite + quartz + H_2O = Fe-chlorite + muscovite (KFASH[2]) (II.2)

Vers la limite inférieure des températures du faciès schiste vert (~300 à 400 °C), la rétromorphose peut s'étendre à la transformation

[1] Aucune des réactions minérales citées ci-dessous n'est équilibrée, car leur stœchiométrie varie dans le champ P-T.

[2] Système chimique SiO_2-Al_2O_3-FeO-K_2O-H_2O des éléments qui décrivent la réaction.

$$\text{Muscovite + biotite + quartz + } H_2O = \text{chlorite + K-feldspath} \qquad (KFMASH^{1}) \qquad (II.3)$$

Le remplacement de la muscovite et de la biotite par la chlorite ne provoque qu'une légère augmentation de volume. Le métasomatisme des pélites est donc quasi iso-volumétrique dans le champ de pression et de température qui nous intéresse. Dans le cas des roches quartzo-feldspathiques, l'hydratation se traduit par un accroissement de la composition modale des phyllosilicates (micas, chlorites essentiellement), au détriment de la population de feldspaths, par une réaction du type

$$3\text{K-feldspath} + 2H^{+}_{aq} = \text{muscovite + quartz} + K^{+}_{aq} \qquad (II.4)$$

Cette déstabilisation des feldspaths au profit des phyllosilicates est à l'origine de la perte de volume des mylonites par rapport à leur protolithe.

La transformation silicates-phyllosilicates a des conséquences majeures sur la rhéologie des roches crustales. En effet, la résistance mécanique des phyllosilicates est inférieure de plusieurs ordres de grandeurs à celle des autres minéraux d'une roche cristalline (Kronenberg et al., 1990). **Le métasomatisme rétrograde des granitoïdes se traduit donc par un adoucissement mécanique** (Dipple et Ferry , 1990, parmi d'autres). Wintsch et al. (1995) ont utilisé ce type de réaction pour expliquer le faible coefficient de frottement des failles crustales. C'est aussi la clé du modèle d'initiation d'un détachement de Gueydan (2001) détaillé plus loin. Le mécanisme d'adoucissement par réaction métamorphique, bien qu'applicable à la majorité des roches cristallines (acides ou basiques), n'est cependant pas généralisable aux zones de cisaillement rétrogrades qui traversent des roches pélitiques ou carbonatées.

I. 2c) Altération isotopique

Les isotopes stables ($^{1,2}H$, $^{12,13}C$, $^{16,17,18}O$) sont de très bons marqueurs des interactions eau/roche, qui permettent dans certains cas de retrouver l'origine des fluides responsables de l'altération. La signature isotopique des interactions fluides/mylonites fera l'objet du chapitre suivant (II.§II), et par conséquent n'est pas détaillée maintenant. Les propriétés des isotopes de l'oxygène, du carbone et de l'hydrogène méritent toutefois d'être signalées. **L'oxygène est partitionné de manière à peu près équivalente dans la roche et dans la grande majorité des fluides** (H_2O et CO_2). C'est donc l'élément le plus universel pour l'étude isotopique des interactions fluides/roche, et c'est celui que nous utiliserons pour contraindre les paléo-circulations du détachement de Tinos. Les isotopes du carbone et de

[1] Le système SiO_2-Al_2O_3-MgO-FeO-K_2O-H_2O représente 90 % de la composition chimique des métapélites.

l'hydrogène, quant à eux, sont utilisables dans le cas des fluides carbonés (CO_2, CH_4 essentiellement) et aqueux (l'hydrogène a surtout été utilisé pour contraindre les interactions CH_4/roche).

A l'équilibre, les minéraux incorporent de manière préférentielle certains isotopes des éléments des fluides. L'équilibre fluide-minéral est donc marqué par un fractionnement isotopique. Le coefficient de fractionnement est bien-sûr fonction des phases minérales et fluides en présence, mais aussi de la température (la pression influence peu le fractionnement). Ces propriétés impliquent les conséquences suivantes :

- Une altération isotopique apparente de la roche totale peut être engendrée par des variations de température, sous un faible degré d'interaction fluide/roche. L'effet de la température doit donc être corrigé lors de l'analyse isotopique.
- A température constante, une transformation des phases minérales implique une redistribution des isotopes selon les coefficients de fractionnement des nouvelles phases. Des variations isotopiques de certains minéraux peuvent être enregistrées alors que le bilan de la roche totale reste inchangé.

Les isotopes radiogéniques, comme Sr, Pb et Nd ne sont pas ou peu fractionnés entre les phases solides et fluides. L'effet de la température est donc négligeable. Au contraire de l'oxygène, ces éléments traces sont présents à des concentrations très variables, tant dans la roche que dans les fluides. Par ailleurs, les rapports isotopiques de ces éléments évoluent avec la désintégration radioactive. En dehors des datations, les isotopes radiogéniques ne sont utilisables pour contraindre les interactions fluides/roches que lorsque la composition du protolithe et du fluide initial peuvent être déterminées. Un bon exemple est celui du strontium dans les carbonates marins. Le rapport isotopique Rb/Sr, et donc $^{87}Sr/^{86}Sr$ des carbonates initialement en équilibre est très faible, et pour cette raison varie peu avec la décroissante radioactive de la concentration en rubidium. Burkhard et al. (1992) par exemple ont utilisé cette propriété sur les mylonites du chevauchement de la nappe de Glarus (Alpes suisses), coupant au travers de roches carbonatées. Ces auteurs démontrent l'infiltration de fluides riches en strontium à partir du rapport élevé $^{87}Sr/^{86}Sr$ des mylonites. En dehors des datations, les autres isotopes radiogéniques (Pb, Nd…) ne sont interprétables en terme d'interaction fluide/roche que lorsque la composition type du protolite est connue (Fourcade et al., 1996 par exemple). Pour cette raison et à cause de la forte hétérogénéité des lithologies du dôme métamorphique de Tinos, nous n'avons pas employé les isotopes radiogéniques.

I. 3 Influence des fluides lors de l'initiation d'un dôme métamorphique

Les conditions qui conduisent à la structuration d'un dôme métamorphique exhumé en contexte extensif sont encore controversées. En effet, les lois de la fracturation de la croûte supérieure définies par Anderson (1951) prédisent que les failles normales se forment avec un pendage initial proche de 60°, dicté par le coefficient de frottement des roches crustales. L'existence de détachements extensifs à faible pendage entre donc à priori en contradiction avec la mécanique Andersonienne. Deux écoles s'opposent sur la solution de cette contradiction. Les partisans d'un premier type de modèles suggèrent que les détachements s'initient avec un pendage fort de ~60°, puis s'aplatissent en surface (Buck, 1988 ; Wernicke & Axen, 1988 ; Brun, 1994 ; Lavier et al., 1999). Leurs antagonistes privilégient des modèles où les détachements s'initient avec un pendage faible au niveau de la transition fragile-ductile (Wernicke, 1981 ; Lister & Davis, 1989 ; Melosh, 1990). Les adeptes de la seconde hypothèse font intervenir une rotation des contraintes aux abords de la faille à faible pendage pour accorder leur modèle au principe de fracturation d'Anderson (1951). Le propos de ce chapitre n'est pas de trancher entre les différents types de modèles, mais il faut tout de même signaler qu'un nombre croissant d'observations indépendantes penchent en faveur de l'initiation d'un détachement avec un pendage faible :

- Les grandes étendues où la croûte inférieure dénudée affleure (principalement dans le Basin and Range) ne montrent pas de réelles variations latérales de pic de métamorphisme, telles qu'il devrait s'en présenter si la faille crustale s'était initiée avec un pendage fort avant de tourner (Lister & Davis, 1989).
- Les profils de sismique réflexion réalisés sur les dômes métamorphiques exhumés du Basin and Range suggèrent qu'au stade évolué, les détachements se prolongent jusqu'à ~7 km en profondeur par des réflecteurs faiblement pentés, qui s'amortissent au niveau de la transition fragile-ductile (Gans, 1985 par exemple au Nord du dôme du Snake Range). Ces réflecteurs suggèrent que le pendage des détachements reste faible, et n'augmente pas en profondeur, au moins au stade fossile d'une structure exhumée.

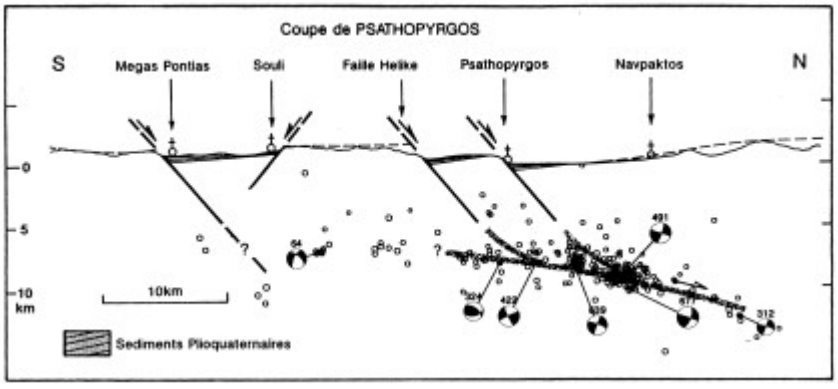


Figure II.5 : *Micro-sismicité dans le golfe de Corinthe entre Juillet et Août 1991, d'après Rigo (1994). Sur une coupe Nord-Sud, les microséismes sont répartis le long d'un plan à faible pendage vers le Nord, entre 10 et 12 km de profondeur. Les essaims sont dans le prolongement des grandes failles normales à fort pendage de la région.*

- Certaines zones de rift actif, comme le golfe de Corinthe par exemple, présentent une micro-sismicité dont la répartition est ordonnée en essaims. Ces essaims définissent un plan faiblement penté vers le Nord à une profondeur de 10-12 km (Fig. II.5) (Rigo et al., 1996). Les données sismiques sont corroborées par les études gravimétriques et tomographiques de Tiberi (1999), qui montrent un amincissement crustal au Nord du golfe de Corinthe, correspondant à celui que produirait une faille normale à faible pendage Nord (Tiberi et al., 2000). A partir de ces observations, Jolivet (2001) propose d'assimiler le golfe de Corinthe à un stade précoce de l'extension qui précède l'exhumation, telle qu'elle s'est produite pour les dômes égéens. Selon cette interprétation, les bandes de cisaillement qui conduisent à la formation d'un détachement extensif s'initient alors avec un pendage faible. La structure de la majorité des dômes méditerranéens s'accorde avec cette interprétation (Jolivet et al., 1990 ; Jolivet et al., 1994 ; Jolivet et al., 1998 ; Sorel, 2000).
- La sismicité des rifts égéens et du bassin de Woodlark présente occasionnellement des mécanismes au foyer compatibles avec le jeu de failles à faible pendage (Fig. II.5). Ces rifts sont caractérisés par des vitesses d'extension très élevées (> 2.5 cm/an). Il existe donc des failles plates actives dans les zones de forte extension continentale (Abers, 2001).

Sur la base de ces données et de leur interprétation, **nous prendrons donc comme hypothèse de travail que les détachements se forment avec un pendage inférieur à 30°**. Deux modèles récents proposent une explication aux mécanismes de formation d'une faille plate. Selon le modèle de Chéry (2001) –issu de celui de Yin (1990)- le premier stade de la formation d'un détachement démarre avec la propagation d'une faille normale à fort pendage jusqu'à la transition fragile-ductile (Fig. II.6). La gouge qui se forme au cours du jeu piège progressivement les fluides dont la pression augmente, occasionnant une chute du coefficient de friction de la faille et une rotation des contraintes principales (Rice, 1992). Les ruptures suivantes dans ce contexte se produisent avec un pendage de plus en plus faible, conduisant à la formation d'un détachement, sans contrevenir à la mécanique andersonienne. Le dôme métamorphique est peu à peu exhumé grâce à la flexure de la croûte inférieure engendrée par l'anomalie thermique de la lithosphère amincie. Le modèle de Chéry (2001), tout comme le modèle purement géométrique de Lister et Davis (1989), suppose implicitement que c'est la fracturation de la croûte supérieure dans les premiers stades du rifting qui génère l'hétérogénéité crustale conduisant à la formation d'un détachement.

Gueydan (2001) propose un autre mécanisme, associé aux réactions métamorphiques adoucissantes (White & Knipe, 1978 ; Wintsch et al., 1995), pour expliquer la formation d'une

bande de cisaillement à la transition fragile-ductile dans le cadre du dôme granitique exhumé du massif du Tende (Corse). Selon ce modèle, des bandes de cisaillement se forment à la transition fragile-ductile par la fracturation du feldspath et sa transformation en micas (Eq. II.4), dont la contrainte de fluage est bien plus faible (Kronenberg et al., 1990). La réaction adoucissante est activée par un critère de Mohr-Coulomb et requiert la présence d'eau dans le système pour se produire. Prise comme facteur déstabilisant, cette réaction conduit à la localisation des bandes de cisaillement (Fig. II.7).

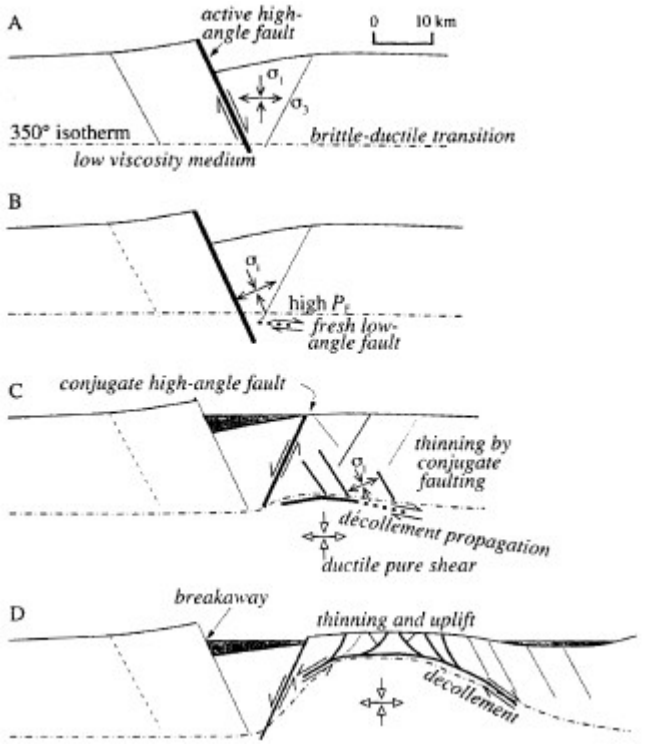


Figure II.6 : *Modèle de formation d'un détachement par rotation des contraintes le long d'une faille à faible coefficient de friction, d'après Chéry (2001). L'évolution d'un dôme métamorphique se résume en quatre stades. A) Stade demi-graben, l'orientation des contraintes n'est pas perturbée car le coefficient de la friction de la faille est élevé. B) Stade "golfe de Corinthe" : la pression de pore P_f élevée diminue le coefficient de friction, ce qui induit une rotation de la contrainte principale majeur s_1 parallèlement au plan de rupture. Une faille à faible pendage se forme. C) Propagation du détachement : la croûte supérieure est amincie par le jeu de faille normale dans le compartiment supérieur. D) Stade "Snake Range" : dans le cadre d'une extension rapide, le mur du détachement développe une structure anticlinale par isostasie. Le détachement joue à faible profondeur (0-4 km). La température n'est rééquilibrée qu'après la fin de l'extension.*

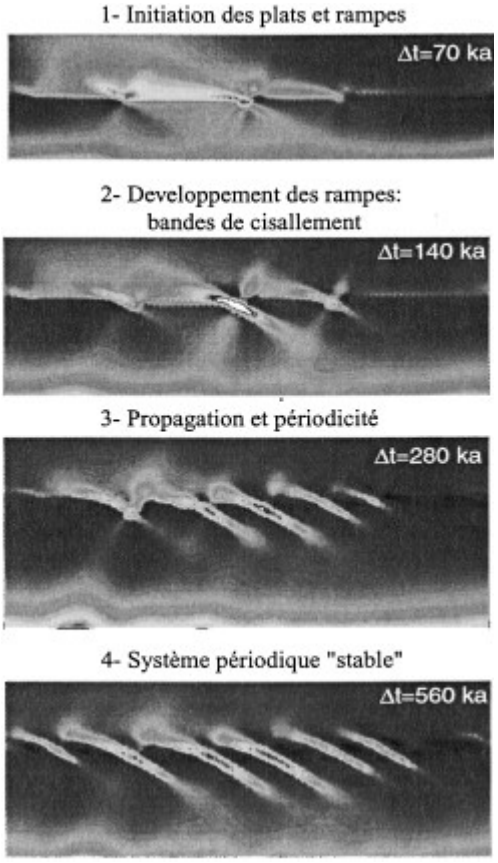


Figure II.7 : *Evolution de la localisation de la déformation dans la partie supérieure de la croûte inférieure d'après Gueydan (2001). 1) L'initiation de la localisation dans les zones riches en micas. 2) Développement des bandes de cisaillement par activation progressive vers le bas de la réaction feldspath + H_2O ® mica. 3) et 4) Propagation latérale grâce au développement de bandes conjuguées. Les bandes de cisaillement montrent une périodicité qui est fonction de la profondeur d'activation de la réaction feldspath + H_2O ® mica.*

Les modèles de Chéry (2001) et Gueydan (2001) se basent sur des mécanismes très différents pour expliquer l'initiation et le jeu des détachements crustaux à faible pendage. Deux points communs relient toutefois ces modèles : (1) **Le facteur déclencheur de la formation d'une faille plate est la fracturation** (à l'échelle crustale pour Chéry, 2001, à l'échelle microscopique pour Gueydan, 2001). (2) Une fois le critère de fracturation activé, **c'est la présence de fluides qui permet la localisation de la déformation** dans des structures faiblement pentées. Les fluides n'interviennent donc pas dans les premiers stades de la déformation, mais jouent le rôle de catalyseur à l'initiation d'un détachement. Ces considérations seront utilisées en quatrième et septième parties.

I. 4 Bilan : chronologie des circulations et de la déformation

Les marqueurs minéralogiques, chimiques et isotopiques montrent que les zones de cisaillement servent de passage aux circulations de fluides, au moins de manière transitoire. L'aperçu (rapide) des actions chimiques et mécaniques des fluides sur les roches de la croûte moyenne suggère que ceux-ci jouent potentiellement un rôle non négligeable dans l'évolution de la déformation. La présence de fluides est-elle une cause ou une conséquence de la déformation ? L'observation de l'état final, la zone de cisaillement naturelle exhumée, ne permet pas dans l'état actuel des connaissances de trancher. Des indices, sinon des réponses, peuvent toutefois être avancés si l'on arrive à déterminer à quel stade de la déformation (précoce ou tardif, ductile ou cassant ?), et dans quelles proportions, se produisent les circulations. Ce point important est concrètement exposé dans le chapitre suivant, et traité plus spécifiquement sur l'exemple du détachement de Tinos dans les parties III et IV.

CHAPITRE II :

A QUEL STADE ET JUSQU'A QUELLE PROFONDEUR LES FLUIDES CIRCULENT-ILS DANS UNE ZONE DE CISAILLEMENT EXTENSIVE ?

Le problème de la profondeur des circulations de fluides dans un détachement extensif est intrinsèquement lié à celui de l'origine des fluides. C'est donc le point de départ de ce chapitre. La profondeur des circulations et le stade de déformation, ductile ou cassante, auquel les circulations se produisent fera l'objet du point suivant. Les vecteurs de ces mouvements de fluides sont aussi discutés.

II. 1 L'origine des fluides : profonde ou superficielle ?

Nous avons déjà vu que la composition isotopique de la majorité des fluides crustaux (H_2O, CO_2, CH_4…) peut s'exprimer à partir du rapport isotopique de trois éléments majeurs : D/H, $^{13}C/^{12}C$ et $^{18}O/^{16}O$. Cette composition isotopique, ramenée à un standard, est définie à partir du rapport delta (δ, sans dimension), de la manière suivante :

$$d = 1000\left(\frac{R_x}{R_{std}} - 1\right)(‰) \qquad \text{(II.5)}$$

où R représente le rapport isotopique de l'échantillon (x) et du standard (std), pour l'élément considéré. La signature isotopique δ d'un fluide est caractéristique de sa provenance. Les solutions aqueuses, qui nous intéressent principalement, peuvent donc être classées en fonction de leur origine dans un diagramme faisant intervenir les rapports isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$) et de l'hydrogène (δD) (Fig. II.8). L'eau océanique est prise comme référence (SMOW).

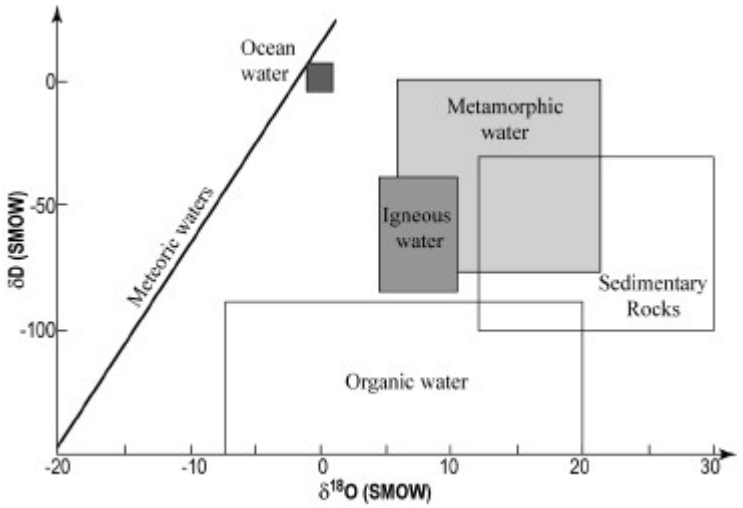


Figure II.8 : *Classification des eaux en fonction de leur composition en isotopes de l'oxygène (d^{18}O) et de l'hydrogène (dD), par rapport aux eaux océaniques (SMOW), modifiée d'après Sheppard (1986).*

Lorsque les roches interagissent avec une phase fluide, leur composition isotopique est influencée par celle du fluide. Cette composition isotopique tend vers une valeur qui est le coefficient de fractionnement d'équilibre entre le minéral considéré et le fluide. Les MORB[1], par exemple, acquièrent un $\delta^{18}O$ de 5 ‰ lors de leur cristallisation, qui est le fractionnement d'équilibre de l'olivine avec l'eau de mer à température ambiante. De même, les roches carbonatées précipitent avec un $\delta^{18}O$ élevé de 30 ‰, qui est le coefficient de fractionnement eau de mer-calcite à la température de l'océan.

Le fractionnement est non seulement fonction du minéral, mais aussi de la température à laquelle ont lieu les interactions eau-roche (cf. chapitre précédent). Si l'on connaît cette température, il est donc possible de retrouver la source du fluide ayant interagi avec les minéraux en question (la méthode est détaillée et employée sur le quartz et la calcite en quatrième partie).

Si l'on se restreint uniquement au cas des zones de cisaillement extensives évoluant en détachement, les fluides qui participent à la mylonitisation et au métasomatisme sont principalement aqueux et de trois origines possibles (cf. Tab. II.2) : (1) surfacique, c'est-à-dire météorique ou océanique, (2) magmatique (mantellique ou plutonique), ou (3) métamorphique, c'est-à-dire produite par dévolatilisation/déshydratation. A ces trois catégories, une quatrième peut être individualisée si l'on ajoute les eaux dites "de formation", qui sont des eaux surfaciques évoluant dans les aquifères profonds sous l'effet de la diagenèse, lorsque leur temps de résidence est élevé. L'origine des solutions aqueuses peut donc être déterminée à coup sûr à partir des rapports isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène, si ceux-ci tombent dans les gammes suivantes (Tableau II.1) :

[1] La signature isotopique du manteau est tamponnée par celle des eaux océaniques lors du refroidissement des basaltes.

Source	Critère isotopique de reconnaissance
▪ Eaux métamorphiques	11 ‰ < $\delta^{18}O$ ou -40 < δD < -10 ‰ lorsque $\delta^{18}O$ > 6 ‰
▪ Eaux magmatiques	5 < $\delta^{18}O$ < 11 ‰ ou δD < -70 ‰ lorsque $\delta^{18}O$ > 5 ‰
▪ Eaux surfaciques "de formation"	2 < $\delta^{18}O$ < 5 ‰
▪ Eaux surfaciques	$\delta^{18}O$ < 2 ‰ ou δD > 0 ‰

Tableau II.1 : *Critères isotopiques de reconnaissance de la source des solutions aqueuses dans les roches altérées.*

Plusieurs études, essentiellement focalisées sur les dômes métamorphiques du Basin and Range, ont utilisé le rapport isotopique des mylonites, comparé à celui des roches saines, pour déterminer la provenance des fluides du métasomatisme des zones de cisaillement. Les résultats de ces études sont synthétisés dans le Tableau II.2. Deux faits caractéristiques se dégagent de cette synthèse :

(1) **L'hydratation des mylonites est marquée par une chute quasi-systématique du** d^{18}**O du fluide par rapport à la valeur d'équilibre avec le protolithe**. Cette chute est interprétée selon les publications comme une interaction de la roche avec des fluides surfaciques lorsque $\delta^{18}O_{H2O}$ atteint des valeurs inférieures à 3 ‰, ou magmatiques sinon. Certains auteurs individualisent ainsi deux flux d'origines différentes selon la distance au détachement. Nous verrons qu'une telle signature isotopique peut aussi être interprétée comme l'action croissante d'un seul fluide surfacique lorsque l'on se rapproche de la zone de mylonite. Il faut aussi souligner l'influence de la température des échanges fluides-roche, pas toujours bien contrainte, sur le calcul du $\delta^{18}O_{H2O}$. Cette influence est détaillée dans la suite de cette étude.

(2) La profondeur des circulations (surfaciques ou profondes) est très variable selon les auteurs. Pour le dôme métamorphique du Lizzies Basin (Ruby Mountains) par exemple, la profondeur de pénétration des fluides surfaciques s'échelonne entre 5-10 km pour Fricke et al. (1992) et 10-15 km pour Wickham et al. (1993). En dehors de l'incertitude inhérente aux géobaromètres utilisés, **l'imprécision provient surtout de la difficulté d'attribuer l'événement "chute du** d^{18}**O" à un événement textural**. Les mouvements de fluides, qu'ils proviennent d'une source surfacique ou magmatique, se produisent-ils dans le domaine ductile ou dans le domaine cassant ?

Référence	Localité	Lithologie	Source des fluides	Profondeur de circulation
(Kerrich & Hyndman, 1986)	Dôme métamorphique du Bitterroot lobe-Sapphire block, Montana	Mylonites et brèche chloritisée de roches magmatiques/métamorphiques	Météorique Chute du $\delta^{18}O$ des roches	? < 15 km (Criss & Taylor Jr, 1983)
(Kerrich & Rehrig, 1987)	Dôme métamorphique de Picacho, Arizona	Mylonites et brèche chloritisée de granite	- Magmatique dans le mur du détachement, $\delta^{18}O_{H2O}$ = 4 ‰ - Eau de formation dans le compartiment supérieur, $\delta^{18}O_{H2O}$ = 3-7 ‰	? > 1 km
(Kerrich, 1988)	Dômes métamorphiques d'Arizona	Mylonites et brèches chloritisées de roches métamorphiques/plutoniques	- Magmatique ou eau de formation en domaine ductile, - Météorique en domaine cassant $-11<\delta^{18}O_{H2O}<11$ ‰	> 1 km (Reynolds & Lister, 1987)
(Nesbitt & Muehlenbachs, 1989)	Zones de cisaillement d'Omineca dans la cordillère canadienne	Roches métamorphiques, faciès schiste vert à amphibolite	Météorique $5<\delta^{18}O_{H2O}<10$ ‰ $-160<\delta D_{H2O}<110$ ‰	> 15 km
(Glazner & Bartley, 1991)	Dôme métamorphique central du désert de Mojave, Californie	Mylonites de gneiss en faciès amphibolite intrudés par un pluton granodioritique	Météorique ?	?
(Nesbitt & Muehlenbachs, 1991)	Zones de cisaillement d'Omineca dans la cordillère canadienne	Roches métamorphiques, faciès schiste vert à amphibolite	Météorique Chute du $\delta^{18}O$ et Altération du δD des roches	> 10 km
(Smith et al., 1991)	Dôme métamorphique De South Mountain, Arizona	Roches granitiques	Magmatique : $\delta^{18}O_{H2O}$ = 7 ‰ δD_{H2O} = -35 ‰	? > 3 km
(Fricke et al., 1992)	Dôme métamorphique du Lizzies Basin, Nord des Ruby Mountains, Nevada	Mylonites de granitoïdes	Météorique Chute du $\delta^{18}O$ et Altération du δD des roches	5-10 km
(Wickham & Peters, 1992 ; Wickham et al., 1993 ; Peters & Wickham, 1995)	Dôme métamorphique du Lizzies Basin, Nord des Ruby Mountains, Nevada	Mylonites de gneiss amphibolitiques et de granitoïdes	- Météorique le long du détachement, avec $\delta^{18}O_{H2O}$ = 2 ‰ et δD_{H2O} = -150 ‰ - Magmatique à travers le dôme métamorphique, avec $\delta^{18}O_{H2O}$ = 7 ‰ et $-80 < \delta D_{H2O} < -40$ ‰	10-15 km
(Morrison, 1994)	Dôme métamorphique de Whipple Mountain, Californie	Mylonites de gneiss et de plutons granitiques	- Magmatique en domaine ductile ($\delta^{18}O$~7 ‰), - Météorique en domaine cassant ($\delta^{18}O$~0 ‰)	4-8 km
(Barnett et al., 1996)	Dôme métamorphique des Mineral Mountains, Utah.	Cataclasites de leucogranites	Météorique Chute du $\delta^{18}O$ des roches	< 4 km
(Losh, 1997)	Dôme métamorphiques du Snake Range et de Mormon Peak, Nevada	Mylonites de roches métasédimentaires pour le Snake Range Mylonites et cataclasites de marbres et de granodiorites pour Mormon Peak	Météorique $-4 < \delta^{18}O_{H2O} < 5$ ‰	5-8 km pour le Snake Range 3-4 km pour Mormon Peak
(Morrison & Anderson, 1998)	Dôme métamorphique de Whipple Mountain, Californie	Mylonites de gneiss et de plutons granitiques	Météorique ($\delta^{18}O$~2.6 ‰)	4-8 km
(Manatschal et al., 2000)	Nappes de Platta/Err, Alpes Suisses	Roches mantelliques faiblement métamorphisées dans le faciès schiste vert	Météorique (eau de mer) ($-3 < \delta^{18}O < 3$ ‰)	? < 2 km

Tableau II.2 : *Source des fluides et profondeur de circulation au travers des détachements crustaux extensifs.*

II. 2 Les fluides traversent la transition rhéologique le long des détachements

Le métasomatisme rencontré en association avec la déformation ductile dans la frange mylonitisée des zones de cisaillement extensives suggère fortement que l'infiltration des fluides surfaciques s'est poursuivie jusque dans le domaine ductile. C'est ce qu'ont démontré Nesbitt & Muehlenbachs (1989 ; 1991) dans un contexte d'orogenèse cordilléraine : **l'influence des fluides surfaciques sur les rapports isotopique des roches profondes est encore clairement décelable à des profondeurs de 10-15 km**. Ces auteurs suggèrent que le moteur des circulations soit la convection thermique.

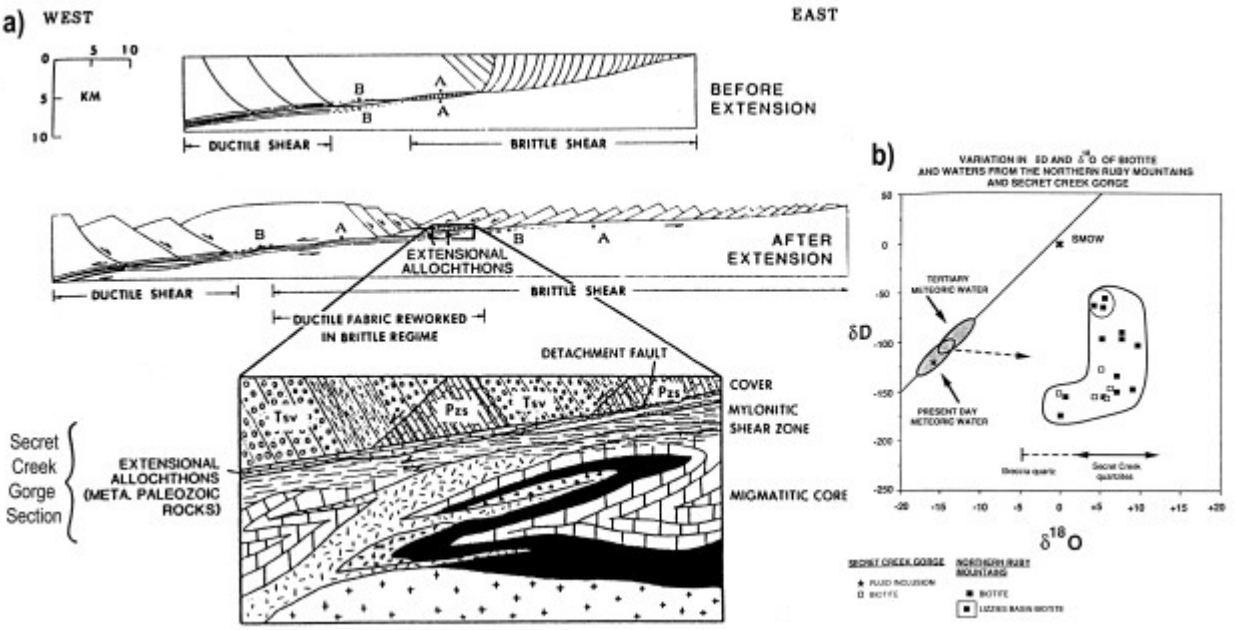


Figure II.9 : *a) Coupe schématique du dôme métamorphique de la East Humbolt Range (Ruby Mountains), illustrant l'évolution tectonique du mur du détachement au cours de l'extension Tertiaire, depuis la déformation ductile vers la déformation cassante. La coupe de la gorge de Secret Creek est agrandie. b) Valeurs du $\delta^{18}O$ et du δD de biotites échantillonnées dans des quartzites, sur une coupe Est-Ouest allant vers le détachement, du Lizzies Basin à Secret Creek. Les données définissent une trajectoire d'échange isotopique croissant avec une eau surfacique, depuis les roches magmatiques vierges (biotites du Lizzies Basin) jusqu'aux mylonites, puis aux brèches à quartz ($\delta^{18}O$~0 ‰, δD~-160 ‰). A 500 °C, les échantillons les biotites les plus altérées seraient en équilibre avec une eau à $\delta^{18}O$~5 ‰ et δD~-120 ‰ (d'après Fricke et al. 1992).*

Si leur étude ne concerne pas directement le cas des dômes métamorphiques, elle montre néanmoins que la circulation des fluides est possible au-delà du contexte de déformation cassante. Dans un dôme métamorphique du désert de Mojave, Glazner & Bartley (1991) montrent par ailleurs que la perte de volume associée à l'action d'un fluide extérieur (dont ils suggèrent une origine surfacique), se produit en domaine ductile.

Mais la controverse est vraiment lancée avec la publication de Fricke et al. (1992) et les suivantes (Wickham & Peters, 1992 ; Wickham et al., 1993 ; Peters & Wickham, 1995). Ces auteurs montrent, à partir d'études isotopiques sur un transect d'échantillonnage vers le détachement, que l'interaction des quartzites avec un fluide surfacique croît nettement vers la zone de cisaillement, et atteint son maximum dans les mylonites du contact (Fig.II.9). Fricke et al. (1992) en concluent que l'infiltration de fluides surfaciques dans le détachement de la East Humbolt Range (Ruby Mountains) a atteint le domaine plastique au-delà de la transition fragile-ductile. Cette conclusion implique que ces fluides surfaciques ont réussi à pénétrer la barrière de perméabilité de la transition, dans le sens contraire du gradient de charge. **Ces auteurs s'appuient sur un modèle de pompage sismique pour justifier l'infiltration vers les fortes pressions**. Le modèle cité est celui de McCaig (1988), détaillé en cinquième partie. Dans un tel type de modèle, c'est la rupture en base de zone sismogénique qui se propage en contexte ductile durant les séismes majeurs. L'infiltration des fluides dans la zone de cisaillement est donc cyclique et épisodique, et dominée par une perméabilité de fracture, qui varie au cours des cycles de dilatance/contractance. La profondeur d'infiltration est limitée par la profondeur d'influence des cycles sismiques. McCaig et al. (1990) emploient ce modèle pour justifier l'infiltration d'eaux de mer au-delà de la transition fragile-ductile et jusqu'à 10 km de profondeur, dans les zones de cisaillement compressives pyrénéennes du massif d'Aston.

Plus récemment, Losh (1997) a réalisé deux études parallèles sur les détachements du Snake Range et de Mormon Peak pour contraindre les circulations de fluides à des profondeurs structurales différentes. Les dômes métamorphiques associés présentent l'avantage d'être dépourvus d'intrusions granitiques syn-détachement, ce qui réduit l'incertitude sur l'origine des fluides. Les mylonites du Snake Range comme les cataclasites de Mormon Peak montrent la même altération hydrothermale par un fluide météorique, dans le domaine ductile à des profondeurs de 5-8 km, et dans le domaine cassant (< 4 km). Losh (1997) envisage, sans trancher, la topographie ou la convection naturelle comme vecteurs des circulations.

II. 3 Les détachements sont imperméables au-delà de la transition fragile-ductile

Les publications qui abondent dans ce sens découlent des considérations de Kerrich et al. (1984) concernant la fermeture des pores en domaine ductile. Ce courant de pensée suggère que la barrière imperméable de la transition fragile-ductile, si elle existe, n'est pas altérée par la formation et le jeu des zones de cisaillement crustales. Les fluides surfaciques ne peuvent conceptuellement pas franchir cette barrière, et il faut trouver une autre source pour justifier l'hydratation des mylonites lors de la déformation ductile. Kerrich & Rehrig

(1987) puis Kerrich (1988) suggèrent, à partir d'analyses isotopiques sur les détachements du Basin and Range, que l'hydratation des mylonites et des brèches est réalisée par deux réservoirs distinct de fluides, sans interconnexion. Le métasomatisme des mylonites en domaine ductile est alors le résultat d'une circulation ascendante de fluides magmatiques ou mantelliques, avec, selon les estimations de température (entre 300 et 500 °C), un $\delta^{18}O_{H2O}$ entre +4 et +8 ‰. L'hydratation des brèches et du toit du détachement, en domaine cassant, s'effectue quant à elle à basse température (T° < 250 °C) grâce à la circulation de fluides météoriques ou de formation ($\delta^{18}O_{H2O}$ < 4 ‰), engendrée par des phénomènes de convection naturelle.

Dans le même temps, l'interprétation des signatures isotopiques de Kerrich & Rehrig (1987) est adoptée par Reynolds & Lister (1987), qui l'appuient sur des arguments d'ordre structural. Selon ces derniers, les fentes de tension minéralisées qui apparaissent durant la mylonitisation sont occasionnées par de faibles contraintes déviatoriques et de fortes pressions de fluides, indicatrices d'un gradient de charge lithostatique. En revanche, les fractures tardives qui montrent un jeu cisaillant dans les brèches sont apparues sous de forts déviateurs de contraintes et des faibles pressions, interprétables comme un gradient de charge hydrostatique. Reynolds & Lister (1987) soulignent aussi les altérations différentes du dôme métamorphique et du compartiment supérieur, qui suggèrent des conditions oxydantes pour le toit du détachement et réductrices pour le mur. Ces observations plaident en faveur de l'existence de deux systèmes aquifères distincts, séparés et chenalisés par la discontinuité structurale de la zone de cisaillement évoluée en détachement (Fig. II.10).

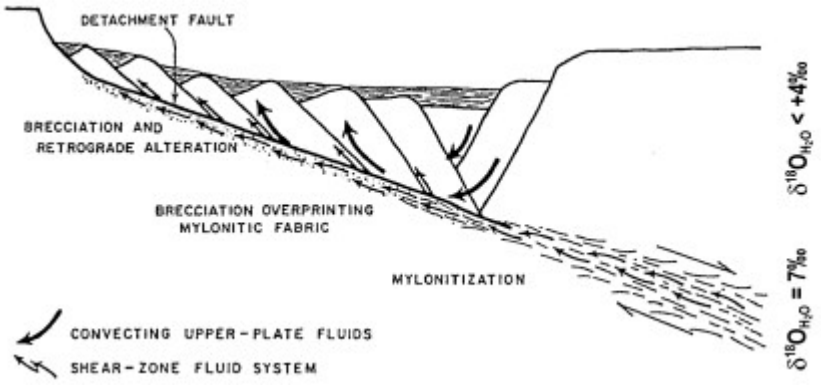


Figure II.10 : *Coupe schématique d'un détachement montrant deux systèmes aquifères distincts, d'après Reynolds (1987). Le mur est traversé par des circulations de fluides magmatiques vers le haut, dont le moteur est le gradient de charge ou le pompage sismique. Le toit est infiltré par des fluides surfaciques, dont la circulation est activée par convection libre. Les valeurs du* $\delta^{18}O_{H2O}$ *sont celles de Kerrich (1988).*

Dans un tel modèle, les circulations profondes du mur du détachement (orientées vers le haut) sont engendrées par le gradient de charge, ou par pompage sismique. Le système

aquifère superficiel qui infiltre le toit du détachement est mis en mouvement par convection libre. Les deux systèmes n'entrent en contact direct qu'à proximité de la surface.

Le modèle de Reynolds & Lister (1987) fut remis en question par la publication de Fricke et al. (1992). La détermination de la profondeur maximale de pénétration des fluides superficiels requiert une étude isotopique basée sur des objets géologiques dont l'occurrence est bien contrainte par rapport à l'évolution de la déformation. Les brèches et les mylonites, qui ne renseignent que sur l'état isotopique final, ne sont plus adaptées à ce type d'étude.

Sur le dôme Métamorphique de la Whipple Mountain, Morrison (1994) utilise des dykes dont l'intrusion est contemporaine du jeu du détachement pour contraindre la profondeur des circulations de fluides surfaciques. Certains de ces dykes sont mylonitisés, d'autres sont intacts. L'analyse isotopique des dykes mylonitisés montre une altération hydrothermale à haute température (600 °C) par des fluides aqueux dont le $\delta^{18}O$ est à 7 ‰. Celle des dykes intacts donne des valeurs de $\delta^{18}O$ faibles et des températures de 350 °C. Là encore, l'auteur attribue les valeurs de $\delta^{18}O$ à deux régimes de circulation distincts, magmatique puis météorique. Les fluides superficiels sont amenés à la base du détachement par les failles normales à fort pendage qui affectent l'unité supérieure. Suivant cette interprétation, la pénétration des fluides surfaciques est restreinte aux premiers stades de la déformation cassante. Les taux d'exhumation et de refroidissement situent la transition rhéologique, et donc la profondeur des circulations, à 4-8 km de la surface. Selon Morrison (1994), **l'infiltration des fluides superficiels en régime de déformation ductile n'est donc pas nécessaire pour rendre compte des faibles valeurs du** d^{18}**O observées** dans l'unité inférieure d'un détachement.

II. 4 Bilan : deux interprétations d'une même signature isotopique

La signature isotopique des brèches qui accompagnent l'évolution en détachement d'une zone de cisaillement est claire. Aux températures de la cataclase, le $\delta^{18}O$ des fluides aqueux est proche de 0 ‰, indiquant une origine surfacique des fluides en contexte cassant. En revanche les données isotopiques des mylonites sont équivoques. Pour une température donnée, une chute du rapport isotopique des roches déformées correspondant à des $\delta^{18}O_{H2O}$ autour de 7 ‰ peut en effet être interprétée de deux manières différentes : (1) La signature isotopique témoigne du passage d'un fluide magmatique ($\delta^{18}O$ = 7 ‰), avec un degré d'interaction fluide/roche élevé, la zone de mylonite étant alors un système ouvert chenalisé, ou (2) cette signature est celle d'un fluide surfacique ($\delta^{18}O$ < 0 ‰), ayant circulé avec un faible degré d'interaction fluide roche, et la mylonite est un système partiellement ouvert. C'est sur cette incertitude qu'est fondée la controverse sur la profondeur de pénétration des fluides surfaciques (le problème est identique pour les autres éléments, comme l'hydrogène).

Les partisans de la première interprétation privilégient un modèle où l'infiltration descendante des fluides météoriques est entravée par la transition fragile-ductile. L'hydratation des mylonites, en domaine ductile, s'accorde alors avec un fluide magmatique, expulsé vers la surface. Les adeptes de la seconde interprétation, en revanche, attribuent la signature isotopique à une interaction modérée de fluides surfaciques, suggérant des infiltrations au-delà de la transition fragile-ductile. Tout dépend donc du degré d'ouverture du système "mylonite".

Dans le contexte des études présentées ci-dessus, il n'est pas possible de trancher, parce qu'aucune des analyses ne répond simultanément aux deux questions suivantes :

(1) Au stade de la déformation ductile, la composition isotopique du système chenalisé "mylonite" est-elle entièrement contrôlée par des fluides profonds, ou partiellement contrôlée par des fluides superficiels ?

(2) Quelle est l'évolution de la composition isotopique du système "mylonite" au cours de la transition rhéologique entre le comportement ductile et le comportement cassant ?

La réponse à la première question permet de choisir l'interprétation des rapports isotopiques à privilégier pour déterminer l'origine des fluides. Cette réponse est directement reliée à l'échelle d'analyse de la signature isotopique. La seconde réponse découle de la première : il faut pouvoir attribuer un stade de déformation aux hétérogénéités isotopiques.

Dans les parties IV et V, nous utilisons des analyses haute résolution du $\delta^{18}O$ sur des veines métamorphiques (les fractions les plus ouvertes du système "mylonite"), pour contraindre l'évolution altération isotopique/déformation au cours de la transition fragile-ductile, dans le cadre du détachement fossile de l'île de Tinos.

Troisieme partie

Un exemple de circulations : La zone de cisaillement de Tinos, Cyclades, Grece

Chapitre I : Etude d'une zone de cisaillement : Le détachement de Tinos _____ 85

I. 1 Contexte géodynamique : l'extension post-orogénique égéenne _____ 85

I. 1a) La chaîne hellénique anté-extension _____ 85

I. 1b) La géodynamique actuelle _____ 87

I. 1c) L'exhumation des ceintures métamorphiques et l'âge de l'extension _____ 89

I. 2 Cadre géologique du détachement fossile de l'île de Tinos _____ 90

I. 2a) Structure de l'île _____ 91

I. 2b) Caractéristiques du métamorphisme Tertiaire _____ 93

I. 2b) Asymétrie de la rétromorphose et de la déformation _____ 95

I. 3 Origine des fluides responsables de la rétromorphose : Bilan des études antérieures _____ 96

Chapitre II : Chronologie relative des veines métamorphiques _____ 99

II. 1 Evolution Sud-Ouest-Nord-Est des structures de la déformation ductile _____ 99

II. 2 Description et chronologie relative des veines métamorphiques _____ 105

II. 2a) Le stade V1 : les veines ductiles _____ 105

II. 2b) Le stade V2 : les veines de la transition ductile-cassant _____ 108

II. 2c) Le stade V3 : les veines cassantes _____ 111

II. 3 Mode d'ouverture des veines dans l'unité inférieure _____ 111

II. 4 Concentration des veines ductiles dans l'unité inférieure _____ 114

II. 5 Interprétation des veines en tant que marqueurs de la déformation et des circulations ____ 116

Les discussions présentées dans les premières parties ont porté essentiellement sur les détachements du Basin and Range, à partir desquels furent élaborés les premiers modèles d'exhumation cordillérains. La ceinture des schistes bleus cycladiques, décrite relativement tôt comme un dôme métamorphique exhumé par de grands détachements crustaux extensifs (Lister et al., 1984), a fait l'objet de nombreuses études sur les circulations de fluides en domaine profond (Rye et al., 1976 ; Schuiling & Kreulen, 1979 ; Matthews & Schliestedt, 1984 ; Schliestedt et al., 1987 ; Schuiling et al., 1987 ; Baker et al., 1989 ; Baker & Matthews, 1995 ; Lewis et al., 1998). Aucune de ces études n'a pourtant explicitement relié ces circulations à la présence des zones de cisaillement. Les détachements cycladiques et les dômes eux-mêmes sont par ailleurs très bien décrits du point de vue structural, et une base de données fiable existe sur les chemins pression-température-temps de l'exhumation.

C'est pour cette raison que nous avons choisi le cadre de l'île de Tinos, qui présente des conditions d'affleurement exceptionnelles, afin de contraindre le comportement des fluides lors du jeu d'une zone de cisaillement extensive. Le contexte géodynamique, la géologie régionale et les études antérieures sur les fluides métamorphiques des schistes bleus cycladiques sont rappelés dans un premier chapitre. En deuxième chapitre, nous présentons l'étude détaillée des témoins de la présence passée des fluides, c'est-à-dire les veines métamorphiques, qui se rencontrent dans le mur du détachement de Tinos. Les chronologies relatives qu'apporte cette étude servent de point de départ à l'analyse des signatures isotopiques et chimiques des fluides profonds.

CHAPITRE I :

ETUDE D'UNE ZONE DE CISAILLEMENT EXTENSIVE : LE DETACHEMENT FOSSILE DE L'ILE DE TINOS

Ce chapitre insère la présence du détachement fossile de Tinos dans son contexte géodynamique, et fait la synthèse des études structurales et pétrographiques sur lesquelles est basée la problématique de cette thèse.

I. 1 Contexte géodynamique : l'extension post-orogénique égéenne

I. 1a) La chaîne hellénique anté-extension

Le domaine égéen a été façonné par la subduction de la plaque africaine sous la plaque eurasienne (McKenzie, 1972). L'édification de la chaîne hellénique commence à la fin du Jurassique et s'est poursuivie au moins jusqu'à la fin du Miocène (Aubouin, 1973 ; Mercier, 1977 ; Jacobshagen et al., 1978 ; Bonneau, 1982). La chaîne hellénique est orientée Nord-Ouest Sud-est et présente des chevauchements majeurs à vergence Sud-Ouest (Fig. III.1). Comme l'atteste l'âge croissant des bassins molassiques vers l'intérieur de l'Egée, la polarité de cette chaîne est telle qu'elle croît de façon conforme de l'intérieur (au Nord) vers l'extérieur (au Sud). Les deux ceintures métamorphiques HP-BT exhumées suivent une polarité identique (Bonneau, 1982, 1984) : le pic de métamorphisme de la ceinture interne des schistes bleus cycladiques (dont il sera essentiellement question par la suite) est d'âge Eocène, tandis que le métamorphisme de la ceinture externe des Phyllades et d'Ida (Crète) culmine durant le Miocène. Durant l'histoire de la chaîne, la collision continentale s'est superposée à la subduction océanique, ainsi qu'en témoignent les unités ophiolitiques téthysiennes obductées au Jurassique Terminal sur les Dinarides et les Hellénides. La Figure III.2 donne un schéma de l'évolution tectonique du domaine égéen qui a conduit à la construction, puis à l'effondrement de la chaîne hellénique. C'est sur cet édifice que s'est

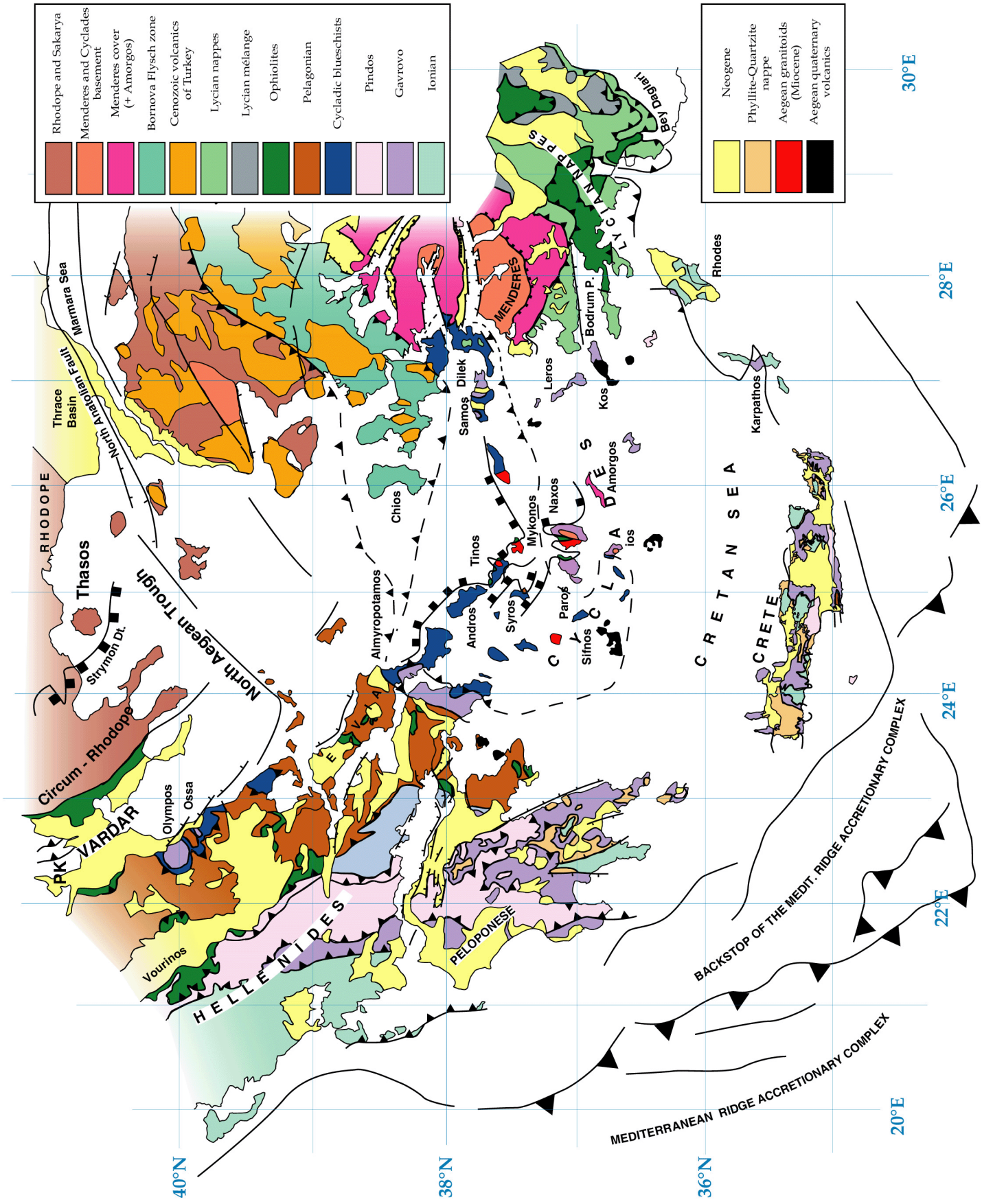


Figure III.1 : *Carte tectonostratigraphique simplifiée de la chaîne hellénique (Jolivet et al., in prep.).*

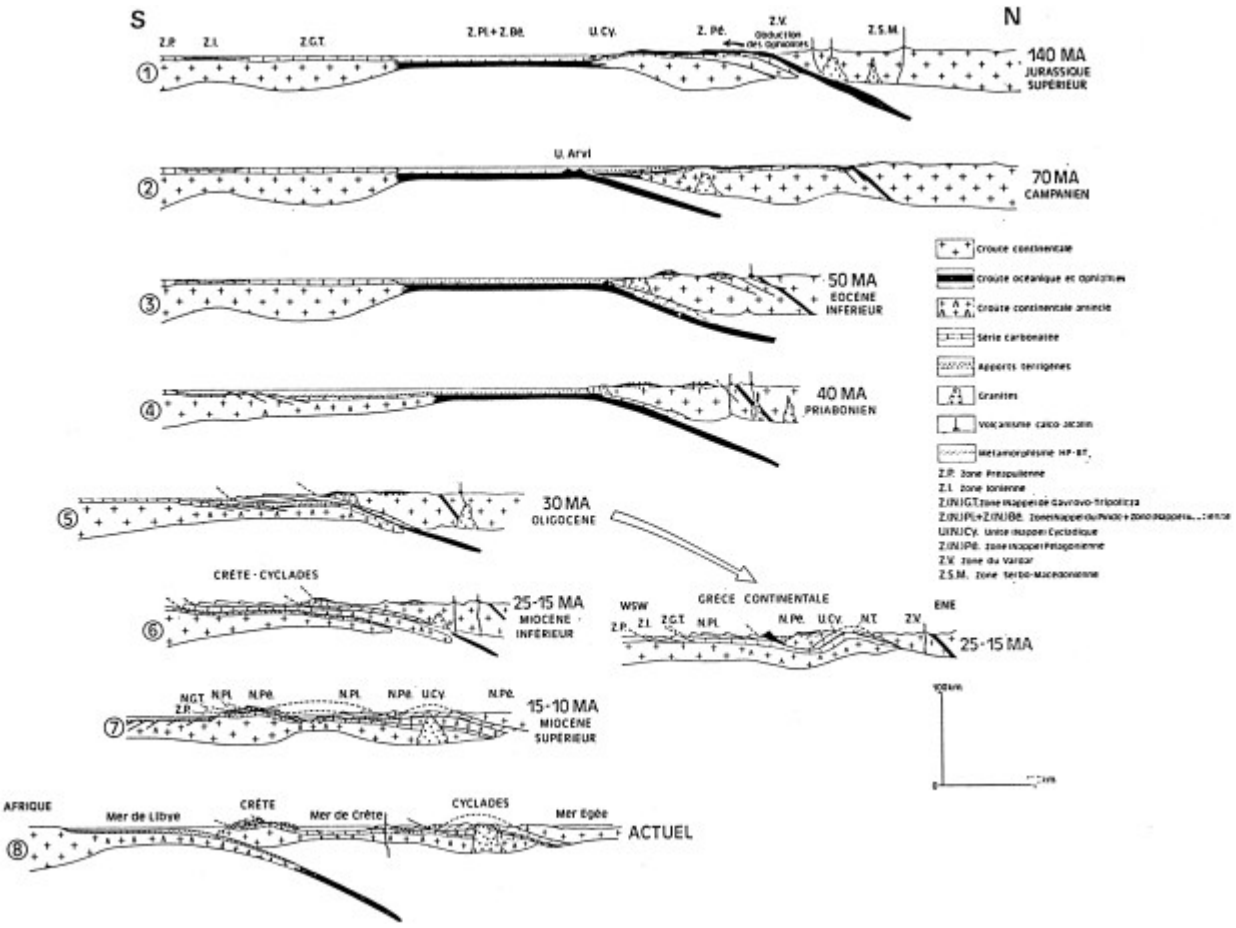


Fig. III.2 : *Schéma d'évolution de la chaîne hellénique depuis le Jurassique d'après Bonneau (1982). 1) Jurassique supérieur (140 Ma) : obduction des ophiolites téthysiennes et suture du Vardar. 2) Campanien (70 Ma) : le bassin Pindique devient océanique du fait de l'extension et de la subsidence. 3) Eocène inférieur (50 Ma) Enfouissement par subduction d'un prisme de roches conduisant au métamorphisme HP-BT de la ceinture interne des schistes bleus cycladiques[1]. 4) Priabonien (40 Ma) : remontée des schistes bleus cycladiques (les mécanismes de remontée sont exposés plus loin). 5) Oligocène (30 Ma) : la zone océanique Pindique est entièrement subductée. Miocène inférieur (25-15 Ma) : a) Grèce continentale : Soulèvement de la zone Gavrovo-Tripolitza et fin de la remontée des schistes bleus cycladiques. b) Crète-Cyclades : charriage de la couverture de la zone Gavrovo-Tripolitza et métamorphisme schiste bleu des Phyllades. Magmatisme intrusif arrière-arc des Cyclades. Miocène supérieur (15-10 Ma) : initiation de l'extension égéenne arrière-arc et de la subduction hellénique[2]. 8) Actuel : fin de la subduction.*

installé l'extension post orogénique, encore active aujourd'hui, dont il sera question dans les paragraphes suivants.

I. 1b) La géodynamique actuelle

[1] L'enfouissement des deux ceintures métamorphiques a été détaillé par Bonneau et Kienast (1982).
[2] En fait, l'extension arrière-arc débute à l'Oligo-Miocène.

L'Anatolie se trouve actuellement à la frontière entre trois grandes plaques : la plaque Eurasie, au Nord, que nous prendrons comme référentiel fixe, la plaque Afrique qui progresse vers le Nord-est et subducte sous l'Eurasie, et la plaque Arabie au Sud-est, dont le mouvement vers le Nord provoque l'extrusion vers l'Ouest de la Turquie le long de la faille Nord-Anatolienne dextre (Fig. III.3) (McKenzie, 1972 ; Mercier, 1977 ; Tapponnier, 1977 ; McKenzie, 1978 ; Dewey & Sengör, 1979 ; Mercier et al., 1979). Le mouvement résultant de la microplaque Anatolienne par rapport à l'Eurasie est donc une rotation anti-horaire vers l'Afrique qui accommode la majeure partie de la poussée de l'Arabie (Le Pichon et al., 1995).

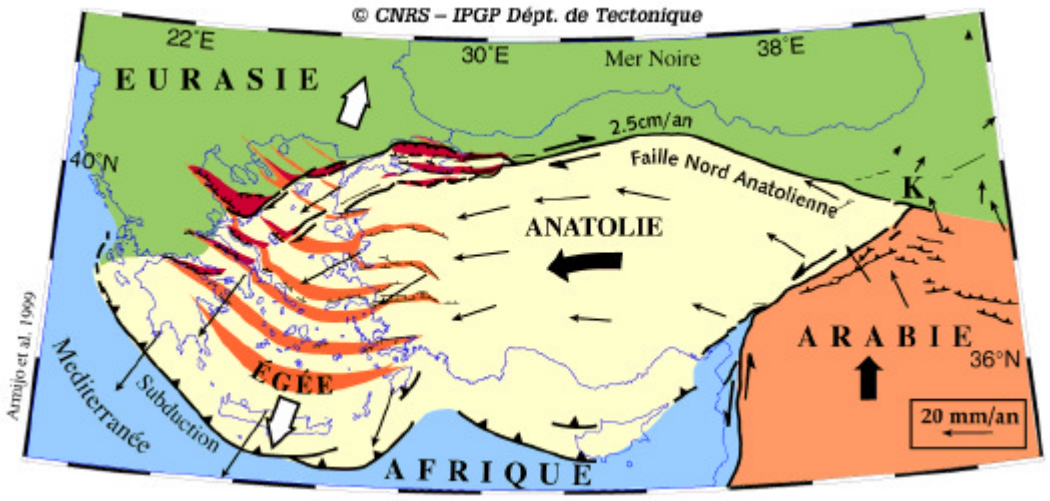


Figure III. 3 : *Cadre géodynamique actuel de l'Anatolie d'après Armijo et al. (1999). L'étalement de la région égéenne vers le front de subduction hellénique (au Sud) se traduit par une rotation anti-horaire à l'Ouest de l'Egée, et une rotation horaire à l'est, conformément au modèle de Taymaz et al. (1991).*

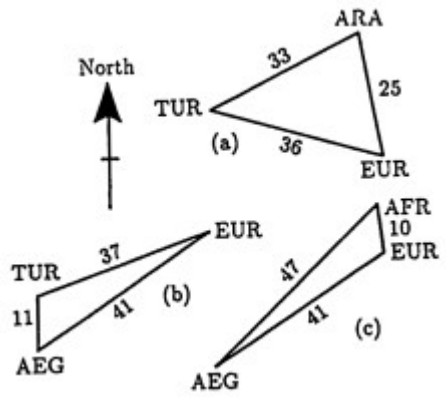


Figure III.4 : *Triangles de vitesses d'après Jackson et al. (1994) a) en Turquie à la jonction entre les failles Nord-Anatolienne et Est-Anatolienne, b) au Sud de la Mer Egée, et c) au niveau du fossé hellénique. Vitesses en mm/an.*

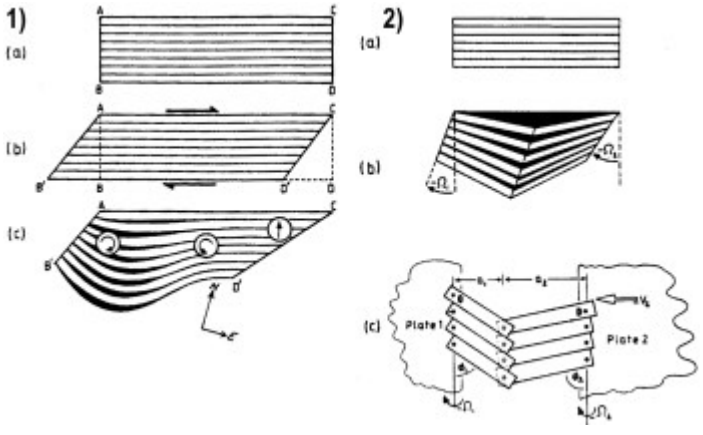


Figure III.5 : *Modèle analogue de déformation du domaine égéen d'après Taymaz et al. (1991). 1) Vue sur la tranche d'un livre (couverture souple). Si les feuilles du livre sont reliées (AB fixe) et que l'on imprime au livre un cisaillement, les feuilles s'incurvent pour compenser l'extension de CD en CD'. 2) Au premier ordre, il est possible de rendre compte du mouvement représenté en 1) par la rotation de deux blocs rigides, l'un avec une rotation horaire, l'autre anti-horaire.*

Ainsi que l'illustrent les triangles des vitesses relatives (Fig. III.4), le mouvement de l'Anatolie n'est pas entièrement rigide et le domaine égéen au Sud-Ouest de l'Anatolie se déplace plus rapidement que l'est de la Turquie (Jackson, 1994 ; Le Pichon et al., 1995). L'extension intra-plaque Nord-Sud de 1.1 cm/an que met en évidence cette différence de vitesses est engendrée par deux moteurs principaux, 1) Le retrait vers le Sud du panneau plongeant africain sous le front de subduction hellénique. La frontière de plaque Afrique/Anatolie est donc une zone libre qui se propage vers le Sud. 2) L'effondrement gravitaire de la croûte épaissie égéenne, qui favorise l'étalement vers le Sud de la frontière Egée/Afrique. Actuellement, l'extension arrière arc affecte tout le domaine égéen, y compris la Crète et le front de subduction hellénique (Angelier, 1979). Selon Taymaz et al. (1991), les mouvements actuels de l'Anatolie peuvent être modélisés par une combinaison d'extrusion et de rotation rigide (Fig. III.5). Le Pichon et al. (1995) confirment la validité de ce modèle au premier ordre et modélisent les déplacements observés grâce à deux rotations rigides principales : la première est une rotation anti-horaire centrée près du delta du Nil et concerne l'extrusion générale de l'Anatolie et de la zone Sud-Est égéenne. L'autre, une rotation horaire centrée sur le Sud de la mer Adriatique, concerne le Nord-Ouest de la Mer Egée et la Grèce continentale. Une troisième rotation ne concernant que le Péloponnèse rendrait compte de l'ouverture anti-horaire du golfe de Corinthe. Le paléomagnétisme confirme ces rotations au moins jusqu'à 10 Ma (voir par exemple Avigad et al., 1998).

I. 1c) L'exhumation des ceintures métamorphiques et l'âge de l'extension

L'âge du commencement de l'extension égéenne est resté matière à controverse jusqu'à une période récente. A partir des données géophysiques, Le Pichon et Angelier (Le Pichon & Angelier, 1979 ; Angelier & Le Pichon, 1980 ; Le Pichon & Angelier, 1981) ont démontré que l'extension Nord-Sud qui affecte aujourd'hui le domaine égéen est globalement la même depuis au moins 13 Ma (même direction, même vitesse). La compréhension des mécanismes d'exhumation des ceintures métamorphiques égéennes (initiée par Lister et al., 1984) a permis de repousser plus loin encore l'âge de cette extension. Le pic de métamorphisme des schistes bleus et des éclogites de la ceinture interne cycladique est d'âge Eocène (40-45 Ma, Andriessen et al., 1979, Altherr et al., 1982, Blake et al., 1981). Ces roches ont subi une rétromorphose dans le faciès schiste vert à amphibolite durant l'Oligo-Miocène (20-30 Ma, Andriessen et al., 1979 ; Maluski, 1987) au cours de leur exhumation le long de détachements crustaux extensifs à vergence Nord-Est (Gautier & Brun, 1994b ; Gautier & Brun, 1994a ; Jolivet et al., 1994). Par ailleurs, les âges radiométriques du pic de métamorphisme des nappes des phyllades et d'Ida se situent aux alentours de 15-25 Ma (Seidel, 1978 ; Seidel et al., 1982 ; Jolivet et al., 1996). L'extension était donc déjà active au

Miocène dans le bassin arrière-arc tandis que la ceinture externe des phyllades entamait son enfouissement au sein du prisme d'accrétion.

Les caractéristiques de l'extension oligo-miocène arrière arc peuvent aussi être appréhendées par l'étude de la déformation ductile des ceintures exhumées. De nombreux auteurs ont étudié la direction et le sens des critères de déformation ductile dans l'unité des schistes bleus cycladiques et dans les nappes des phyllades et d'Ida (Avigad & Garfunkel, 1989 ; Faure et al., 1991 ; Gautier & Brun, 1994a ; Jolivet et al., 1994 ; Jolivet et al., 1996). Jolivet et Patriat (1999) ont comparé le champ de déformation ductile oligo-miocène observé dans ces deux ceintures à la cinématique actuelle du domaine égéen (Fig. III.6). Les deux champs montrent une très bonne corrélation, ce qui suggère qu'en première approximation la direction de l'extension post-orogénique a peu varié à l'échelle crustale de l'Oligo-Miocène jusqu'à l'Actuel (Jolivet, 2001).

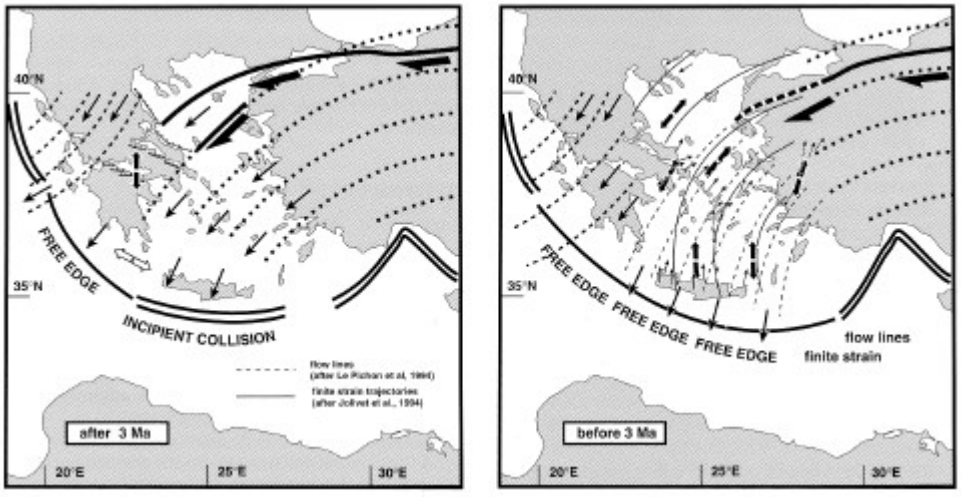


Figure III.6 : Comparaison des champs de déformation actuel (Le Pichon et al., 1995) et de déformation Oligo-Miocène (Jolivet et al., 1994), d'après Jolivet et Patriat (1999). Le pôle de rotation actuel défini par la Géodésie est au niveau du delta du Nil. Le pôle de rotation Oligo-Miocène défini par la déformation ductile des ceintures métamorphiques égéennes exhumées est au niveau de la fosse de subduction de Staron, au large de l'île de Rhodes.

I. 2 Cadre géologique du détachement fossile de l'île de Tinos

L'île de Tinos, située au Nord-Ouest des Cyclades entre les îles d'Andros et de Mykonos, représente un cadre idéal pour étudier les détachements extensifs responsables de l'exhumation des schistes bleus cycladiques en contexte extensif. La majeure partie des événements arrière-arc miocènes y sont représentés et le contact entre les schistes bleus eux-mêmes et les unités non métamorphiques est à l'affleurement.

I. 2a) Structure de l'île

L'île de Tinos se présente sous la forme d'un dôme asymétrique allongé dans la direction du Nord-Ouest-Sud-Est, avec une schistosité peu pentée sur chacun des deux flancs (Fig. III.7). Deux unités d'origine différente, séparées par le détachement, peuvent être différenciées en plus des intrusions granitiques (Mélidonis, 1980 ; Avigad & Garfunkel, 1989).

L'unité supérieure

L'unité supérieure, d'appartenance pélagonienne, présente une alternance de serpentinites, de métagabbros et de métabasites d'affinité tholéitique, interprétée par Katzir et al. (1996) comme une séquence ophiolitique démembrée. Les roches de cette unité ont subi un métamorphisme dans le faciès amphibolite durant leur altération hydrothermale en milieu marin (Patzak et al., 1994), suivi d'une rétromorphose dans le faciès schiste vert (400-450 °C, 0.2-0.3 GPa, Katzir et al., 1996). Ce dernier épisode, attribué par Putlitz et al. (2001) à l'empilement des écailles au cours de l'obduction, est daté aux alentours de 70 Ma (Fig. III.7) (Patzak et al., 1994 ; Bröcker & Franz, 1998). De manière identique à toutes les ophiolites disséminées dans les Cyclades, aucune trace du polymétamorphisme alpin n'est observable (Dürr, 1986 ; Maluski et al., 1987 ; Patzak et al., 1994). L'unité supérieure affleure essentiellement sur le flanc Nord-est du dôme sous forme de légers synclinaux dont l'axe est perpendiculaire à la direction d'allongement du dôme.

L'unité inférieure

L'unité inférieure appartient à la ceinture métamorphique des schistes bleus Cycladiques. Sa stratigraphie a été étudiée en détail par Mélidonis (1980) et Bröcker (1990). L'unité inférieure est constituée d'intercalations volcano-sédimentaires de métabasites, de marbres et de métapélites, déposées dans un environnement de marge continentale (voir la synthèse de Okrusch & Bröcker, 1990). Trois grandes séquences de marbres (m1, m2, m3, Mélidonis, 1980) servent de repères stratigraphiques. Ces alternances présentent les marques d'un polymétamorphisme Tertiaire (détaillé plus loin) et d'une surempreinte dans le faciès amphibolite autour des intrusions. De nombreuses veines métamorphiques, dont l'étude fait l'objet du chapitre suivant, apparaissent dans toutes les lithologies.

La séquence massive de marbres dolomitiques m1, qui affleure au Nord-est de l'île, représente la base de l'édifice. Des fossiles du Trias Supérieur y sont observables, et aucune trace de métamorphisme alpin n'y est visible. Avigad & Garfunkel (1989 ; 1991) ont interprété cette séquence comme une unité à part entière, assimilée aux fenêtres parautochtones d'Almyropotamos et d'Olympe-Ossa.

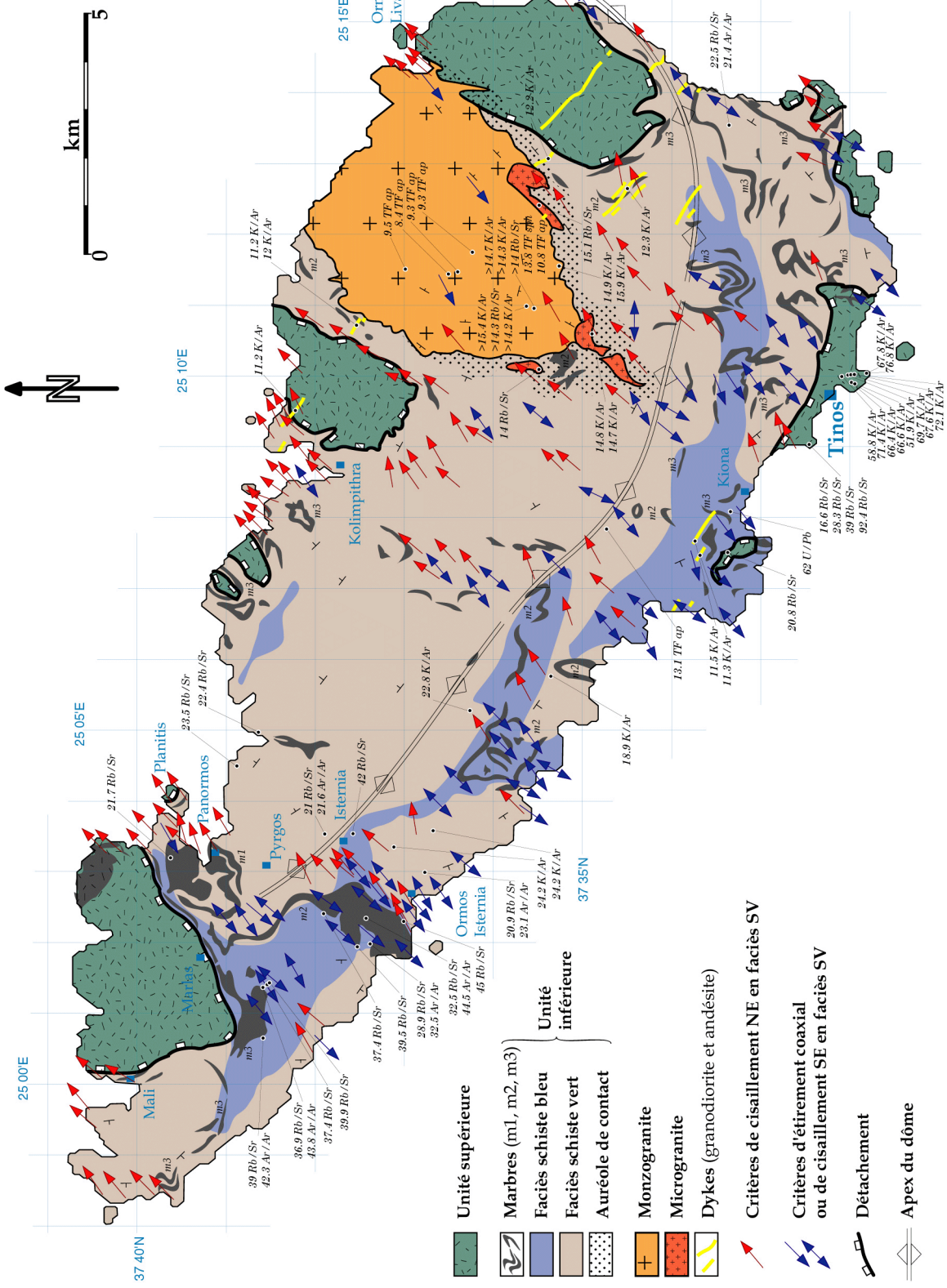


Figure III.7: *Carte géologique de l'île de Tinos modifiée d'après Mélidonis (1980), Avigad & Garfunkel (1989) et Stolz et al. (1997). Critères de cisaillement d'après Faure et al. (1991), Gautier & Brun, (1994a) et Jolivet & Patriat (1999). Ages radiométriques et traces de fission d'après Altherr et al., (1982), Bröcker et al. (1993), Patzak et al. (1994), Patriat (1996), Avigad et al. (1998), Bröcker & Franz (1998), Bröcker & Enders (1998) et Hejl et al. (2002).*

Les intrusions granitiques

Deux épisodes de magmatisme granitique viennent intruder l'ensemble de l'édifice formé par les deux unités, au Sud-est de l'île (Mélidonis, 1980). Le premier événement intrusif, et le principal, est constitué d'un monzogranite à biotite daté aux alentours de 17-19 Ma (Altherr et al., 1982). La signature isotopique du pluton principal révèle une origine mixte, issue du mélange entre un jus mantellique et un matériel de croûte continentale (Altherr et al., 1988). Des satellites de microgranite (type S), issus d'une fusion de la croûte continentale inférieure, viennent intruder le pourtour du pluton principal à 14-15 Ma (Altherr et al., 1982). Stolz et al. (1997) ont aussi signalé la présence de dykes de granodiorite et d'andésite à l'extrémité Sud-Ouest de l'île qui intrudent les deux unités. Leur direction générale est N135. Ces dykes, datés à 11-12 Ma (Avigad et al., 1998), sont postérieurs à la mise en place des granites secondaires et représentent les épisodes les plus tardifs du cortège magmatique.

Les épisodes plutoniques sont responsables d'un métamorphisme de contact dans le faciès amphibolite affectant les deux unités (Stolz et al., 1997). Cette surempreinte, perceptible sur une auréole de 600 à 2200 m autour des corps intrusifs, donne des températures décroissantes de 660 à 475 °C vers la périphérie, pour des pressions de l'ordre de 0.3 GPa (Bröcker & Frantz, 1994).

I. 2b) Caractéristiques du métamorphisme Tertiaire

Les deux épisodes métamorphiques Tertiaire qui ont affecté l'unité inférieure sont les suivants : un métamorphisme de type alpin dans les faciès éclogite à schiste bleu d'âge Eocène, suivi d'une rétromorphose barrovienne dans le faciès schiste vert d'âge Oligo-Miocène. Au sein des séquences métabasiques de l'unité inférieure, les paragenèses suivantes ont été identifiées par Mélidonis (1980) et Bröcker (1990) :

Faciès éclogite : omphacite–grenat–épidote–glaucophane–paragonite–phengite-actinolite (±quartz ±sphène ±titanite ±apatite ±opaques).

Faciès schiste bleu : glaucophane–épidote–omphacite–grenat–phengite-paragonite ou crossite–épidote-albite-amphibole bleue/verte-(±calcite ±titanite ±rutile ±apatite ±tourmaline ±opaques ±oxychlorite).

Faciès schiste vert : albite-épidote-chlorite-phengite-amphibole calcique-biotite (±quartz ±titanite ±rutile ±tourmaline ±apatite ±magnétite ±hématite).

Ces assemblages ont permis à Bröcker (1990) de donner une première estimation des conditions pression-température liées à ces faciès métamorphiques. Une température de 500±50 °C est indiquée pour le faciès éclogite/schiste bleu par l'assemblage épidote/clinozoïsite-paragonite-quartz, par le champ de stabilité du glaucophane et par

l'absence de lawsonite (que l'on retrouve tout de même en fantômes, ce qui suggère un chemin prograde froid). Ces conditions de températures sont confirmées par les thermomètres grenat-clinopyroxène et calcite-dolomite, ainsi que le fractionnement en isotopes de l'oxygène de l'assemblage quartz-magnétite (Bröcker, 1990 ; Bröcker et al., 1993 ; Matthews et al., 1999). Des pressions entre 1.4 et 2 GPa sont données par le pourcentage molaire de jadéite des pyroxènes sodiques et le contenu en Si des phengites (Bröcker, 1990 ; Bröcker et al., 1993). La majeure partie des datations radiométriques donnent un âge autour de 40-45 Ma pour la haute pression (Rb/Sr sur phengite, Bröcker & Franz, 1998). Il faut toutefois signaler que la datation U/Pb sur zircon dans les éclogites de Tinos donne un âge à 61-63 Ma, qui suggère que le métamorphisme haute pression ait débuté avant l'Eocène (Bröcker & Enders, 1998).

Les conditions de température du faciès schiste vert, déduites de l'assemblage albite-chlorite-épidote-amphibole calcique et de la thermométrie aux isotopes de l'oxygène sur le couple quartz-magnétite, tournent autour de 440-470 °C, pour des pressions allant de 0.4 à 0.7 GPa (Bröcker, 1990 ; Bröcker et al., 1993). Les datations radiométriques s'échelonnent entre 21 et 30 Ma pour cet épisode de rétromorphose (Altherr et al., 1982 ; Bröcker et al., 1993 ; Bröcker & Franz, 1998).

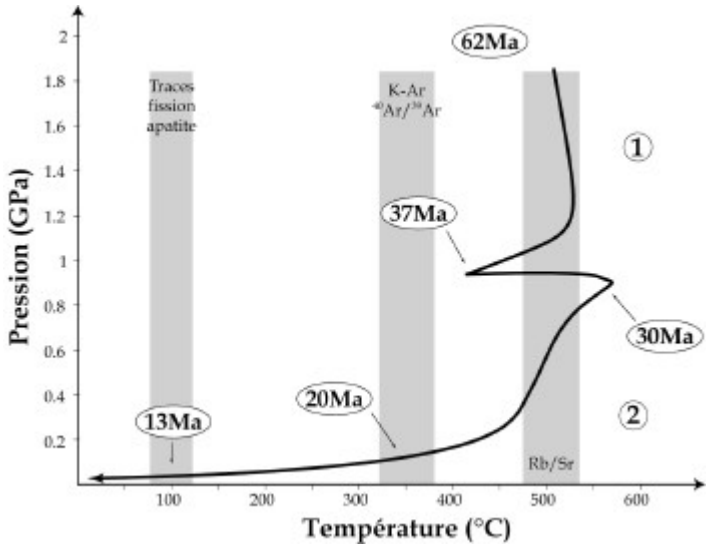


Figure III.8 : *Chemin P-T°-t de l'unité inférieure de Tinos modifié d'après Parra (2002). 1) Décompression isotherme lors de l'exhumation syn-orogénique. 2) Exhumation post orogénique en contexte d'extension arrière-arc le long d'un détachement. Les rectangles gris correspondent au domaine de température de fermeture des thermo-chronomètres utilisés (Altherr et al., 1982 ; Bröcker et al., 1993 ; Bröcker & Enders, 1998 ; Bröcker & Franz, 1998 ; Hejl et al., 2002).*

Parra et al. (2002) ont récemment publié une analyse très précise du chemin pression-température de l'unité inférieure de Tinos à partir de la composition du couple mica-chlorite dans les métapélites. Ce chemin, apposé aux âges radiométriques et traces de fissions sur apatite (Bröcker et al., 1993 ; Bröcker & Franz, 1998 ; Hejl et al., 2002) permet de distinguer la part de l'exhumation syn-orogénique et celle de l'exhumation post-orogénique au cours du trajet rétrograde des roches (Fig. III.8). La première partie du chemin suggère une exhumation partielle syn-orogénique isotherme dans le prisme d'accrétion à l'Eocène (50 à 40

Ma), stoppée par l'abandon du prisme à 40 Ma. L'exhumation reprend ensuite plus lentement en contexte d'extension arrière-arc entre 30 et 20 Ma, grâce au jeu du détachement extensif. Combiné au chemin pression-température de Parra et al. (2002), le passage successif dans le champ des températures de fermeture des thermo-chronomètres Rb/Sr, $^{40}Ar/^{39}Ar$ et traces de fission sur apatite permet de définir une vitesse de refroidissement de l'ordre de 20 °C/Ma pour le deuxième stade (en contexte extensif), de l'exhumation du dôme métamorphique de Tinos.

I. 2b) Asymétrie de la rétromorphose et de la déformation

La rétromorphose n'est pas répartie de manière uniforme de part et d'autre du dôme de l'unité inférieure (Jolivet & Patriat, 1999) : les roches du faciès schiste bleu et éclogite sont bien préservées sur le flanc Sud-Ouest de l'île, tandis que la rétromorphose est de plus en plus avancée vers le Nord-Est. Le degré de rétromorphose est clairement relié à la proximité du détachement entre les unités supérieure et inférieure (Fig. III.7).

La déformation ductile du dôme métamorphique suit une évolution similaire à celle du gradient de rétromorphose. Sur le flanc Sud-Ouest, les critères de déformation sont essentiellement coaxiaux, notamment dans les roches de haute pression préservée. Sur le flanc Nord-Est et vers le détachement, les roches présentent une déformation mylonitique de plus en plus prononcée. Les critères de déformation ductile et la fabrique magnétique des métapélites indiquent un cisaillement vers le Nord-est, dont l'intensité va croissante vers le détachement et est maximale juste en dessous du contact (Jolivet & Patriat, 1999 ; Aubourg et al., 2000).

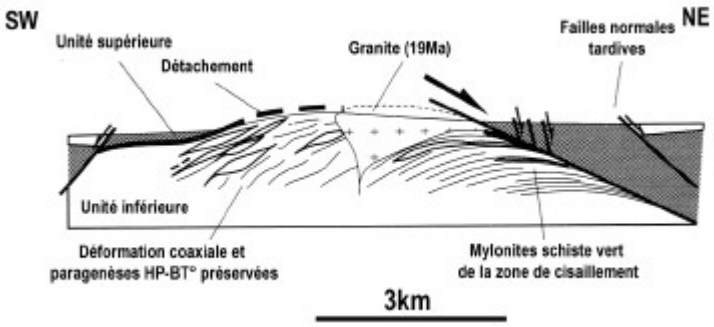


Figure III.9 : *Coupe schématique de l'île de Tinos perpendiculaire à l'allongement du dôme, d'après (Patriat, 1996).*

Le détachement lui-même est marqué par un contact très franc (notamment au Nord de l'île sur l'îlot de Planitis), et se présente sous la forme d'un plan à faible pendage portant des stries pointant vers le Nord-Est. Les ultramylonites qui bordent le détachement, très

riches en talc, sont entièrement rétromorphosées dans le faciès schiste vert. Comparativement aux détachements du Basin and Range, la déformation cataclastique qui suit l'évolution de la zone de cisaillement n'est observable que de manière sporadique sur l'île de Tinos, et se présente sous la forme d'une brèche à talc d'une dizaine de mètres d'épaisseur plaquée, sur les ultramylonites (affleurant surtout dans le baie de Kolimbithra). Il faut souligner que le détachement est percé au Sud de l'île par les intrusions granitiques, ce qui implique que la majeure partie du jeu du détachement est antérieure à 18-19 Ma (Jolivet & Patriat, 1999). Le toit de l'intrusion principale est également marqué par une linéation pointant vers le Nord-Est (Faure et al., 1991 ; Jolivet & Patriat, 1999), et les dykes granitiques sont infléchis dans le même sens (Stolz et al., 1997), ce qui suggère un transfert des derniers incréments de la déformation vers le sommet du granite après son intrusion (aussi observé sur le granite de Mykonos, Faure & Bonneau, 1988). L'extension se poursuit d'ailleurs dans le domaine cassant sur le flanc Nord-est de l'île, avec des failles normales à fort pendage vers le Nord-est, dont le jeu est compatible avec les critères de déformation ductile (Jolivet & Patriat, 1999). La structure asymétrique du dôme est représentée de manière schématique sur la Figure III.9.

I. 3 Origine des fluides responsables de la rétromorphose : Bilan des études antérieures

Les réactions métamorphiques de la rétromorphose schiste vert qui se produisent dans les métabasites du dôme métamorphique de l'île de Tinos sont du même type que les transformations décrites au chapitre II.§I, **et nécessitent l'infiltration de 2 à 4 pds % de fluides aqueux pour se produire (Bröcker, 1990)**. Bröcker (1990) remarque aussi que l'intensité de la rétromorphose suit des variations latérales à l'échelle de la dizaine de mètres au sein de la même lithologie. Cet auteur suggère que ces variations latérales de faciès métamorphique reflètent l'infiltration limitée de fluides dont l'origine est externe à l'unité inférieure. En comparant les valeurs du $\delta^{18}O$ des fluides en équilibre avec les roches de l'unité inférieure ($\delta^{18}O_{fluide} > 15$ ‰) à celles des fluides du monzogranite ($\delta^{18}O_{fluide} = 9.1$ ‰), Bröcker et al. (1993) éliminent l'intrusion comme source potentielle des circulations. Les datations abondent dans ce sens, car l'intrusion principale à 19 Ma est plus récente que la rétromorphose schiste vert, dont l'âge est supérieur à 21 Ma.

Contrairement aux îles de Sifnos et Syros où la transformation schiste bleu-schiste vert s'accompagne d'un enrichissement systématique du $\delta^{18}O$ (Matthews & Schliestedt, 1984 ; Barr et al., 1989), Bröcker et al. (1993) et Ganor et al.(1996) ne remarquent aucune évolution de la signature isotopique avec la rétromorphose sur Tinos. **Ces études, antérieures à la description de l'asymétrie de déformation et de rétromorphose (Jolivet & Patriat, 1999), se concentrent uniquement sur le flanc Sud-Ouest de l'île**. Si le gradient de rétromorphose

vers le Nord-Est de l'île peut s'interpréter comme un gradient d'hydratation des roches, depuis les paragenèses bien préservées jusqu'aux mylonites riches en talc, alors une évolution isotopique est à prévoir, comme nous le verrons dans les chapitres suivants.

En dehors des considérations isotopiques, l'observation de terrain montre que la rétromorphose est directement liée à la déformation (Gautier & Brun, 1994a), et à la proximité de la zone de cisaillement (Jolivet & Patriat, 1999). **Il existe donc un lien clair entre la déformation, l'hydratation des roches métamorphiques et l'évolution du détachement de l'île de Tinos**. Ces interactions fluides-déformation, quelles qu'elles soient, se produisent aux conditions de pression et de température du faciès schiste vert, et dans un contexte de déformation ductile. Ce sont ces interactions qui vont être étudiées dans le détail au cours des chapitres suivants.

CHAPITRE II :

CHRONOLOGIE RELATIVE DE LA DEFORMATION ET DES VEINES METAMORPHIQUES

Ce chapitre synthétise les résultats de quatre missions de terrains réalisées en mars 1999, octobre 2000, juin 2001 et avril 2002, pour une durée totale de sept semaines. Sont détaillé ci-dessous les objets géologiques, c'est-à-dire les veines métamorphiques, sur lesquels se base l'analyse des fluides métamorphiques du dôme de Tinos qui fait l'objet de cette thèse. A partir d'une étude structurale précise de la déformation le long d'une coupe Sud-Ouest-Nord-Est, nous proposons une description des différents types de veines, ainsi qu'une chronologie relative de leur apparition calée sur les étapes de la déformation.

II. 1 Evolution Sud-Ouest-Nord-Est des structures de la déformation ductile

Les structures de la déformation ductile ont déjà été étudiées à l'échelle de l'île par plusieurs auteurs (Faure et al., 1991 ; Gautier & Brun, 1994b ; Gautier & Brun, 1994a ; Jolivet et al., 1994 ; Jolivet et al., 1996 ; Patriat, 1996 ; Jolivet & Patriat, 1999 ; Avigad et al., 2001). En complément de leur travail, nous donnons ici une description détaillée des structures du Nord de Tinos, afin de contraindre de manière précise la chronologie relative des régimes de déformation qui conduisent à la formation des veines métamorphiques. Une carte des critères de cisaillement ductile en faciès schiste vert est présentée sur la Figure III.10, avec la direction des pôles des plans de cisaillement. La direction de serrage indiquée par les plis d'échelle métrique est aussi reportée, aux localités où ils sont observables. La petite taille de la zone d'étude permet de représenter les variations du sens de cisaillement à l'échelle de l'affleurement, auparavant moyennée à l'échelle de l'île par Jolivet & Patriat (1999). Lorsque plusieurs sens de cisaillement sont observés sur un même affleurement, seul le plus tardif est représenté. En accord avec Jolivet & Patriat (1999), la linéation ductile pointe une direction N045, et la distribution des critères de cisaillement définit 1) une zone où le sens de cisaillement est franchement vers le Nord-Est sur le flanc Nord-Est de l'île, et 2) un domaine où cohabitent des critères vers le Sud-Ouest et vers le Nord-Est, dans une étroite bande sur le

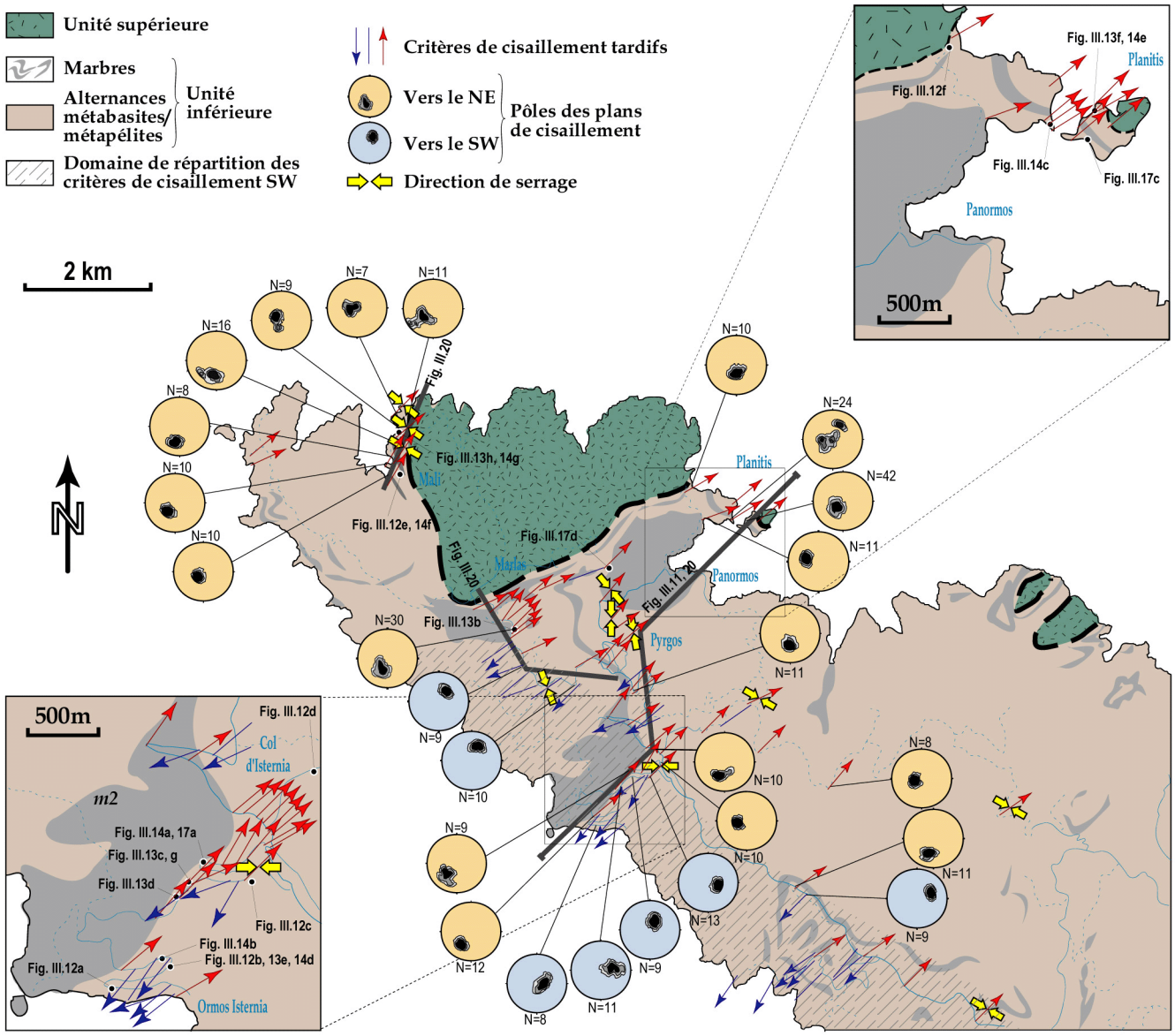
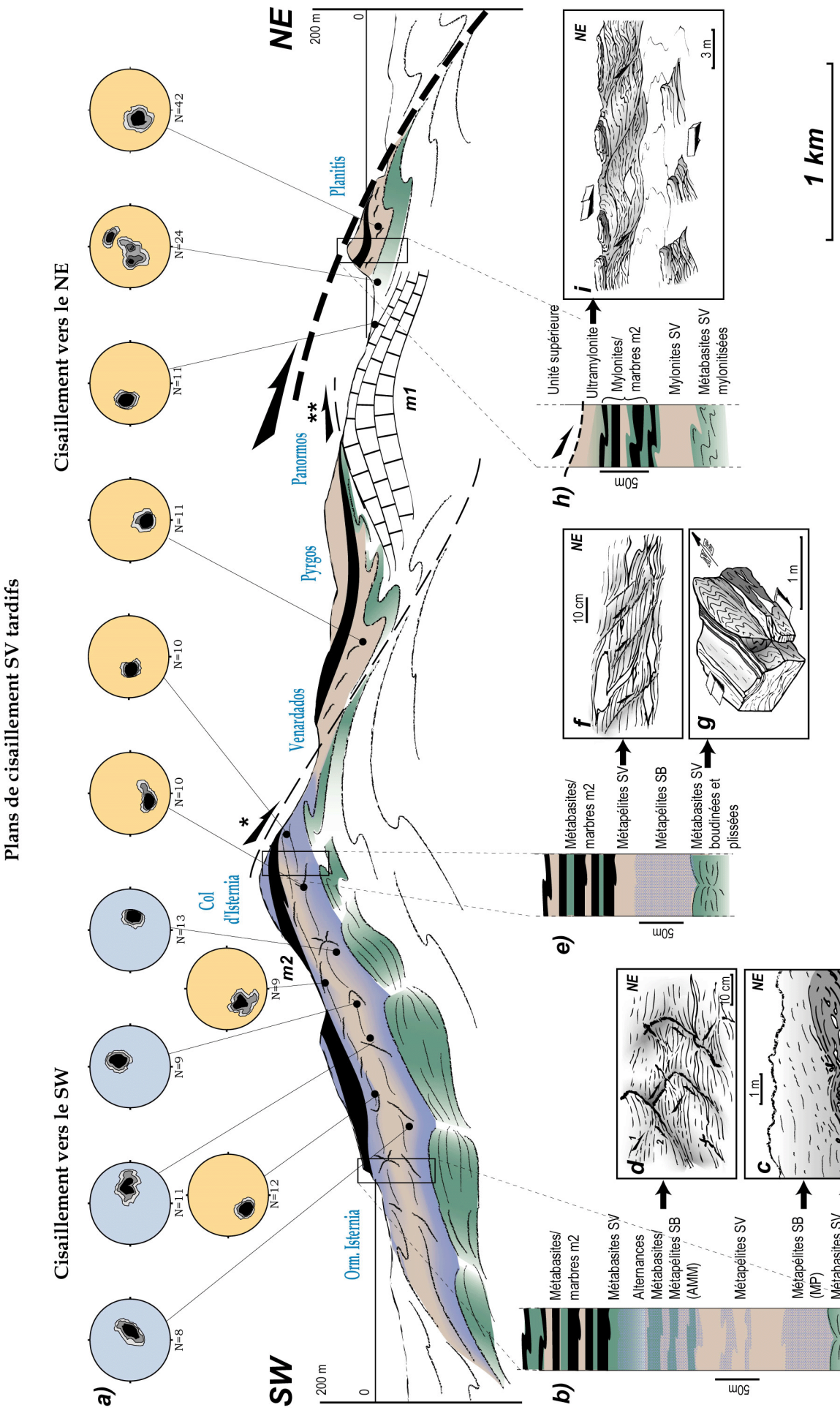


Figure III.10: *Carte structurale du nord de Tinos, montrant la direction et le sens du cisaillement schiste vert le plus tardif observé à l'affleurement (seules les données de cette étude sont représentées). Sont aussi représentés les pôles des bandes de cisaillement ductile (débasculés du plan de foliation, Schmidt hémisphère inférieure). Stéréogrammes bleus: Cisaillement vers le SW. Stéréogrammes oranges: Cisaillement vers le NE. Zone tiretée: Domaine où les sens de cisaillement SW et NE cohabitent. Ce domaine coïncide avec l'aire de répartition des faciès éclogite et schiste bleu à l'affleurement sur la Figure III.7.*

Figure III.11: (page de droite) *Schéma d'évolution de la déformation le long de la coupe Isternia-Panormos sous les marbres m2 (localisation Fig. III.10). a) Stéréogrammes des pôles de plans de cisaillement schiste vert (SV) tardifs projetés sur la coupe (débasculés du plan de foliation, Schmidt hémisphère inférieure). La répartition des sens de cisaillement est contrôlée non seulement par la distance au détachement, mais aussi par la lithologie. b); e); h) logs lithostratigraphiques des alternances métapélites/métabasites sous les marbres m2 à Ormos Isternia, au col d'Isternia et à Planitis. c); d); f); g) Schémas des structures de déformation à l'échelle de l'affleurement le long de la coupe. c) Boudinage coaxial des métabasites en contact avec les métapélites schiste bleu (SB) non boudinées et cisaillées vers le SW. d) Plans de cisaillement symétriques dans des métapélites SB, contenant des minéralisations de calcite, de quartz et de chlorite. Les plans pentés vers le SW recoupent les plans orientés NE. f) Deformation non-coaxiale pénétrative dans des métapélites SB, avec des plans de cisaillement à fort pendage reprenant des veines métamorphiques. g) Plis d'entrainement dans des métabasites SV , affectant des veines synfoliales. i) Structures de cisaillement simple pénétratif à toutes les échelles dans les ultramylonites à talc qui soulignent le détachement de Planitis.*
** Zone de cisaillement secondaire proposée par Parra et al. (2002) entre le col d'Isternia et Venardados.*
*** Avigad et Garfunkel (1989) ont suggéré de rattacher la dolomie m1 à l'unité basale d'Almyropotamos (Evia), affleurant en fenêtre sous les schistes bleus cycladiques. Cette structure peut aussi s'interpréter comme un boudin d'échelle kilométrique si l'on considère les plis déversés vers le SW dans les métabasites qui surplombent la dolomie.*


Plans de cisaillement SV tardifs
Cisaillement vers le SW
Cisaillement vers le NE
a)
N=8
N=11
N=12
N=9
N=13
N=9
N=10
N=10
N=11
N=11
N=24
N=42
SW
NE
200 m
0
Orm. Isternia
Col d'Isternia
Venardados
Pyrgos
Panormos
Planitis
m1
m2
*
**
b)
Métabasites/ marbres m2
Métabasites SV
Alternances Métabasites/ Métapélites SB (AMM)
Métapélites SV
Métapélites SB (MP)
Métabasites SV boudinées (MB)
50m
c
1 m
NE
d
10 cm
NE
e)
Métabasites/ marbres m2
Métapélites SV
Métapélites SB
Métabasites SV boudinées et plissées
50m
f
10 cm
NE
g
1 m
NE
h)
Unité supérieure
Ultramylonite
Mylonites/ marbres m2
Mylonites SV
Métabasites SV mylonitisées
50m
i
3 m
NE
1 km

flanc Sud-Ouest du dôme. Cette structure, déjà détaillée dans le chapitre précédent, est interprétée par Jolivet & Patriat (1999) comme le partitionnement entre un régime non-coaxial à proximité de la zone de cisaillement et un régime coaxial à plus grande distance. En plus de ces acquis, l'encart de la Figure III.10 permet de mettre en évidence une zonation lithologique du sens de cisaillement sur le flanc Sud-ouest du dôme. Les critères de cisaillement pointent vers le Nord-Est le long d'une frange au-dessous des marbres m2, alors qu'ils indiquent un cisaillement majoritairement Sud-Ouest dans les niveaux structuraux inférieurs, entre Ormos Isternia et le col d'Isternia. Cette zonation indique un contrôle lithologique de la déformation, dont il faut tenir compte pour établir la chronologie des veines métamorphiques.

Pour cette raison, nous détaillons ci-dessous l'évolution de la déformation dans des lithologies contrastées, le long d'une coupe de 6 km sous les marbres m2, depuis Ormos Isternia jusqu'à Planitis (Fig. III.11). Dans cette optique, les structures de la déformation sont suivies dans trois lithologies "type" à l'affleurement dans la baie d'Ormos Isternia : les métabasites schiste vert qui constituent la base de la colonne lithostratigraphique à cet endroit, les métapélites schiste bleu qui les surplombent, et les alternances métapélites/métabasites schiste bleu, séparées des métapélites par une séquence de roches rétromorphosées et coiffées par les marbres m2. A Ormos Isternia, l'épaisseur de la colonne avoisine 350 m (Fig. III.11b). Les métabasites de la base y présentent un fort boudinage. Les boudins sont symétriques ou légèrement asymétriques vers le Sud-Ouest (Fig. III.11c). Les métapélites présentent aussi des critères de cisaillement symétriques dans le faciès schiste bleu, mais un cisaillement vers le Sud-Ouest est clairement marqué dans le faciès schiste vert par une crénulation soulignée de chlorite, et par des bandes de cisaillement décimétriques à fort pendage (Fig. III.11a). La déformation observable dans les alternances métapélites/métabasites est très modérée. Ces roches montrent des critères de cisaillement symétriques en faciès schiste vert, sous forme de plans C′ en "X", soulignés par de la chlorite, indiquant une déformation coaxiale (Gapais et al., 1987). Les plans C′ à pendage Sud-Ouest, cependant, recoupent majoritairement les plans orientés Nord-Est (Fig. III.11d).

Entre Ormos Isternia et le col d'Isternia, la vergence des critères de cisaillement varie à l'échelle de l'affleurement dans les alternances métapélites/métabasites. La déformation dans le faciès schiste vert est peu pénétrative et marquée par des plans C′ à faible pendage ou par des ombres de pression symétriques autour des porphyroclastes. Toutefois au-dessous dans les métapélites, les plans de cisaillement et la crénulation indiquent clairement une déformation peu pénétrative non-coaxiale vers le Sud-Ouest (Berthé et al., 1979), dans le faciès schiste vert (Fig. III.11a).

Au col d'Isternia, la pile structurale est tronquée, et les marbres m2 reposent presque directement sur les métapélites et l'épaisseur de la colonne ne dépasse pas 100 m (Fig. III.11e). Les roches présentent un cisaillement schiste vert vers le Nord-Est bien plus prononcé que dans leur équivalent au Sud-Ouest (Fig. III.11f). En particulier, Les métabasites

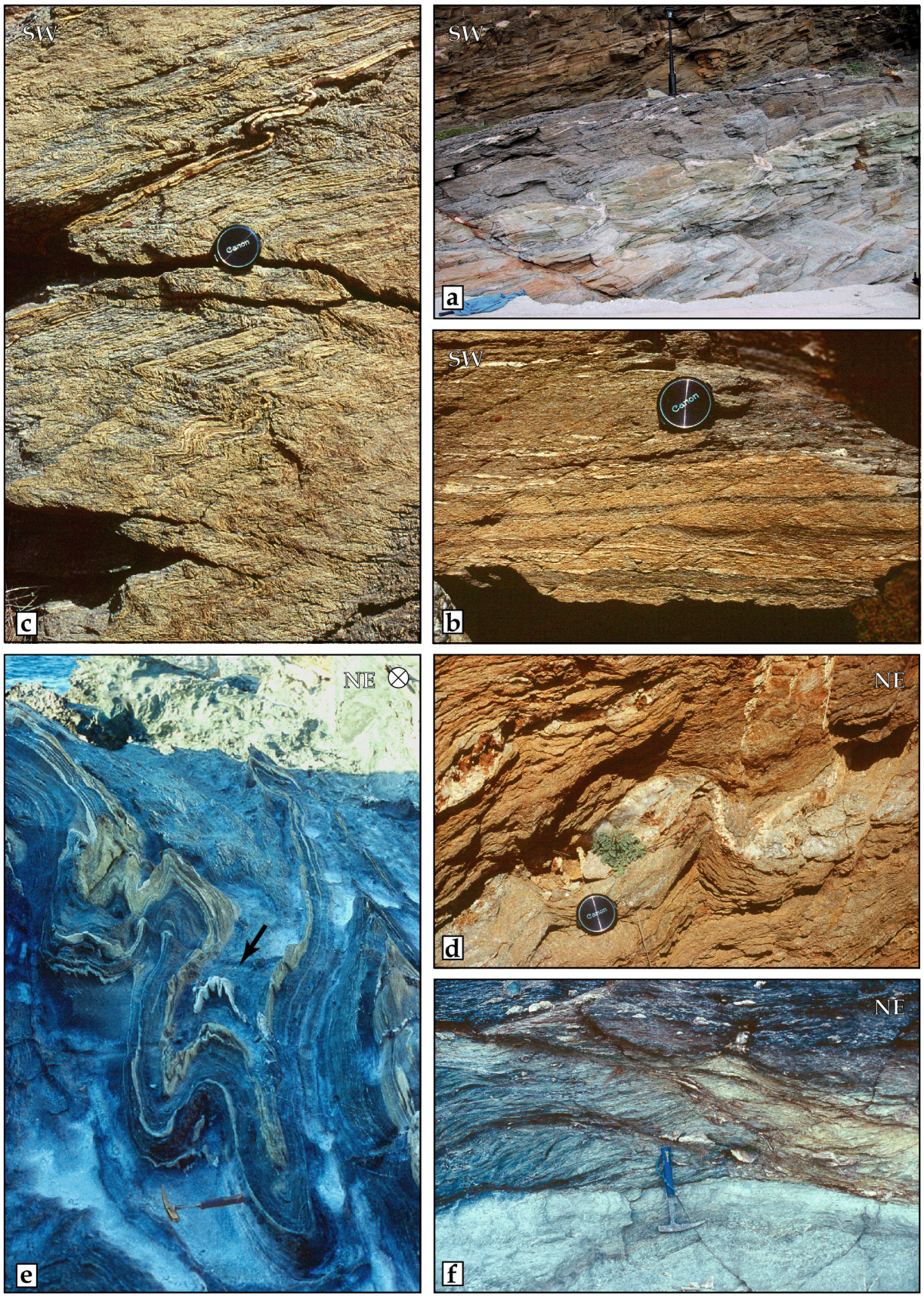


Figure III.12: *Structures de déformation (localisation Fig. III.10). a) Boudinage symétrique dans les métabasites schiste vert d'Ormos Isternia. b) Plans de cisaillement pentés vers le SW dans les métapélites schiste bleu de la route d'Ormos Isternia. c) Plans de crénulation indiquant un sens de cisaillement vers le SW dans les mêmes métapélites. d) Pli d'entraînement déversé vers le NE dans les métabasites schiste vert du col d'Isternia. Le pli reprend une veine V2a. e) Plis constrictifs d'axe parallèle à la linéation d'étirement N045 dans les métabasites schiste vert de Mali. Les plis reprennent des veines V2a (flèche noire). f) Succession de plans de cisaillement dans les ultramylonites du détachement de Panormos. Les plus pentés recoupent les plus plats.*

sont structurées par des plis d'entraînement déversés vers le Nord-Est et par une ondulation constrictive (raccourcissement perpendiculaire à la direction d'extension, Fig. III.11g). Ces structures se superposent au boudinage.

Au-delà du col d'Isternia et vers le Nord-Est, les critères de déformation indiquent un cisaillement clairement orienté vers le Nord-Est quelle que soit la lithologie (Fig. III.11a).L'intensité de la déformation croît graduellement vers le Nord-Est, accompagnée par une rétromorphose de plus en plus intense des métapélites. A Pyrgos on n'observe plus de trace des paragenèses de la haute pression à l'échelle de l'affleurement. Après Pyrgos, la foliation est de plus en plus perturbée par des plis déversés vers le Sud-Ouest dans les métabasites qui reposent sur le toit de la dolomie. Au-delà de la dolomie et vers l'îlot de Planitis, La déformation ductile cisaillante est très prononcée à toutes les échelles (Fig. III.11i), jusqu'à une zone d'ultramylonites de 15 à 20 m d'épaisseur qui souligne le détachement (Fig. III.11h).

Sur le flanc Sud-Ouest du dôme de l'unité inférieure, la chronologie relative des veines métamorphiques peut donc être calée sur les structures suivantes :

- Le boudinage des métabasites, qui représente le dernier stade de la déformation ductile au Sud-Ouest. En effet, il tronçonne des roches foliées et déformées dans le faciès schiste vert (Fig. III.12a).
- Le cisaillement vers le Sud-Ouest des métapélites. Cette déformation est mineure et tardive. Elle reprend de manière discrète des structures antérieures acquises dans le faciès schiste vert, et ce dans les lithologies qui étaient à priori les moins compétentes en contexte ductile. Cette déformation se traduit par des plans de cisaillements à fort pendage vers le Sud-Ouest (Fig. III.12b) et une crénulation à l'échelle centimétrique (Fig. III.12c). Peut-être sont-ce ces structures qui ont conduit Gautier & Brun (1994b) à interpréter le flanc Sud-Ouest du dôme comme une zone de cisaillement secondaire à vergence Sud-Ouest ?

Sur le flanc Nord-Est de l'île, la déformation syn-schiste vert est beaucoup plus intense et marquée par une évolution continue des structures, dans laquelle s'inscrit la mise en place des veines métamorphiques :

- Les plis d'entraînement, qui reprennent le boudinage dans les métabasites (Fig. III.12d).
- Le cisaillement Nord-Est, dont l'intensité croît vers le détachement au Nord-Est. Il est présent durant tous les stades de la déformation, sous forme de plis en fourreau, et de plusieurs générations de plans de cisaillement à toutes les échelles. Les plans de cisaillement à faible pendage sont les plus anciens, et sont recoupés par des plans plus pentés (Fig. III12f). Le cisaillement restructure notamment les plis d'entraînement dans les métabasites.
- La constriction, indiquée par des plis d'axe parallèle à la linéation d'étirement N045 (Fig. III.12e). Ce raccourcissement perpendiculaire à la direction d'extension a déjà été décrit

dans le détail par Avigad et al. (2001). Son intensité augmente vers le détachement de concert avec le cisaillement Nord-Est. La constriction, qui reprend des structures de cisaillement dans le faciès schiste vert, est elle-même recoupée par des plans de cisaillement postérieurs. Elle intervient donc pendant ou en alternance avec le cisaillement général.

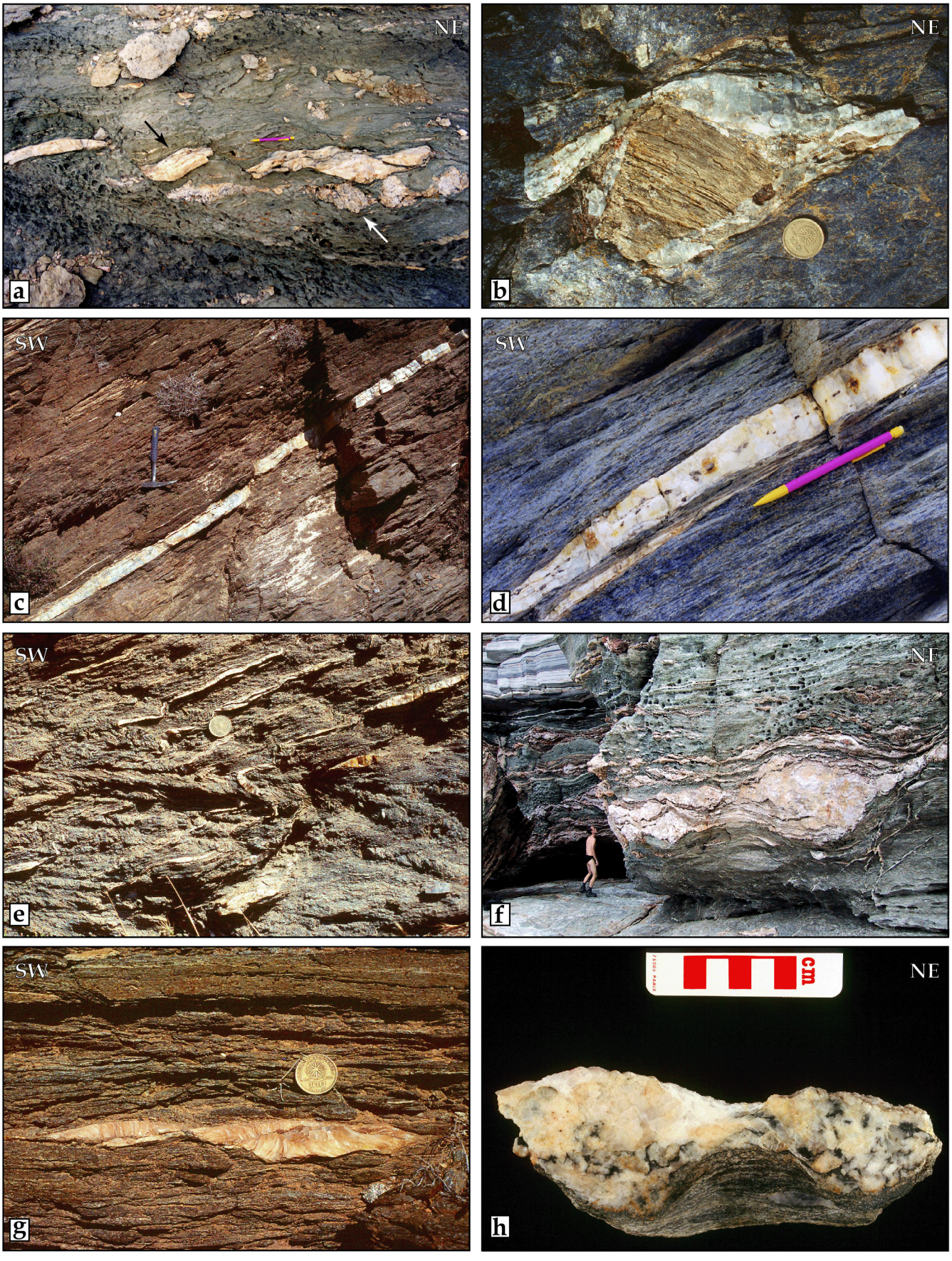
II. 2 Description et chronologie relative des veines métamorphiques

L'histoire de la formation des veines métamorphiques au sein de l'unité inférieure s'appuie sur celle des structures de déformation. Pour cette raison, la description macrostructurale des veines que nous exposons ci-dessous respecte l'asymétrie de déformation du dôme, même si la chronologie proposée est valable à l'échelle de l'île (une description des microstructures est détaillée dans l'article n°1). Trois générations principales peuvent être différenciées, formées à différentes étapes du domaine ductile vers le contexte cassant.

II. 2a) Le stade V1 : les veines ductiles

Le type V1 est représenté par des veines synfoliales. Ces veines se manifestent sous forme (1) de lentilles symétriques ou sygmoïdales, d'échelle centimétrique à métrique, boudinées par la déformation ductile (Fig. III.13a), (2) d'ombres de pression autour de boudins ou de porphyroclastes issus de la haute pression (Fig. III.13b), ou (3) de niveaux peu boudinés parallèles à la foliation, d'une longueur de 1 à 5 m (Fig. III.13c). Ces derniers ne se trouvent que sur le flanc Sud-Ouest de l'île. Les veines de type V1, présentes dans toutes les roches de l'unité intérieure (exceptées les dolomies m1) sont toutefois plus abondantes dans les roches pélitiques. Ces veines sont composées essentiellement de quartz, présentant une texture rubanée, et de calcite. Ces minéraux principaux incorporent occasionnellement des clastes (prismes d'épidote, aiguilles de glaucophane, grenats) issus des épontes. Les clastes sont alors tronçonnés par la déformation de la veine hôte (Fig. III.13d). Des phyllosilicates secondaires (chlorite, muscovite) sont aussi rencontrés sous forme de "mica fish" (Passchier & Trouw, 1998) dans les parties les plus déformées des veines.

Toutes les caractéristiques macro- et micro-texturales indiquent que les veines V1 ont subi une intense déformation ductile (cf article n°1). Les V1 sont d'autre part antérieures aux fabriques de la déformation schiste vert (Fig. III.13e) : elles sont affectées par le boudinage et le cisaillement général, ainsi que par les plans de crénulation schiste vert tardifs au Sud-Ouest et la constriction au Nord-Est. La présence des porphyroclastes de haute pression suggère que la formation de ces veines se répartit sur un intervalle de temps relativement


NE
a
NE
b
SW
c
SW
d
SW
e
NE
f
SW
g
NE
cm
h

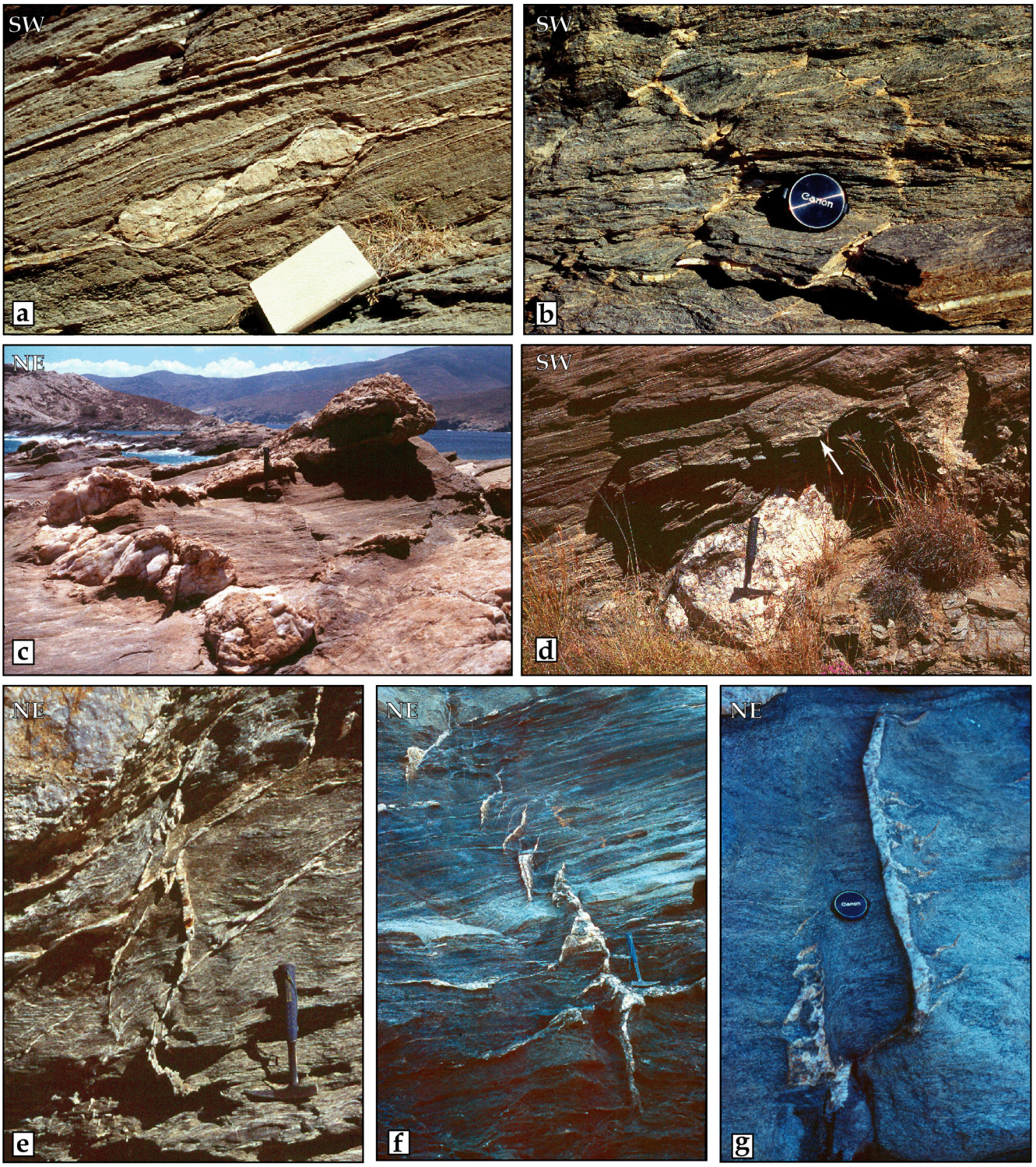


Figure III.14: *(ci-dessus) a) Veine V2a cisaillée vers le SW sur le flanc SW du dôme. b) Plans C' symétriques (stade V2b) à quartz-calcite-chlorite c) Veine V2b plissée par un raccourcissement vertical. d) Crénulation vers le SW (flèche blanche) autour d'un V2b, syn-cinématique de la mise en place de la veine. e) Au moins deux générations de plans C' (Stade V2b) injectés de quartz et de calcite, et plissés par la déformation. f) Veines V2b en échelons, orientée N135. g) Veines V2b en échelons intersectées par un V2b tardif orienté N160. Localisation Fig. III.10.*

Figure III.13: *(page de gauche) a) Veines V1 (flèche noire) et V2a (flèche blanche) cisaillées vers le NE. Les V1 sont plus affectées par la déformation. b) Ombre de pression à quartz (stade V1) autour d'un boudin d'épidote. c) V1 parallèle au plan de foliation. d) clastes d'épidote tronçonnée dans une veine V1 à quartz. e) V1 affectées par une crénulation vers le SW. f) Veines V2a plurimétriques sous le détachement de Planitis. g) Ombre de pression (stade V2a) autour d'une veine V1. Les mâcles de la calcite sont courbées vers le SW. h) Section d'une veine V2a dans le plan X-Z, boudinée et cisaillée vers le NE. L'albite est tronçonnée tandis que le quartz et la calcite sont déformés de manière ductile. Localisation Fig. III.10.*

large, entre les faciès schiste bleu et schiste vert. D'après les âges radiométriques, ce lapse de temps se déroule vraisemblablement entre 40 et 30 Ma.

II. 2b) Le stade V2 : les veines de la transition ductile-cassant

Les veines V2 se caractérisent par une composition très systématique de quartz, de calcite, d'albite, de chlorite et de carbonates de fer (ankérite, sidérite) en proportions variables. Ces veines sont présentes dans toutes les lithologies de l'unité inférieure, excepté la dolomie m1 une fois encore. Leur concentration est maximale dans les métabasites schiste vert. Du point de vue purement structural, le type V2 peut se diviser en deux générations.

Les veines V2a

Les V2a se présentent sous la forme de boudins parallèles au plan de foliation, d'échelle centimétrique à décamétrique (Fig. III.13a, f). Le stade V2a est aussi rencontré en ombre de pression de boudins basiques ou carbonatés et de veines V1 (Fig. III.13g). A l'affleurement, cette famille de veines est très nettement moins déformée que le stade V1, et les minéraux présentent des formes automorphes préservées (Fig. III.13h). Cette observation est confirmée par l'étude des microstructures (cf. article n°1).

Le stade d'apparition des V2a est bien contraint. Sur le flanc Sud-Ouest du dôme dans les métabasites schiste vert, les veines sont affectées par le boudinage de la roche encaissante. Dans les métapélites schiste bleu qui surplombent ces roches, les V2a ne sont affectées que par des critères de cisaillement orientés vers le Sud-Ouest (plans C', crénulation, Fig. III. 14a), contrairement aux veines V1. Au Nord-Est du dôme, les V2a sont bien-sûr déformées par le cisaillement général vers le Nord-Est (Fig. III.12a), mais aussi par toutes les structures de plis (d'entraînement ou constrictifs, Fig. III.12d). Ces veines sont d'ailleurs fréquemment localisées en charnière de pli, ce qui suggère qu'elles soient plus ou moins synchrones de cette déformation (Fig. III.12e). Les V2a sont donc syn-cinématiques de la déformation schiste vert principale qui affecte le dôme, et se produisent probablement entre 23 et 28 Ma.

Les veines V2b

La génération V2b comprend des veines dont la composition est identique à celle des V2a, mais qui sont sécantes à la foliation. Sur le flanc Sud-Ouest de l'île, ces veines sont présentes sous forme (1) de plans de cisaillement symétriques à fort pendage injectés de quartz, albite, calcite et chlorite (Fig. III.14b), ou (2) de dykes (non magmatiques !) décimétriques à métriques, plus ou moins plissés par un raccourcissement vertical (Fig. III.14c). Le plissement de dykes est fonction de la compétence de l'encaissant : presque

rectilignes et orientés N135 aux jointures des boudins (dont ils constituent le remplissage), ils sont déformés jusqu'à perdre toute direction mesurable dans les métapélites schiste bleu. Sous cette dernière forme, ces veines épousent par endroits la foliation et peuvent alors être localement confondues avec le stade V2a, ce qui suggère fortement un lien de parenté entre les deux familles. Les V2b du Sud-Ouest sont associés de manière très systématique à la crénulation schiste vert déversée vers le Sud-Ouest (Fig. III.14d). Cette crénulation, qui borde les V2b mais ne les affecte pas, est syn-cinématique de leur mise en place.

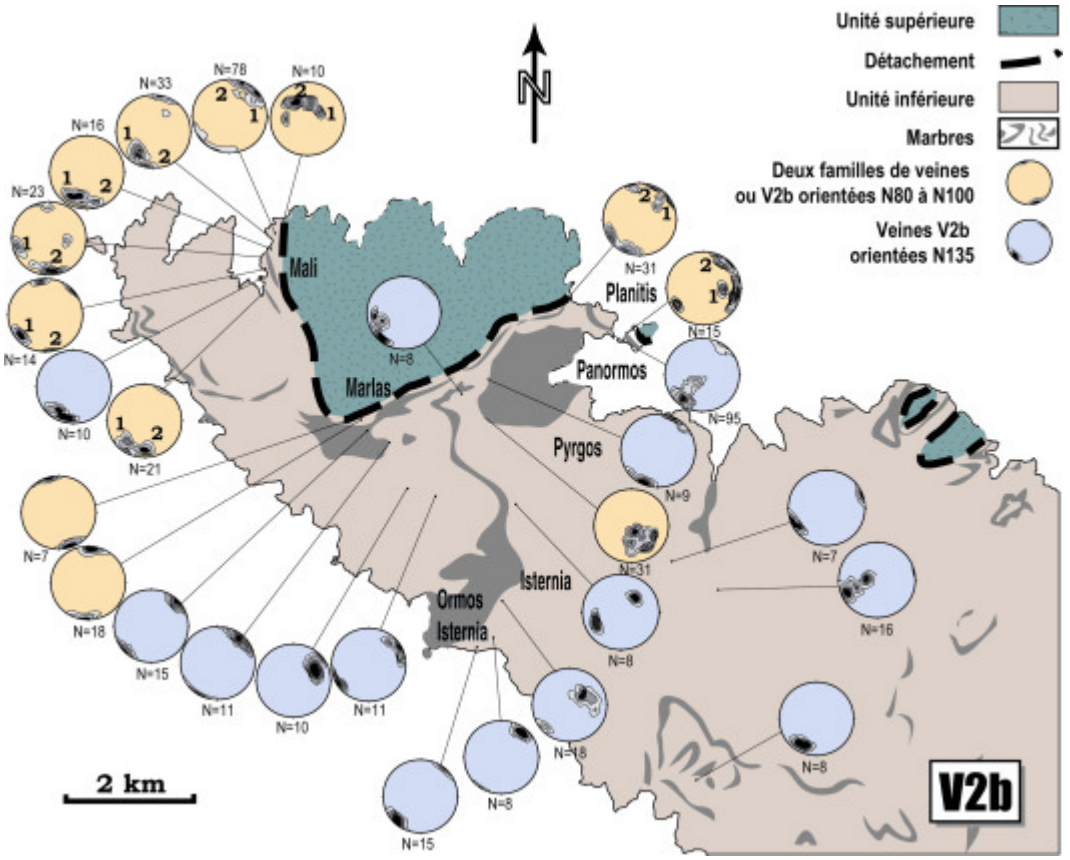


Figure III.15 : *Pôles des directions de veines V2b tardives au Nord de Tinos (débasculés du plan de foliation, Schmidt hémisphère inférieure). Stéréogrammes bleus : une seule famille de veines de direction N135. Stéréogrammes oranges : deux familles de veines ou une famille orientée N80 à N100. Les stéréogrammes oranges ne sont présents qu'à proximité du détachement.*

Sur le flanc Nord-Est de l'île, le stade V2b présente variété beaucoup plus riche de tailles et de formes, depuis les dykes déformés jusqu'aux fentes de tensions quasi-verticales. Au moins deux stades de plans C' avec un pendage croissant se retrouvent sous le détachement (Fig. III.14e). Les plans fortement pentés recoupent les plans à plus faible pendage. Ces plans sont localement plissés par un raccourcissement vertical. Les représentants les plus tardifs du stade V2b se rencontrent sous la forme d'essaims de fractures ou de fentes en échelon subverticales orientées dans la direction N135 (Fig. III.14f).

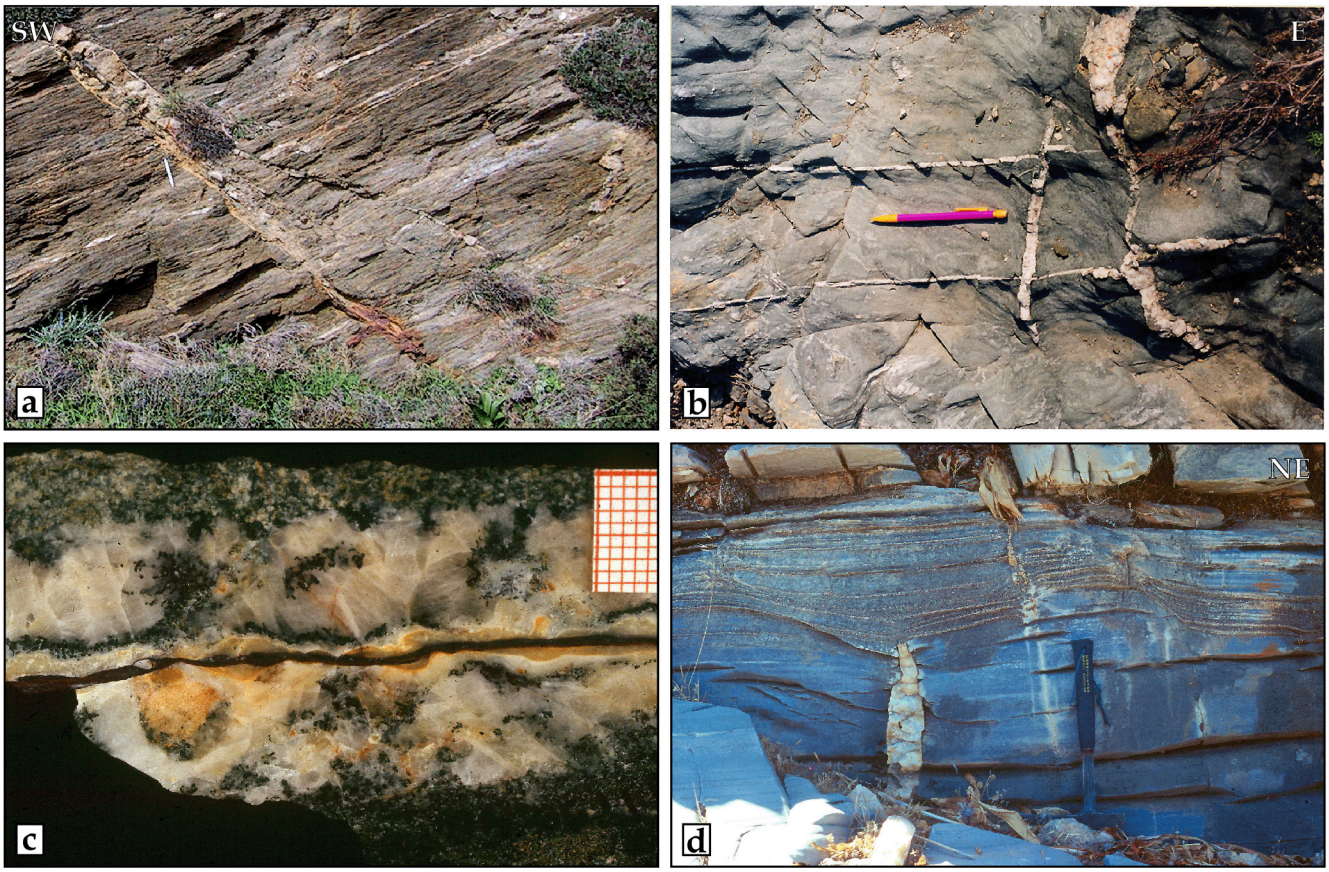


Figure III.16: *a) Veines V3 à oxydes orientées N135 sur le flanc SW du dôme. b) Deux directions perpendiculaires de veines V3 N100 et N015 sur le flanc NE. Les V3 N100 intersectent les V3 N15 avec une composante décrochante sénestre. c) Zonation syntaxiale des V3. Des épontes vers le centre: Albite-chlorite; calcite; chlorite; calcite micritique; oxydes de fer. d) V3 dans les marbres du toit de la dolomie. La veine recoupe les plans de cisaillement ductile à vergence NE. Localisation Fig. III.10.*

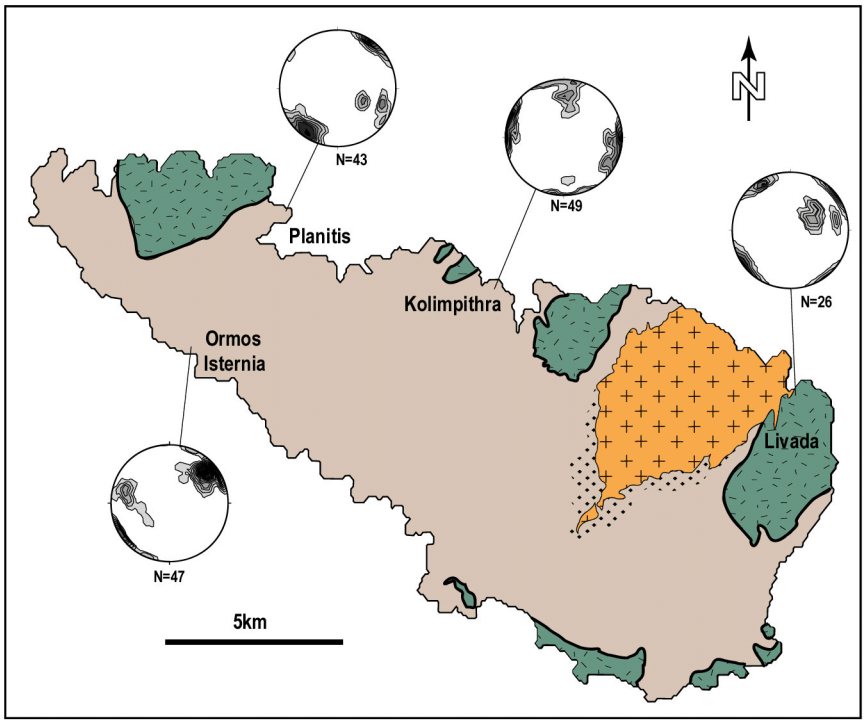


Figure III.17: *Stéréogrammes montrant la direction des pôles des veines V3 dans les unités inférieure et supérieure (sans débasculement, Schmidt, hémisphère inférieure). En plus de la direction principale N100 à N135, une direction perpendiculaire N015 à N45 est observable au NE du dôme.*

Fait marquant, une deuxième famille de fentes orientées N80 à N100 se substitue ou se superpose localement à la première direction. L'apparition de cette deuxième famille est graduelle et très nettement reliée à la proximité du détachement (Fig. III.15). A l'affleurement, cette deuxième direction se rencontre particulièrement à la jonction des fentes en échelon, qu'elle intersecte et reprend avec un jeu normal (Fig. III.14g).

Quelle que soit leur forme, les V2b recoupent les V1 et V2a, et leur sont par conséquent postérieures. Au Nord-Est, le stade V2b intersecte par ailleurs les différentes sortes de plis. Indépendamment de leur profondeur structurale, les V2b s'ouvrent lors des derniers incréments de la déformation ductile, et l'initiation du contexte cassant. La déformation, et la forme des veines, est fossilisée à un stade peu avancé au cœur du dôme métamorphique. En revanche, à proximité du détachement, les différentes structures de V2b constituent un jeu continu de marqueurs de la déformation depuis le domaine tardi-ductile jusqu'au domaine cassant. L'âge d'ouverture des V2b s'échelonne donc entre la fin de la déformation schiste vert autour de 23 Ma, et l'intrusion granitique à 19 Ma.

II. 2c) Le stade V3 : les veines cassantes

Les veines V3 s'ouvrent comme des joints extensifs d'échelle décimétrique. Leur direction d'ouverture est asymétrique de part et d'autre de Tinos. Outre une direction principale N100 à N135, une seconde famille orientée N015 à N045 est observable, principalement sur le flanc Nord-Est du dôme (Fig. III.17). Dans cette dernière configuration, la famille orientée N100 recoupe la famille N015 avec un léger jeu décrochant sénestre (Fig. III.16b). La composition des V3 est caractérisée par la présence d'oxydes, de quartz laiteux, d'albite, de calcite et de chlorite brun sombre. Ces minéraux se répartissent selon une zonation syntaxiale (Ramsay, 1980), qui se termine par un liseré d'oxydes dans une matrice micritique (Fig. III.16c).

Le stade V3 intersecte nettement les générations de veines V1 et V2, mais aussi aux dernières structures de la déformation ductile, et leur est clairement postérieur (Fig. III.16d). Les V3 se rencontrent de manière très sporadique sur toute l'île et dans toutes les lithologies, y compris la dolomie m1 et l'intrusion granitique principale. Nous interprétons donc ces veines comme étant postérieures au jeu principal du détachement et synchrones des derniers incréments de déformation vers le toit du pluton. Si cette interprétation est exacte, ces veines se sont ouvertes entre 18 et 14 Ma.

II. 3 <u>Mode d'ouverture des veines dans l'unité inférieure</u>

Le processus d'ouverture des veines métamorphiques peut être discuté à partir de leur rapport de forme. Lorsque des veines s'ouvrent par fracturation, leur épaisseur est proportionnelle à leur longueur[1]. Avec la déformation ductile, Le rapport de forme initial est bien-sûr détruit. Tant qu'un seuil de déformation n'est pas dépassé, il est néanmoins vraisemblable de supposer que la largeur des boudins conserve une corrélation à la longueur. Au contraire, si le taux de déformation est trop important, ou si les veines ont un mode d'ouverture synfolial (identique à celui des "mica fish", ou des "jogs" à plus faible profondeur), seule la dimension principale se développe dans le plan X-Z, indépendamment de l'épaisseur, et le rapport de forme n'est pas ou plus corrélé aux dimensions. Sur la Figure III.18a, c'est le cas des V1, dont l'épaisseur dépasse très rarement 5 cm, et n'est pas proportionnelle à la longueur. Pour ces veines, il n'est pas possible de déterminer un mode d'ouverture, synfolial ou par fracturation.

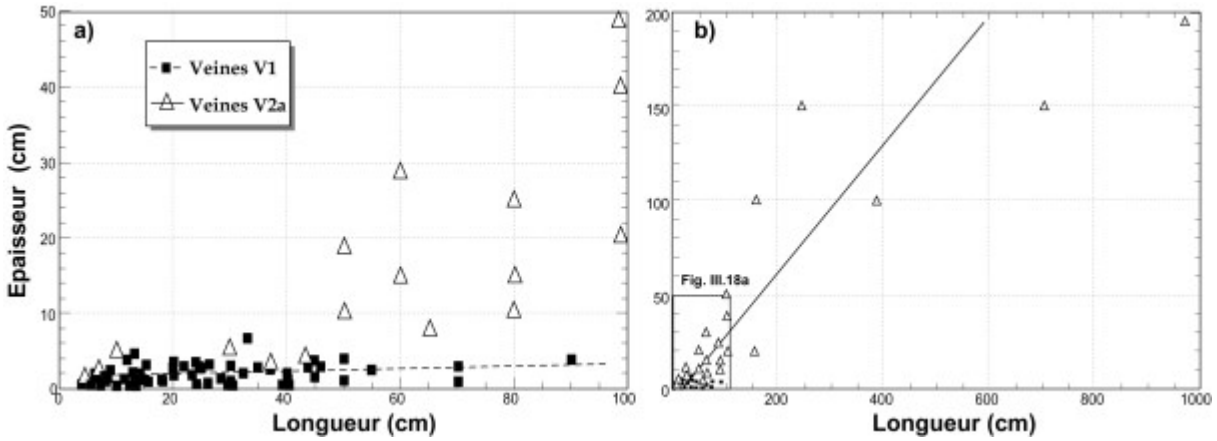


Figure III.18 : *Epaisseur des veines V1 et V2a en fonction de leur longueur (Site de mesures en face de l'îlot de Planitis). L'épaisseur des V1 est constante quelle que soit leur longueur. L'épaisseur des V2a est proportionnelle à leur longueur.*

En revanche les veines V2a montrent un rapport de forme "self-affine", c'est-à-dire que leur épaisseur est proportionnelle à leur longueur (Fig. III.18). **Cette caractéristique suggère que les V2a se soient ouvertes comme des fractures, avant de tourner dans le plan de foliation et d'être boudinées par la déformation ductile.**

Le mode d'ouverture des veines V2b et des V3 est clairement la fracturation, et nous verrons qu'elles en présentent toutes les caractéristiques fractales (article n°1). La formation de fentes de tension renseigne sur la pression des fluides et l'état de la contrainte. Si l'on se réfère à l'enveloppe de rupture de Coulomb-Griffith pour décrire la résistance des roches de la croûte supérieure, les fentes de tension ne peuvent se former que lorsque la contrainte de

[1] Ces veines sont dites « self-affines » selon la classification des fractals de Mandelbrot (1983). La dimension et la répartition des veines ouvertes par fracturation est fractale (Manning, 1994, Roberts et al., 1999).

confinement[1] est inférieure ou égale à quatre fois la résistance en tension de la roche (Fig. III.19a). Pour diminuer la contrainte de confinement jusqu'à la limite de résistance en tension (T), la pression de fluide (P_f) doit satisfaire la condition de Hubbert & Rubbey (1959) :

$$Pf \geq s_3 + T \qquad \text{(III.1)}$$

où σ_3 est la contrainte principale mineure, sub-horizontale dans le cas d'une faille normale. A faible profondeur, cette condition est satisfaite pour des pressions de fluides hydrostatiques ou inférieures (Fig. III.19b). Au-delà de ~2 km, l'augmentation de la pression de confinement impose des pressions de fluides croissantes pour satisfaire le critère de rupture en tension (Etheridge, 1983 ; Etheridge et al., 1984). A la profondeur de la base de la zone sismogénique, ce critère n'est satisfait que pour des pressions de fluides sub-lithostatiques.

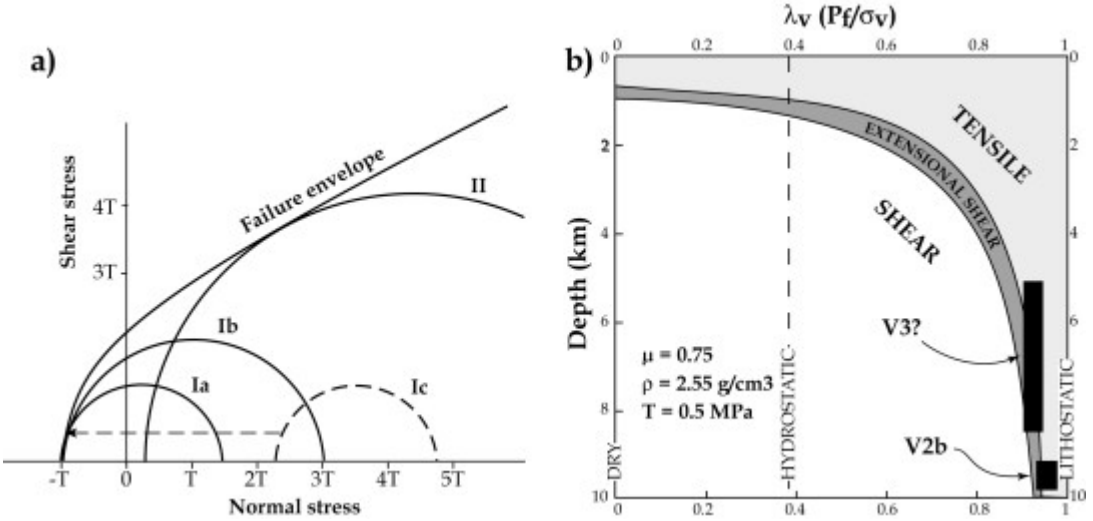


Figure III.19 : *a) Enveloppe de rupture de Coulomb-Griffith et cercles de Mohr. Ia : rupture en tension. Ib : contrainte déviatorique maximale pour la rupture en tension. II : rupture en cisaillement. Le cercle Ic représente des conditions de non-rupture qui peuvent conduire à la rupture par accroissement de la pression de fluide Pf, qui fait chuter la contrainte de confinement (translation du cercle de Mohr vers la gauche). b) Diagramme montrant le rapport l_v (pression de pore/contrainte verticale) nécessaire pour produire des fentes de tension ou des failles normales en contexte extensif (s_1 vertical). Les veines V2b et V3 se situent à l'extrême gauche du diagramme. Figures modifiées d'après (Reynolds & Lister, 1987).*

La pression de fluides aux stades V2 atteint donc des valeurs proches de la pression lithostatique, au moins transitoirement. De manière intéressante, cette remarque importante est aussi valable au stade V3, même si le faible rejet que présentent ces veines indique une composante de cisaillement. **Le passage de la transition fragile-ductile sur le détachement de Tinos n'est donc pas marqué par un saut de pression de fluides franc, mais plutôt par**

[1] Moyenne des trois contraintes principales.

des fluctuations autour de la pression lithostatique. Ces interprétations seront étayées par une étude plus précise de la pression des fluides au stade V2, détaillée en cinquième partie.

Une autre remarque importante mérite d'être soulignée : Les veines du stade V2b sont reprises par des fractures internes, mais ne présentent pas de texture zonée. Le remplissage de ces veines s'est effectué en une seule et unique étape**. Cette observation suggère une cinétique d'ouverture plus rapide que la cinétique de remplissage**. Par contraste, la zonation syntaxiale des V3 suggère un remplissage par étapes et une réouverture des veines : **La cinétique de remplissage à ce stade est vraisemblablement plus élevée que la cinétique d'ouverture**.

II. 4 Concentration des veines ductiles dans l'unité inférieure

Afin de mesurer l'importance relative des différents stades de veines ductiles, nous avons mesuré la concentration de veines présentes à l'affleurement sur trois coupes du Nord-Est de l'île (Fig. III.20). En plus de la coupe Isternia-Panormos déjà détaillée dans les pages précédentes, les mesures de deux coupes allant vers les contacts de Marlas et de Mali, sont projetées sur la Figure III.20. La concentration de veines est prise comme la proportion surfacique des veines de chaque type par rapport à la surface totale de l'affleurement. Toutes les mesures sont effectuées dans le plan X-Z (plan perpendiculaire à la foliation qui contient la linéation d'étirement), et par conséquent ne renseignent pas sur la répartition latérale des veines métamorphiques. Les résultats peuvent être résumés de la manière suivante :

- la concentration des veines V1 s'échelonne entre 0 et 10 % le long des trois coupes. Les valeurs maximales sont rencontrées dans les métapélites. Aucune répartition structurale, autre que lithologique, n'est observée.
- La concentration des V2a est quant à elle répartie de manière asymétrique sur les deux flancs du dôme : elle s'échelonne entre 1 et 12 % dans les métabasites du versant Sud-Ouest de la coupe Isternia-Panormos, contre 2 à 7 % dans les métapélites. Les concentrations de V2a augmentent très nettement dans les roches basiques sur le versant Nord-Est de la coupe en deux pic atteignant 20 % après Pyrgos et 40 % sous le détachement de Planitis. L'augmentation, moindre dans les métapélites, atteint tout de même 15 % sous le contact. L'accroissement des concentrations en V2a vers le détachement est aussi observable sur la coupe de Marlas, mais pas sur celle de Mali.

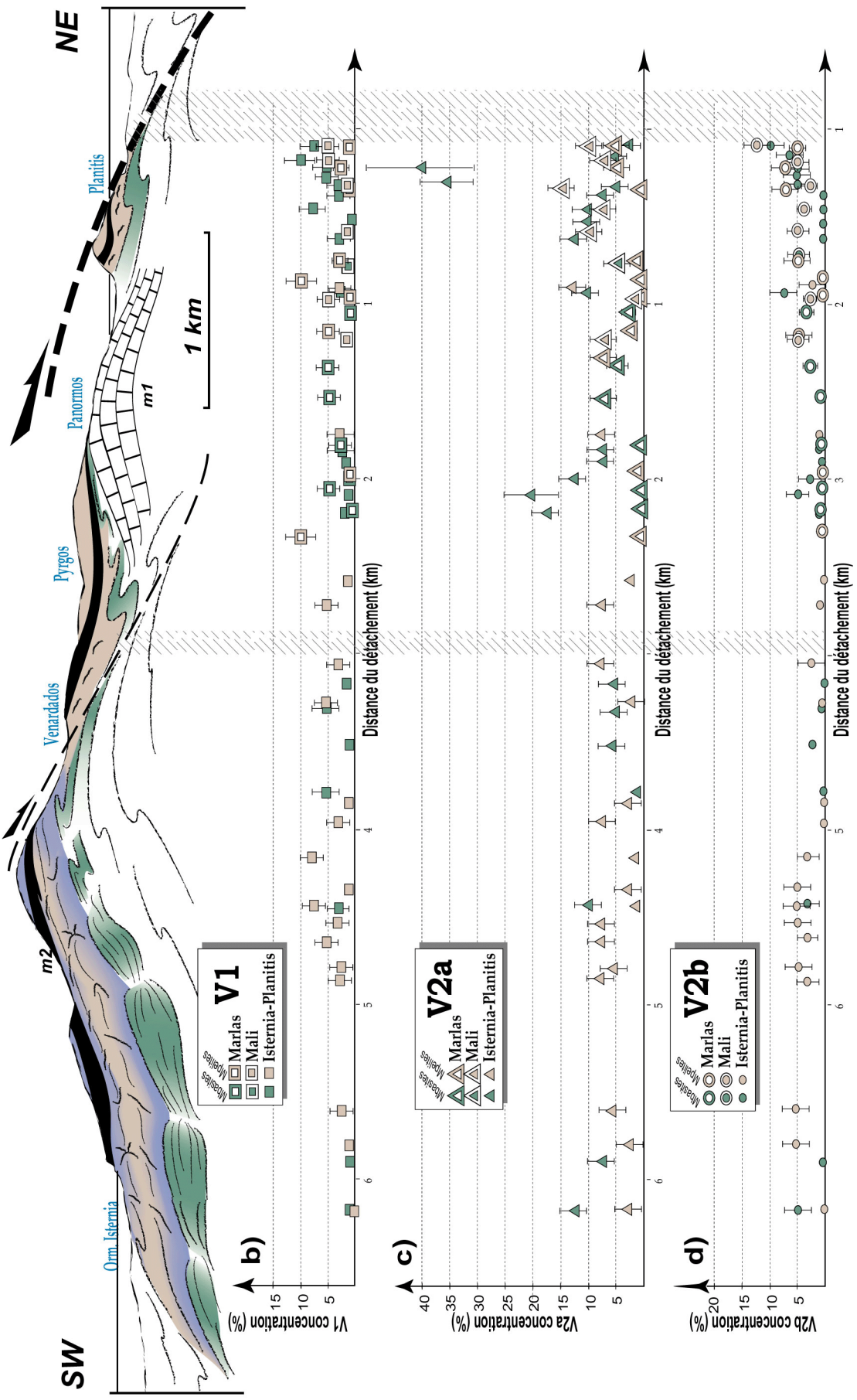


Figure III.20: *Diagrammes montrant l'évolution de la concentration de veines métamorphiques dans les métapélites (symboles bruns) et les métabasites (symboles verts) de l'unité inférieure en fonction de la distance au détachement. Symboles pleins: coupe Isternia-Panormos. Symboles ajourés: coupe de Marlas. Symboles entourés: coupe de Mali. a) Stade V1. b) Stade V2a. c) Stade V2b.*

▪ Enfin, la concentration des veines V2b suit une tendance similaire : les valeurs tournent autour de 5 % sur le versant Sud-Ouest de l'île pour atteindre 15 % sous le détachement. Contrairement aux V2a, les proportions sont moindres et l'augmentation est concentrée sur le dernier kilomètre à l'approche du contact. Fait important, La tendance est identique sur les trois coupes et quelle que soit la lithologie. La répartition structurale des concentrations suggère l'existence d'un lien entre la production de veines et la proximité du détachement. Ce lien n'est tangible qu'à partir du stade V2.

II. 5 Interprétation des veines en tant que marqueurs de la déformation et des circulations

La succession des veines métamorphiques détaillée ci-dessus témoigne du continuum de déformation qu'a subi le dôme lors de son exhumation, depuis le contexte ductile jusqu'au contexte cassant. Le cœur du dôme a fossilisé les structures de moindre déformation, tandis que les mylonites ont enregistré un intervalle de déformation et de temps croissant au fur et à mesure de la localisation du cisaillement vers le détachement. La Figure III.21 résume l'asymétrie des veines métamorphiques et des fabriques qui en résulte. Les veines métamorphiques peuvent donc être interprétées en tant que marqueurs de la déformation. **Le stade V1, le premier à apparaître, se forme dans un contexte de déformation ductile profonde** au cours du chemin rétrograde. Ce stade s'étale sur un intervalle de temps important car il englobe toutes les veines qui sont antérieures à la rétromorphose schiste vert. Ces veines sont reprises par la déformation associée à l'exhumation.

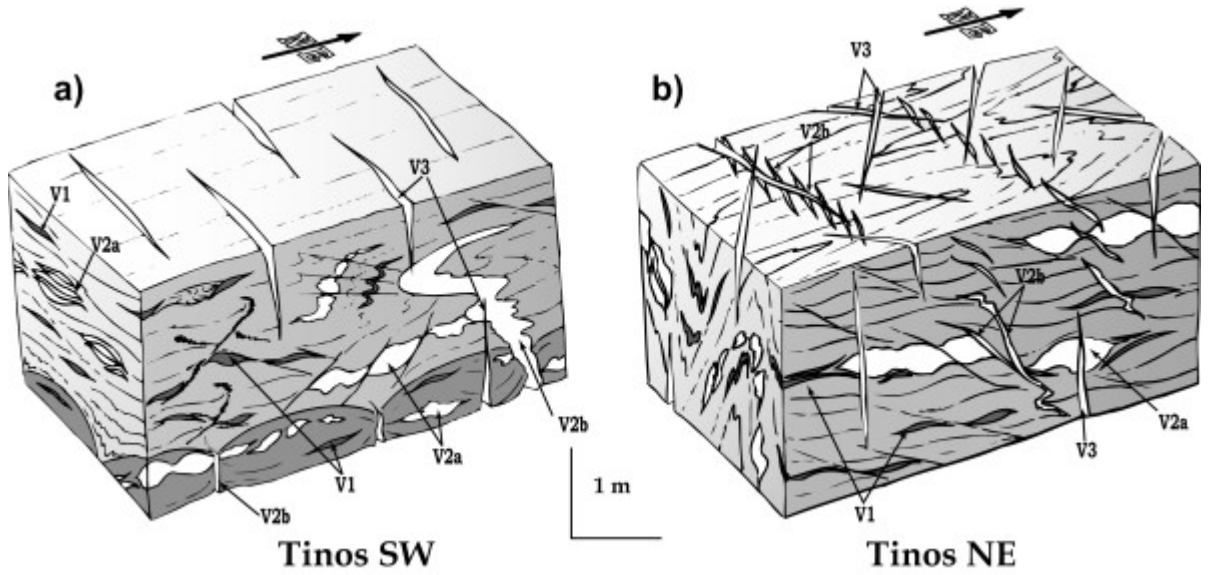


Figure III.21 : *Blocs diagrammes synthétiques montrant l'asymétrie des veines métamorphiques et des fabriques de déformation sur les flancs Sud-Ouest et Nord-Est du dôme de Tinos.*

En raison de leur composition minéralogique, nous attribuons le stade V2 à la rétromorphose schiste vert des roches de haute pression. Ces veines se forment au cours du processus de localisation de la déformation qui conduit à la formation du détachement. **Les V2a sont synchrones de la mylonitisation active du dôme métamorphique dans le faciès schiste vert**. Le comportement quasi-plastique des cristaux de quartz et la fracturation des feldspaths suggèrent que la déformation se produit entre 300 et 400 °C. Au cours de la transition de rhéologie, toutes les veines V2 s'ouvrent comme des fentes de tension sous la forme "V2b" (ou injectent des plans de cisaillement préexistants), et sont remplies par la paragenèses du faciès schiste vert. Ces veines, tournées et boudinées par la déformation ductile, acquièrent la forme "V2a". Le stade V2a représente donc une quantité intégrée sur l'intervalle de temps de la transition ductile-cassant, ce qui explique leur concentration élevée en regard des autres veines[1]. Seules les fentes de tension apparues tardivement sont préservées sous leur forme originelle, les veines V2b. **Le stade V2b marque donc le dernier incrément de déformation ductile et l'entrée dans le domaine cassant**. Pour cette raison, le stade V2b s'étale probablement sur un intervalle de temps court comparé au stade V2a. Enfin, le stade V3 traduit une déformation dans le domaine cassant à faible profondeur, postérieure au jeu principal du détachement.

Parallèlement à la déformation, les veines métamorphiques peuvent aussi être interprétées en tant que marqueurs structuraux des paléo-circulations de fluides. La répartition des veines V1, essentiellement contrôlée par la lithologie, suggère une accumulation de Ca et Si par ségrégation locale, et une échelle de transports de matière limitée engendrée par des mécanismes essentiellement diffusifs (de ~10 cm à ~10 m). L'augmentation de concentration des veines V2 dans les métabasites comme dans les métapélites indique au contraire des migrations d'éléments à une échelle supérieure ou égale à celle de la coupe étudiée (~6 km). Une telle migration est difficile à justifier uniquement par la diffusion, même en tenant compte d'un coefficient de diffusion du quartz extrême comme celui de Watson & Wark (1997) (Ces auteurs prédisent un transport diffusif de 0.5 km/Ma à 500 °C ou plus, ce qui est la borne supérieure des températures de notre étude).

La silicification des roches sous forme de veines V2, croissante vers le détachement (jusqu'à 40 % dans les métabasites de Planitis) suggère **une métasomatose** qui excède largement les 2 à 4 pds % d'eau requis pour activer la rétromorphose schiste vert. Cette silicification nécessite la circulation de solutions aqueuses vers les faibles températures pour se produire. Si l'on se réfère au modèle de Bickle & McKenzie (1987) (Fig. I.3) en prenant un intervalle de temps de 8-10 Ma (durée maximale de la rétromorphose schiste vert et donc de

[1] La concentration de veines V2a, plus élevée dans les métabasites que dans les métapélites, peut s'expliquer par la rhéologie. Les métabasites montrent une propension plus grande à la fracturation, et donc à la nucléation de veines, que les métapélites.

production de veines V2), seuls des mécanismes advectifs (Pe_c > 10) peuvent rendre compte d'un transport à cette échelle. **La zone de cisaillement fossile de Tinos peut donc être considérée comme un système ouvert chenalisé. Les fluides ont circulé dans les conditions du faciès schiste vert.**

Cette constatation débouche directement sur la problématique exposée au cours du chapitre II.§II. Quelles sont l'origine, la profondeur et les mécanismes de ces circulations ? Ce sont les points que nous nous efforcerons de traiter dans les deux parties suivantes.

QUATRIEME PARTIE

ORIGINE DES CIRCULATIONS ET CREATION DE PERMEABILITE LE LONG DU DETACHEMENT DE TINOS

Présentation de l'article n°1 ____ **121**

1. Principe général ____ **121**

2. Choix du thermomètre isotopique ____ **122**

3. Equilibre textural et isotopique ____ **124**

4. Conclusions de l'article n°1 ____ **125**

Article n°1 ____ **127**

Abstract ____ **129**

1. Introduction ____ **129**

2. Geological settings ____ **130**

3. Metamorphic veins ____ **132**

3a) Ductile veins ____ *132*

3b) Ductile-to-brittle veins ____ *133*

3c) Late- to post-kinematic V3 veins ____ *136*

3d) Vein density ____ *137*

4. Methodology ____ **139**

4a) Sampling strategy ____ *139*

4b) Cathodoluminescence ____ *140*

4c) Oxygen isotope composition ____ *140*

5. Results ____ **142**

5a) Cathodoluminescence imaging ____ *142*

5b) Oxygen isotope composition and temperature estimates ____ *144*

6. Discussion ____ **147**

6a) Isotopic equilibrium ____ *147*

6b) Thermal regime ____ *148*

6c) Fluid source ____ *150*

6d) Mechanisms of fluid circulation ____ *153*

6e) Interpretation : The role of large-scale fluid infiltration in detachment evolution ____ *154*

7. Conclusions ____ **157**

Acknowledgments ____ **157**

Remarques complémentaires ____ **159**

1. Origine des fluides au stade V3 ____ **159**

2. La barrière de perméabilité de la transition fragile-ductile ____ **160**

3. Les transports de chaleur sont-ils advectifs ? ____ **162**

4. La convection thermique est-elle réalisable ? ____ **162**

PRESENTATION DE L'ARTICLE N°1

L'article n°1, soumis pour publication à la revue ***"Tectonics"***, est construit dans le but de répondre aux trois questions suivantes : (1) Quelle est l'origine des fluides impliqués dans le système chenalisé constitué par la zone de cisaillement de Tinos. (2) Quel est le régime de circulation ; la transition ductile-cassant d'un détachement est-elle perméable aux circulations (Fricke et al., 1992) ou constitue-t-elle une barrière à la migration des fluides (Morrison, 1994) ? (3) Quelle est l'évolution des transferts de matière et de chaleur avec le changement de rhéologie qui accompagne l'exhumation ?

1. Principe général

Le principe de la méthode consiste à employer les veines métamorphiques, dont la description macroscopique a fait l'objet du chapitre précédent, à la fois comme marqueurs structuraux de l'évolution de la déformation, et comme marqueurs géochimiques des fluides mis en jeu. L'isotope utilisé comme traceur dans cette étude est l'oxygène 18. La technique exposée dans l'article n°1 présente l'originalité d'appliquer le haut pouvoir de résolution spatiale de la dernière génération de sondes ioniques (faisceau de ~20 µm de diamètre) à l'analyse isotopique des micro-textures de déformation. Au lieu de moyenner l'information géochimique sur l'ensemble d'un échantillon comme l'on fait d'autres études (Kirschner et al., 1995 par exemple), la méthode permet ainsi d'isoler chaque étape de la déformation et de lui attribuer une signature isotopique. Les analyses des isotopes de l'oxygène ont été réalisées sur la sonde ionique Cameca IMS 1270 du CRPG de Nancy.

Les analyses isotopiques haute résolution sont comparées aux données antérieures concernant l'île de Tinos (une carte de localisation des échantillons est présentée en annexe 2; la compilation des données de $\delta^{18}O$ publiées sur Tinos est disponible en annexe 4). La comparaison des données permet de mettre en évidence l'évolution progressive des interactions fluides/roche au cours de leur remontée, au lieu d'intégrer l'information sur la durée totale du processus d'exhumation.

2. *Choix du thermomètre isotopique*

Le fractionnement des isotopes de l'oxygène d'une espèce minérale est contrôlé par la température, d'une part, et la composition isotopique du réservoir d'oxygène, d'autre part. Pour retrouver la signature isotopique du fluide à partir duquel les minéraux de remplissage des veines ont précipité, il faut s'affranchir de la dépendance en température. La détermination de l'origine des fluides nécessite donc l'emploi d'un thermomètre directement lié à chaque stade de veines. Le seul thermomètre isotopique qui soit applicable à tous les types de veines rencontrés sur Tinos est le couple quartz-calcite. Ce couple présente un avantage textural : il est ubiquiste dans toutes les lithologies, et comme nous le verrons par la suite, enregistre plusieurs étapes de déformation et de température. En revanche, ce couple isotopique présente l'inconvénient de fractionner peu l'oxygène, et l'erreur sur les mesures répercute une incertitude importante sur le fractionnement. La détermination des températures est donc peu précise. Cette erreur n'est toutefois pas discriminante pour les besoins de cette étude lorsque l'on calcule la composition isotopique du fluide en équilibre avec les paragenèses (les calculs d'erreur sur la température et la composition isotopique du fluide sont présentés en annexe 1).

Le choix des équations de calibration fractionnement-température mérite d'être discuté. La thermo-dépendance du fractionnement entre deux phases X et Y (fluides ou minérales) peut être exprimée à partir d'une relation polynomiale du type

$$1000 \ln a_{X-Y} = \frac{A.10^6}{T^2} + \frac{B.10^3}{T} + C \qquad \text{(IV.1)}$$

où T est la température et A, B et C sont des coefficients empiriques de la loi polynomiale (McCrea, 1950 ; Urey et al., 1951). $\alpha_{A\text{-}B}$ représente le fractionnement isotopique entre A et B défini par

$$a_{X-Y} = \frac{d^{18}O_{X/SMOW}/1000 + 1}{d^{18}O_{Y/SMOW}/1000 + 1} \qquad \text{(IV.2)}$$

Il existe un grand nombre de calibrations pour les fractionnements quartz-calcite, quartz-H_2O et calcite-H_2O en fonction de la température (Tableau IV.1). Un comparatif est présenté sur la Figure IV.1. Dans la gamme de températures qui nous intéresse (T° < 450 °C), ces calibrations varient peu pour le couple calcite-H_2O (Fig. IV.1a). Nous utiliserons la calibration de Zheng (1999) qui intègre les données expérimentales de O'Neil et al. (1969) et de Golyshev et al. (1981). En revanche, pour les couples quartz-H_2O et quartz-calcite, un même fractionnement conduit à des écarts de température de plus de 100 °C (Fig. IV.1b, c).

Le choix de la calibration est donc crucial pour l'interprétation géologique. Dans la suite de ce mémoire, nous emploierons les calibrations de Sharp & Kirschner (1994) pour les couples quartz-H_2O et quartz-calcite. Ces calibrations présentent l'avantage d'être calées sur des données pression-température géologiques réelles du métamorphisme régional (incluant la signature isotopique des marbres haute pression de Tinos).

Référence	Couple	Domaine de T°	A	B	C
(Chiba et al., 1989 ; Clayton et al., 1989)	quartz-calcite	600-1300 °C	0.38	0	0
(Clayton & Keiffer, 1991)	quartz-calcite	> 127 °C	$-0.0035.10^{18}/T^6+0.05.10^{12}/T^4+0.335.10^6/T^2$		
(Sharp & Kirschner, 1994)	quartz-calcite	80-730 °C	0.78±0.08	0	0
(Zheng, 1999)	quartz-calcite	0-1200 °C	0.47	-0.1	0
(Clayton et al., 1972)	quartz-H_2O	200-500 °C	3.38	0	-3.40
(Clayton et al., 1972)	quartz (β)-H_2O	500-750 °C	2.510	0	-1.90
(Shiro & Sakai, 1972)	quartz-H_2O	195-573 °C	3.550	0	-2.57
(Bottinga & Javoy, 1973)	quartz-H_2O	500-800 °C	4.1	0	-3.70
(Kawabe, 1978)	quartz-H_2O	0-100 °C	3.280	0	-5.50
(Matsuhisa et al., 1978, 1979)	quartz-H_2O	250-500 °C	3.34	0	-3.30
(Matsuhisa et al., 1978, 1979)	quartz-H_2O	500-800 °C	2.05	0	-1.10
(Zheng, 1993)	quartz-H_2O	0-1200 °C	4.48	-4.77	1.71
(Sharp & Kirschner, 1994)	quartz-H_2O	80-730 °C	3.65	0	-2.90
(O'Neil et al.)	calcite-H_2O	0-500 °C	2.78	0	-2.89
(Golyshev et al., 1981)	calcite-H_2O	100-650 °C	2.96	0	-5.19
(Kim & O'Neil, 1997)	calcite-H_2O	25-350 °C	0	18.03	-32.42
(Zheng, 1999)	calcite-H_2O	0-1200 °C	4.01	-4.66	1.71

Tableau IV.1 : *Coefficients des calibrations fractionnement-température pour les couples quartz-calcite, quartz-H_2O et calcite H_2O (liste non exhaustive).*

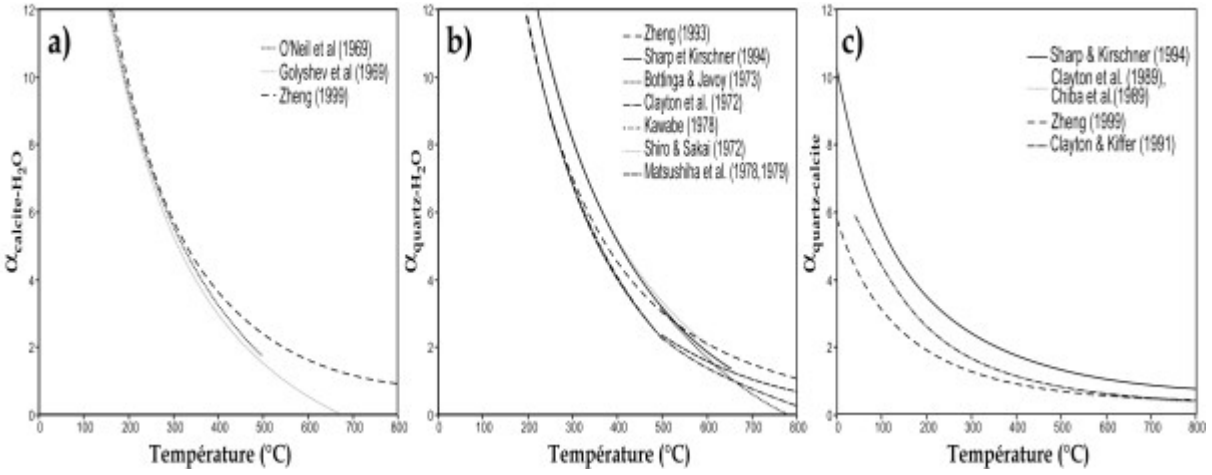


Figure IV.1 : *Calibration des équations de fractionnement en fonction de la température. a) Couple calcite-H_2O. b) Couple quartz-H_2O. c) Couple quartz-calcite.*

3. Equilibre textural et isotopique

La théorie du fractionnement isotopique entre deux phases repose sur une hypothèse cruciale : ces deux phases doivent avoir atteint l'état d'équilibre. Dans une réaction d'échange isotopique du type (pour le couple quartz-H_2O)

$$Si^{16}O_2 + 2H_2{}^{18}O \Leftrightarrow Si^{18}O_2 + 2H_2{}^{16}O$$
$$\text{ou} \quad Si^{16}O^{18}O + 2H_2{}^{16}O \Leftrightarrow Si^{16}O_2 + 2H_2{}^{18}O \quad \text{etc…}$$

Le sens de ces réactions est donné par le signe de la variation d'énergie libre ΔG, qui se définit comme la différence des potentiels chimiques des deux côtés de l'équation. L'état d'équilibre est atteint lorsque ΔG est nulle. Un équilibre isotopique local entre deux phases est atteint et préservé dans les cas suivants :

1. Les deux phases ont précipité au-dessus de leur température de fermeture, et **le refroidissement est rapide**[1]. Les deux phases ferment alors à deux instants proches et enregistrent les mêmes conditions de température et de fluide. Dans le cas présent, la signature isotopique des minéraux a été modifiée par diffusion avant la fermeture du système, et la température indiquée par le fractionnement entre les deux phases est la température de fermeture.
2. Les deux phases sont rééquilibrées par la déformation au-dessous de leur température de fermeture. Les échanges s'arrêtent lorsque la déformation abandonne le site. Dans ce cas, l'équilibre n'est pas nécessairement atteint, ou peut n'être atteint que sur une frange entre les deux minéraux.
3. Les deux phases ont précipité de manière cogénétique en dessous de leur température de fermeture (pas de diffusion) pour l'isotope considéré.
4. Une des phases précipite en dessous de sa température de fermeture, tandis que l'autre phase, ouverte (par la déformation ou parce que sa température de fermeture est plus basse), est partiellement rééquilibrée par les nouvelles conditions. L'équilibre peut alors être atteint au contact entre les grains et sur une frange qui dépend de l'ampleur des échanges fluide-minéral.

Dans l'article n°1, nous tenterons de choisir des textures de couples quartz-calcite qui correspondent aux cas 2, 3 ou 4. Le cas 3, sans doute le plus fiable et qui se traduit par une texture simple, sera rencontré dans les veines du stade V2b. Les cas 2 et 3 sont plus délicats car ils impliquent des échanges diffusifs, non quantifiables avant l'analyse isotopique.

[1] Si le refroidissement est lent, la température isotopique n'a de signification géologique que dans des conditions très particulières improbables dans cette étude (cf. Giletti, 1986, Eiler et al., 1995).

L'examen en cathodoluminescence permet toutefois de mettre en évidence des textures de diffusion, non-pas d'isotopes, mais d'éléments trace (Mn^{2+} essentiellement dans la calcite). Ces textures seront rencontrées dans les veines du stade V1. Bien évidemment, de telles textures ne garantissent pas l'équilibre isotopique. Nous verrons toutefois que le biais introduit par une rééquilibration incomplète entre le quartz et la calcite est prévisible. Pour optimiser les chances de tomber sur un équilibre isotopique, les mesures isotopiques ont été effectuées en bordure de grains. Les analyses de $\delta^{18}O$ à la sonde ionique, cartées sur des images cathodoluminescence, sont disponibles en annexe 3 pour chaque échantillon.

4. Conclusions de l'article n°1

(1) Les fluides impliqués dans la métasomatose des mylonites du détachement fossile de Tinos sont essentiellement d'origine surfacique. Du point de vue isotopique, leur infiltration se traduit par un enrichissement du $\delta^{18}O$ des veines métamorphiques au fur et à mesure de l'exhumation. Cet enrichissement résulte de la compétition entre l'appauvrissement occasionné par l'arrivée de fluides à faible concentration en ^{18}O, et l'enrichissement provoqué par la chute de température, qui augmente le fractionnement des minéraux en faveur des oxygènes lourds.

(2) Seule une quantité limitée de fluides traverse la transition fragile-ductile, et affecte le stade des veines V1. Les apports de fluides excèdent les quantités requises pour la rétromorphose des roches de haute pression, mais sont insuffisants pour perturber le profil thermique du mur du détachement. Au stade V1, l'infiltration des fluides est diffuse et distribuée sur une frange de ~200 m sous le détachement.

(3) L'infiltration de fluides surfaciques s'accroît durant l'évolution tardi-ductile du dôme métamorphique (stade V2). Les circulations massives de fluides sont surtout perceptibles à partir du stade V2b et au-delà vers le domaine cassant. Elles se traduisent par une signature isotopique nettement surfacique et une chute de la température à l'approche du détachement. Ces circulations peuvent être reliées à l'évolution structurale du détachement : l'interconnexion du réseau de veines (N135 et N160-N15) joue le rôle de seuil de percolation. Le processus est aggravé par l'augmentation de la densité de veines et la diminution de leur espacement à proximité immédiate du contact. Les circulations sont concentrées sur une distance de 20à 50 m au-dessus et au-dessous du détachement.

(4) Le moteur le plus probables des circulations à partir du stade V2 est la convection thermique naturelle. Ce moteur explique à la fois les circulations descendantes indiquées par l'altération isotopique et ascendantes indiquées par la précipitation de grandes quantités de silice. La convection explique aussi, et surtout, les baisses de températures dans la direction perpendiculaire au détachement. L'échelle des cellules de convection est celle des

perturbations isotopiques et thermiques, de l'ordre de la centaine de mètres. Les fortes perméabilités requises pour permettre la convection sont générées par la nucléation des veines V2.

(5) L'ensemble des données s'accorde bien avec les modèles d'initiation des détachements qui font intervenir une localisation par fracturation cassante et une rotation des contraintes induite par la présence des fluides (soit grâce à une forte pression de fluides, Chéry, 2001 , soit par le biais de réactions métamorphiques adoucissantes, Gueydan et al., in press).

ARTICLE N°1

Soumis pour publication
à la revue "Tectonics"

EVOLUTION OF HYDROTHERMAL REGIME ALONG A CRUSTAL SHEAR ZONE, TINOS ISLAND, GREECE

V. Famin[1,2], P. Philippot[2], L. Jolivet[1] and P. Agard[1]

1: Laboratoire de Tectonique, case 129. UPMC 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05. France.
2: CNRS, Laboratoire de Géosciences Marines, IPGP, Case 89. UPMC 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05. France.

Corresponding author : vincent.famin@lgs.jussieu.fr

Abstract

Structural, cathodoluminescence and SIMS $\delta^{18}O$ analyses of quartz-calcite veins provide insights on the evolution in space and time of fluid infiltration in a crustal shear zone (Tinos Island, Cyclades, Greece). Veins have witnessed deformation and fluid flow as the exhuming shear zone was transformed into a brittle detachment. Careful description of vein arrays shows that the plumbing system evolved into an interconnected network just beneath the ductile-to-brittle transition. Micro-textures of quartz and calcite infilling veins display deformed relics and newly precipitated grains. High-resolution $\delta^{18}O$ mapping in relics yield a steady quartz-calcite fractionation of 2 ‰ at ~400 °C, whereas fractionation increases in neo-grains from 2 to 5 ‰ in 190 m toward the fault, or a ~150 °C temperature fall. Cooling is associated with a shift of fluid stable isotope signature from 15 ‰ to 0 ‰ beneath the detachment. Results show that the conductive geotherm of the footwall was disturbed by advective removal of heat along the detachment by massive infiltration of surface-derived fluids over depths of 10-15 km. Fluid penetration was promoted by the coalescence of late ductile-early brittle veins, as the exhuming footwall crossed the ductile-brittle transition. Only small amounts of fluids penetrated the ductile crust beneath the transitional rheology.

1. Introduction

Much attention has so far been paid to structural and isotopic processes operative during deep-seated fluid migration. The recognition that surface-derived fluids could penetrate the crust along shear zones down to ca. 15 km depth (Fricke et al., 1992 ; Cartwright & Buick, 1999), has raised an important paradox. Generally, downward fluid movement is not expected to extend below the transition from hydrostatic to lithostatic pressure, that is below the ductile-to-brittle transition (Kerrich et al., 1984). In some cases, however, evidence for large-scale mobility of trace elements and isotopes in exhumed shear zones has led to the conclusion that mylonitic rocks from the shear zone have interacted many times with their own weight of external fluids during ductile deformation (McCaig, 1984 ; Kerrich & Rehrig, 1987 ; Nesbitt & Muehlenbachs, 1989 ; Dipple et al., 1990 ; Fricke et al., 1992 ; McCaig, 1997). Several models of deformation-enhanced fluid pumping have been established to account for fluid infiltration against the pressure gradient beyond the ductile-to-brittle transition (Reynolds & Lister, 1987 ; McCaig, 1988). Other studies have favored the concept that downward fluid penetration is only restricted to the brittle deformation regime, in the upper detachment section of the evolved shear zone (Morrison, 1994). Later works (Peters & Wickham, 1995 ; Axen et al., 2001) have suggested that transient release of deeply-

seated fluids, by metamorphic dehydration or magmatic activity, may be responsible for the metasomatism of major shear zones at abnormally high-temperature conditions.

Extensional tectonic environments, resulting in the exhumation of metamorphic core complexes along detachment faults, represent ideal settings for studying the migration of exotic fluids in major shear zones. Most studies, however, have provided information on the finite strain pattern, time-integrated fluxes and final pathways of deformation-related circulations (Glazner & Bartley, 1991 ; O'Hara, 1994 ; Losh, 1997), but failed to document the evolution of the plumbing system in space and time. This paper uses a variety of field and analytical approaches to constrain the simultaneous evolution of deformation and fluid penetration in the footwall of a normal shear zone on the case of Tinos Island (Cyclades, Greece). We combine detailed microstructural studies and cathodoluminescence imaging with ion-microprobe oxygen isotope thermometry on quartz and calcite filling metamorphic veins, to document the temperature-deformation-infiltration history of the shear zone. These data are then used to illustrate how the shear zone evolved progressively in the brittle field from a low fluid flux, rock-buffered closed system to a strongly-drained channeled open system transporting large volumes of meteoric waters.

2. *Geological settings*

The Aegean Sea was formed during the Tertiary at the expense of the Alpine belt of the Hellenides (Bonneau & Kienast, 1982 ; Avigad & Garfunkel, 1991). Aegean extension results from the southward retreat of the African slab below Crete, accommodating the sinistral-slip of the North Anatolian Fault as a response to the overall westward extrusion and collapse of Turkey (McKenzie, 1972 ; Angelier et al., 1982 ; Le Pichon et al., 1995). Crustal thinning has been active in the back arc region of the Hellenic trench since at least the Early Miocene (Gautier & Brun, 1994a ; Jolivet et al., 1994). The Miocene reworking of the Hellenides by extension resulted in the widespread exposure of cordilleran-type HP-LT metamorphic belts in the Cyclades (Lister et al., 1984) and in the Rhodope (Dinter & Royden, 1993 ; Sokoutis et al., 1993) exhumed along crustal-scale normal detachment faults (Avigad & Garfunkel, 1991 ; Faure et al., 1991 ; Lee & Lister, 1992 ; Gautier & Brun, 1994b) and intruded by Miocene granitoids (Dürr et al., 1978 ; Altherr et al., 1982).

This structuration is well preserved on Tinos Island (Fig. 1; Mélidonis, 1980; Avigad and Garfunkel, 1989). The lower unit comprises a volcano-sedimentary sequence of interbedded metabasites, metapelites and marbles affected by Eocene (40-45 Ma) eclogite- to blueschist-facies metamorphism, as a consequence of Alpine orogenesis (Dürr et al., 1978). High-pressure rocks were partly overprinted by greenschist-facies assemblages during the Miocene (21-23 Ma) in response to their interaction with H_2O-rich fluids during exhumation

(Bröcker, 1990 ; Bröcker et al., 1993 ; Bröcker & Franz, 1998). The metamorphic conditions of the blueschist- and greenschist-facies events have been estimated at about 1.2-1.5 GPa and 450-550 °C, and 0.2-0.7 GPa and 440-470 °C, respectively (Bröcker, 1990 ; Bröcker et al., 1993 ; Parra et al., 2002).

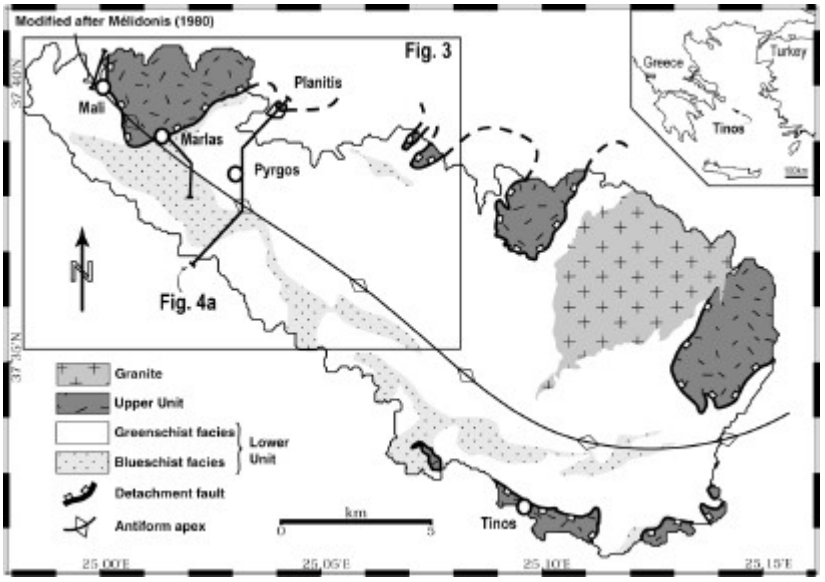


Figure 1 : *Simplified geological map of Tinos Island (After Mélidonis, 1980).*

The upper unit forms a dismembered ophiolite sequence (Katzir et al., 1996) composed of serpentinites, metabasites and metagabbros that have experienced greenschist-facies metamorphism in an oceanic environment during Late Cretaceous (Patzak et al., 1994 ; Bröcker & Franz, 1998). On the southern part of the island, both upper and lower units were intruded by two Miocene granodiorite bodies at 19 and 14 Ma (Altherr et al., 1982 ; Altherr et al., 1988), causing a contact metamorphism aureole of about 1 km width (Mélidonis, 1980).

The detachment separating the two units is a sharp shallow-dipping disconinuity, presenting all the features of a major ductile extensional shear zone (Avigad & Garfunkel, 1991 ; Gautier & Brun, 1994b ; Gautier & Brun, 1994a). The core complex nature of the lower unit is illustrated by its NW-SE elongated dome shape (Fig. 1) with stretching lineation trending NE at the regional scale (Gautier & Brun, 1994a ; Jolivet & Patriat, 1999). The distribution of ductile deformation patterns and metamorphism is strongly asymmetric on the two sides of the antiform (Fig. 5a). Well-preserved blueschist facies occurrences are found only on the SW half of the island where deformation is mainly accommodated by coaxial stretching (conjugate sets of kinematic indicators), whereas fully-retrogressed rocks are most abundant on the NE half where finite strain is highly non-coaxial (top to NE kinematic indicators, Jolivet & Patriat, 1999). Retrogression is maximum in the ~20 m-thick

talc-mylonite zone underlying the detachment. The degree of greenschist-facies overprint is thus correlated with the amount of simple shear deformation observable in the field (Gautier & Brun, 1994b ; Jolivet & Patriat, 1999). These facts suggest that the shear zone acted as a conduit for fluid migration between 19 and 23 Ma, at mid-crustal conditions (10-15 km, 400-450 °C), close to depth of the so-called ductile-to-brittle transition.

3. Metamorphic veins

As a consequence of strain regime evolution, vein occurrences and fabrics are asymmetric on the two sides of the dome antiform. Three main generations of metamorphic veins, formed at different stages of the exhumation history were recognized in this study (Table 1). Structures are summarized in Figure 2.

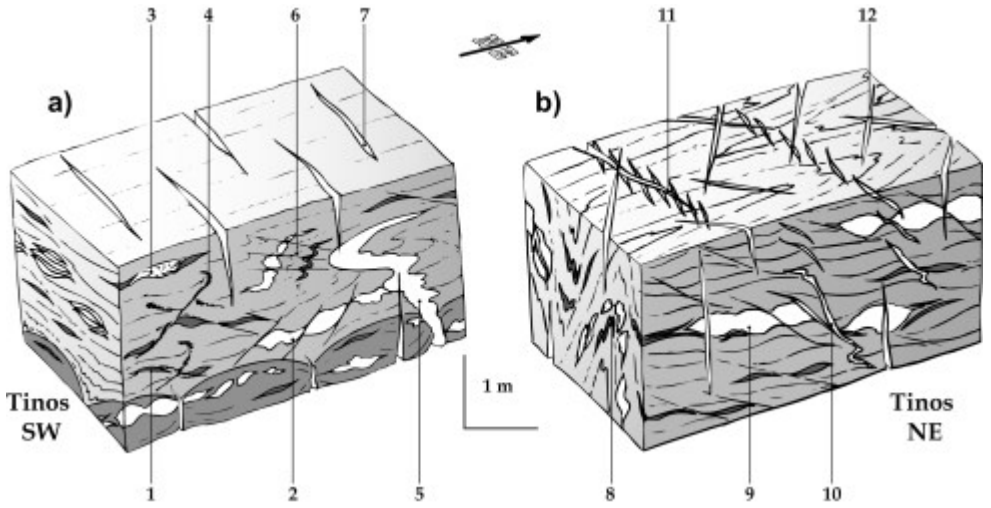


Figure 2 : *Synthetic sketches of veins and associated structures occurring in the lower unit. a) On the SW side of Tinos, and b) on the NE side. 1, V1 veins reworked by ductile S-C fabrics. 2, V2a veins crosscut by top to SW S-C fabrics. 3, V2a in the pressure shadow of V1. 4, V2b veins in symmetrical steeply dipping shear planes reworking V1. 5, V2b veins, subvertical and N135°E -trending in metabasites, strongly folded in metapelites. 6, Crenulation cleavage developing around V2b and reworking V1 and V2a. 7, N135°E -trending V3 vein. 8, V1 and V2a folded by lateral shortening perpendicular to the direction of shearing. 9, V2a reworked by top to NE sense of shear. 10, Different fabrics of V2b, from steeply dipping shear planes to folded extensional joints, laterally evolving into en echelon structures. 11, N80-N100°E V2b network connecting at high angle the N135°E population. 12, two populations of V3 oriented N-S and E-W.*

3a) Ductile veins

Type I vein (V1) consists of synfolial lenses of various dimensions (cm to m; Fig. 3a), pressure shadows developing around boudins and porphyroclasts in mafic rocks, and meter scale planar layers oriented parallel to the foliation plane. Lens-shaped pods are widespread,

whereas planar layers are found only on the SW part of the island. Although present in all lithologies except dolomitic marbles, V1 is most abundant in metapelites. In all localities, V1 is crosscut by greenschist-facies C-S structures or by different generations of later veins.
V1 veins are mainly composed of quartz and calcite with minor amounts of white micas and chlorite. Locally, fragments of garnet, epidote and glaucophane from the wall rock have been incorporated into the vein matrix. In thin section, quartz and calcite show a bimodal grain size distribution (Fig. 3b). Lens-shaped relics of coarse grains show patchy undulose extinction and elongate subgrains oriented parallel to the foliation plane. Calcite crystals have developed bent and intersected twins consistent with a temperature of deformation greater than 200 °C (Burkhard, 1993). Twins have a synthetic or antithetic oblique orientation with respect to the foliation. Coarse relics pass laterally into domains of small, dynamically-recrystallized (sub)grains, organized along shear planes. New grains themselves display undulose extinction, indicating further deformation after recrystallization. Mica and chlorite flakes form sigmoidal fish in the most intensely recrystallized domains. Microstructures are intersected by vertical fluid inclusion trails, nearly perpendicular to the main foliation. Macro and microstructural features show that V1 formed during the HP-LT metamorphism or during the decompression path, and predate the general fabric of greenschist-facies ductile deformation that has structured the lower unit.

3b) Ductile-to-brittle veins

Type 2 vein (V2) encompasses a wide range of morphologies depending on the host rock competency and the degree of ductile deformation experienced by this host. With the exception of dolomite marbles, V2 is abundant in all lithologies and most specifically in mafic rocks. V2 contains quartz, calcite, albite, chlorite and iron carbonates (ankerite, siderite) with minor amounts of white mica and sulfides (pyrite and chalcopyrite). Two main subtypes of V2 have been distinguished in the field. Subtype V2a occurs either as synfolial boudins ranging from centimetric to decametric scale, which are oriented parallel to the foliation plane (Fig. 3c), or as pressure shadows developing after V1. Interestingly, V2a veins show opposite shear senses on the two sides of the island (top-to-SW on the SW of the dome, top-to-NE on the NE). As a general observation, V2a shows a considerably less deformed fabric than V1 at the outcrop scale, with subhedral-shaped albite and carbonate crystals. Microscopically, V2a displays a sub-equigranular texture (Fig. 3d). Quartz grains show sweeping undulose extinction, with little evidence of dynamic recrystallization. Calcite displays randomly oriented bent and intersected deformation twins (Type III of Burkhard, 1993). Plagioclase occurs as large subhedral grains showing deformation lamellae and microfractures filled with calcite. Large iron carbonate euhedral grains are frequently replac-

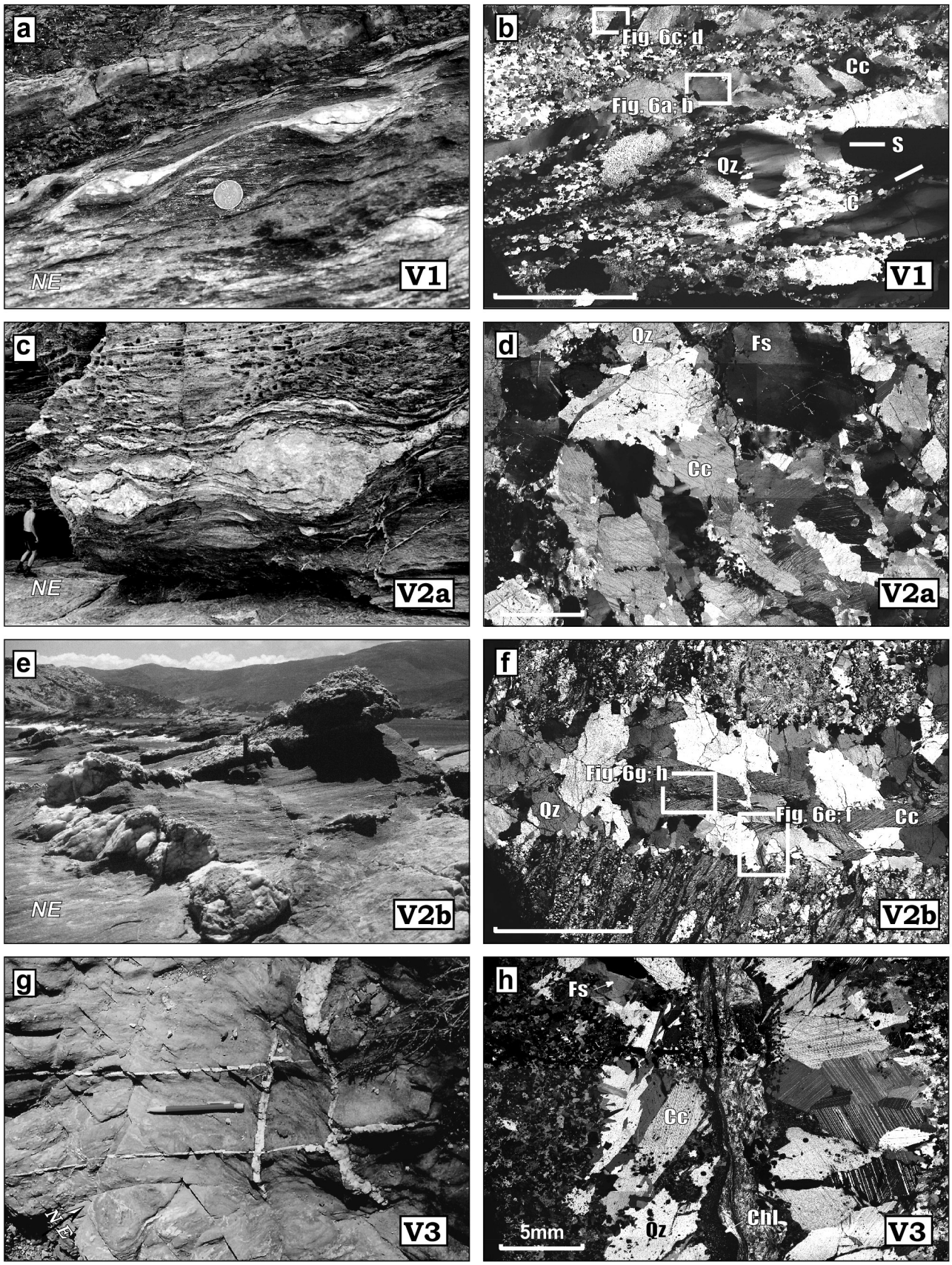

a
NE
V1
b
Fig. 6c; d
Cc
Fig. 6a; b
S
Qz
C
V1
c
NE
V2a
d
Qz
Fs
Cc
V2a
e
NE
V2b
f
Fig. 6g; h
Qz
Fig. 6e; f
Cc
V2b
g
N
V3
h
Fs
Cc
5mm
Qz
Chl
V3

Figure 3 : *(left page) Outcrop-scale and microscopic-scale (cross-polarized light) photographs of metamorphic veins encountered in the lower unit. a) V1 synfolial vein showing a top to NE sense of shear. b) Lens-shaped elongated quartz and calcite crystals with undulose extinction in V1. c) Boudinaged V2a vein, affected by top to NE shearing. d) Quartz grains have undulose extinction while K-feldspar crystals are fractured in V2a. Calcite display bent and intersected deformation twins. e) Folded V2b vein intersecting the foliation plane. White arrow marks hammer. f) V2b microfabric is similar to V2a, with a less-pronounced intracrystalline deformation. g) V3 extensional veins open as perpendicular brittle joints. N-S vertical veins intersect E-W vertical veins with a moderate sinistral offset. h) Syntaxial zonation in V3. Fig. 7 images are localized on microphotographs.*

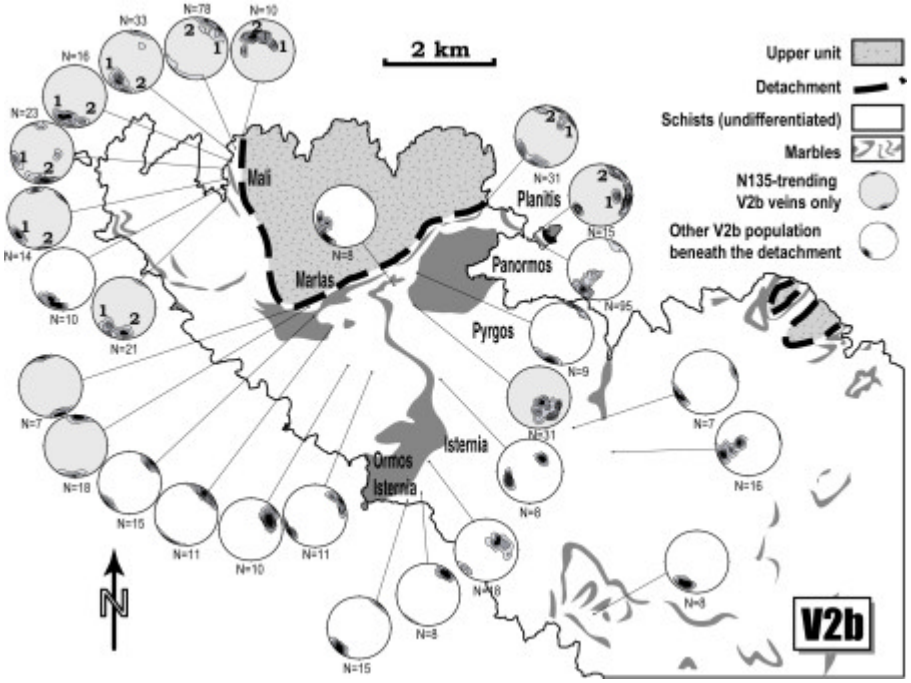


Figure 4 : *Stereograms of poles of V2b veins on the north of Tinos (corrected from the dip of foliation, equal area, lower hemisphere). Empty stereograms: N135°E-trending V2b. Grey stereograms: V2b rotation in the vicinity of the detachment. The main N135°E direction is split into two separate families at Planitis. Progressive rotation from N135 to N80°E azimuth toward the detachment of Marlas. Two distinct directions of V2b under the detachment of Mali, oriented N135°E and N80 to N100°E.*

ed in part by brown iron oxides.

In contrast to V2a, subtype V2b is systematically oriented at high angle to the foliation plane (Fig. 3e). V2b occurs as high-angle shear planes, en-echelon cracks or decimetric to metric joints folded by vertical shortening. These joints show different degrees of folding depending on the strength of the host rock (strongly folded in metapelites and subvertical in metabasites). Locally, V2b intersect V2a and V1. On a regional scale, V2b is consistently oriented N135°E (Fig. 4). Importantly, Figure 4 shows that another population of V2b oriented N80-N100°E occurs beneath the detachment. This vein network is only present in the vicinity of the contact, either as an independent set or interconnecting the N135°E en-echelon network without any clear chronological criteria. In thin section, mineral filling V2b are usually coarse-grained and equigranular with euhedral shapes (Fig. 3f). No or little evidence of intracrystalline plastic deformation is found in quartz and feldspar, while calcite

may develop deformation twins consistent with temperatures in the range 150-300 °C. In contrast to the former vein types, V2b shows evidence for cataclastic deformation. Fractures and associated voids are filled with secondary quartz and calcite, showing xeno- or automorph shapes depending on the size of the voids. Fluid inclusion trails oriented parallel to the vein walls are abundant in all V2b, specifically in the vicinity of the detachment. Overall, recognition that V2 shows a large variety of different morphologies and structures ranging from quasi-plastic to strictly brittle, but contains the same greenschist-facies mineral assemblage, strongly suggests that the veins formed continuously during exhumation and retrograde metamorphism as the rocks were progressively carried across the ductile-to-brittle transition.

3c) Late- to post-kinematic V3 veins

Type 3 vein (V3) forms brittle extensional joints of decimetric to metric scale with moderate offsets. Two populations oriented E-W and N-S are found on a regional scale (Fig. 3g). V3 contains quartz, albite, calcite, brown chlorite and oxides showing syntaxial zonation (Fig. 3h). V3 affects all lithologies and existing structures throughout the island, including early V1 and V2 veins, dolomite marbles as well as the granitoid intrusions. V3 is interpreted to postdate the motion of the detachment fault and was not considered further here.

Vein stage		**Structural pattern**	**Deformation style**	**Chronological criteria**	**Mineralogy**
V1		Synfolial lenses	Ductile	Sheared by C-S structures, reworked by V2a, intersected by V2b and V3	Quartz, calcite ± mica, chlorite
V2	**V2a**	Synfolial boudins	Late ductile	Boudinaged by ductile flow. Pressure shadows of V1, intersected by V2a	Quartz, calcite, albite, chlorite, iron carbonates ± mica, sulfides
	V2b	Folded joints	Late ductile-early brittle	Folded by vertical shortening, crosscut V1 and V2a, intersected by V3	
V3		Tension gashes	Brittle	Not deformed, crosscut V1 and V2, also occurs in granite intrusions	Quartz, albite, calcite, brown chlorite, iron oxides

Table 1 : *Summary of veining events and crosscutting relations*

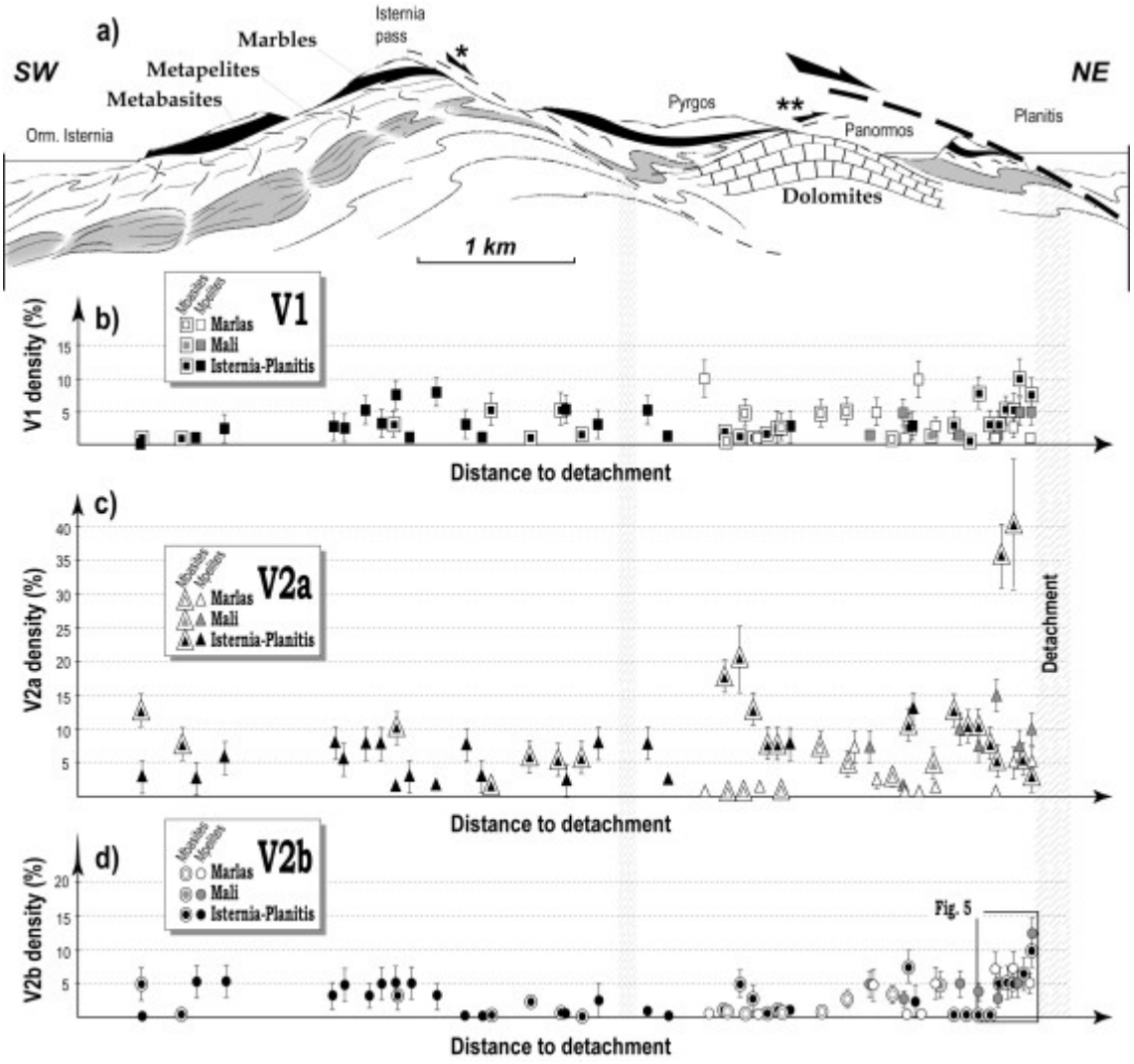


Figure 5 : *Structure and vein density evolutions along a SW-NE traverse. a) Simplified Isternia-Panormos structural and lithological cross section, showing the evolution of ductile deformation toward the detachment on the NE side of the core complex antiform. b), c) and d) Concentration of metamorphic veins as a function of distance to detachment in metapelites (plain symbols) and metabasites (rimmed symbols) on the Isternia-Panormos cross section (black symbols). Marlas (gray symbols) and Mali traverses (empty symbols) have also been reported on the cross section. b) V1 veins. c) V2a veins. d) V2b veins.*
** Secondary shear zone proposed by Parra et al. (2002).*
*** Thrust fault proposed by Avigad et al. (1989) for the emplacement of dolomite marbles.*

3d) Vein density

The density of the different vein populations has been estimated at the outcrop scale and performed along three main traverses oriented perpendicular to the detachment fault. These include Ormos Isternia - Planitis, Mali and Marlas (Fig. 1). Vein density was taken as the proportion of the total observable vein area relative to the outcrop area. The distribution of metamorphic veins in metapelites and in metabasites is summarized in Figure 5. V1 density ranges between 0 and 10% along the three transects (Fig. 5b). No structural control

other than lithologic is observed. V2a density in the SW side of Tinos clusters between 1 and 12 %. In the NE side of the island, V2a density ranges between 1 and 15 %, with values locally reaching 20 and 40 % in metabasites at Pyrgos and Planitis, respectively (Fig. 5c). V2a density is clearly higher on the retrogressed NE side of the dome structure than on the preserved SW side, but this increase is not correlated with the distance to the detachment. V2b density ranges between 1 and 5 % in the SW region and increases up to 12 % beneath the detachment in all localities (Fig. 5d).

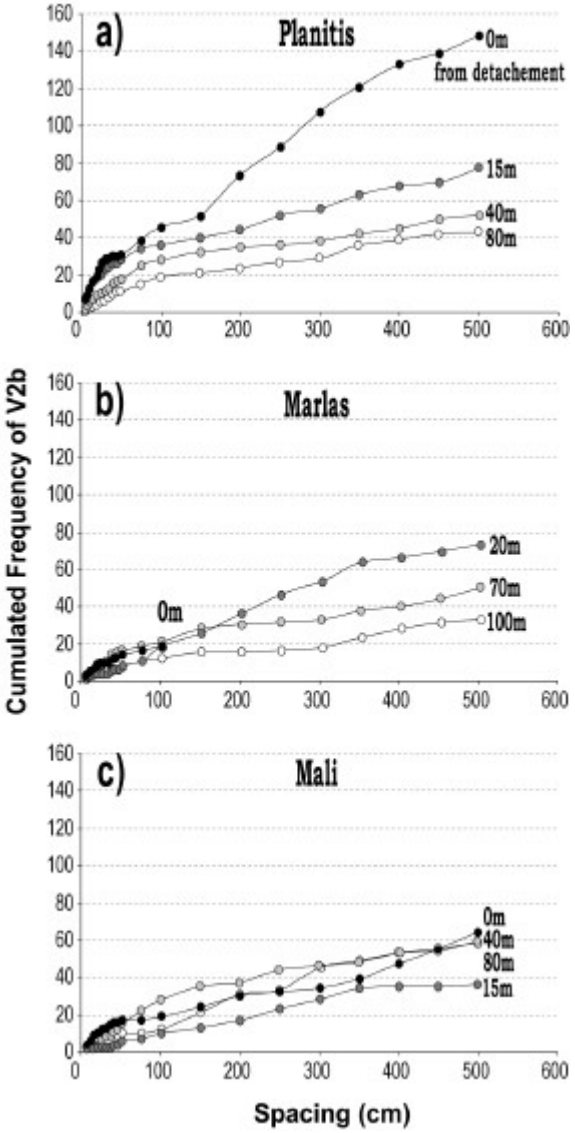


Figure 6 : *Cumulated frequencies of V2b veins encountered in a spacing of X cm around a given V2b. Darkening dots : Measures made at decreasing distance under the detachment. a) Planitis Island. b) Marlas. c) Mali.*

Because V2b represents the latest stage of veining experienced by the detachment before brittle deformation, these veins were studied in detail for their oxygen stable isotopic

composition (see below). For this reason, we estimated the density of V2b network beneath the detachment at Planitis, Marlas and Mali. Density measurements were made at different spots located at increasing distances under the detachment (typically 0, 15-20, 40, 80-100 m) using cumulative-vein spacing (Cumulated-vein spacing was defined as the number of veins present within a given distance around a given V2b vein). As shown in Figure 6, the cumulated spacing of V2b displays a n-root distribution function. For example, considering a reference "spacing" value of 1 m, Figure 6a shows that at Planitis, 20 veins are present at 80 m from the detachment, 30 veins at 40 m, 35 veins at 15 m and 45 veins at the contact. A similar marked increase in cumulated frequencies of V2b approaching the contact has been recognized at Marlas (Fig. 6b, the lack of data at 0 m from the contact for spacing greater than 100 cm being due to the poor exposure of the outcrop). With regards to Mali, despite recognition of a marked increase of the concentration of V2b near the detachment, Figure 6c shows that the V2b cumulated frequencies vary independently of the distance to the detachment. This suggests that the V2b network is more homogeneously distributed at this locality than at Marlas and Planitis. Note that the density increase and vein spacing decrease of V2b (Fig. 5d, 6), combined with the presence of second population of V2b veins beneath the detachment (Fig. 4) suggest that V2b form an interconnected network of channelways in the vicinity of the contact at the end of ductile deformation history.

4. Methodology

4a) Sampling strategy

Samples for this study were taken in interlayered greenschist-facies mylonites, metapelites and metacarbonates at Mali, along a single traverse 200 m in length oriented perpendicular to the detachment (Fig. 8a). All the different stages of the ductile and brittle deformation history are recorded by V1 and V2b veins as will be explained below, so we chose to perform oxygen isotopic analysis on the following samples : V2b.1 (1 m under the fault), V2b.2 (3 m), V1.1 and V2b.3 (8 m), V2b.4 (12 m), V2b.5 (20 m), V1.2 and V2b.6 (45 m), V1.3 and V2b.7 (60 m), V1.4 and V2b.8 (80 m), V2b.9 (200 m). In addition, a V1 sample (V1.5) from a well-preserved blueschist metacarbonate located at about 200 m beneath the detachment at Marlas was taken as a reference value unaltered by fluid infiltration attending greenschist-facies metamorphism.

4b) Cathodoluminescence

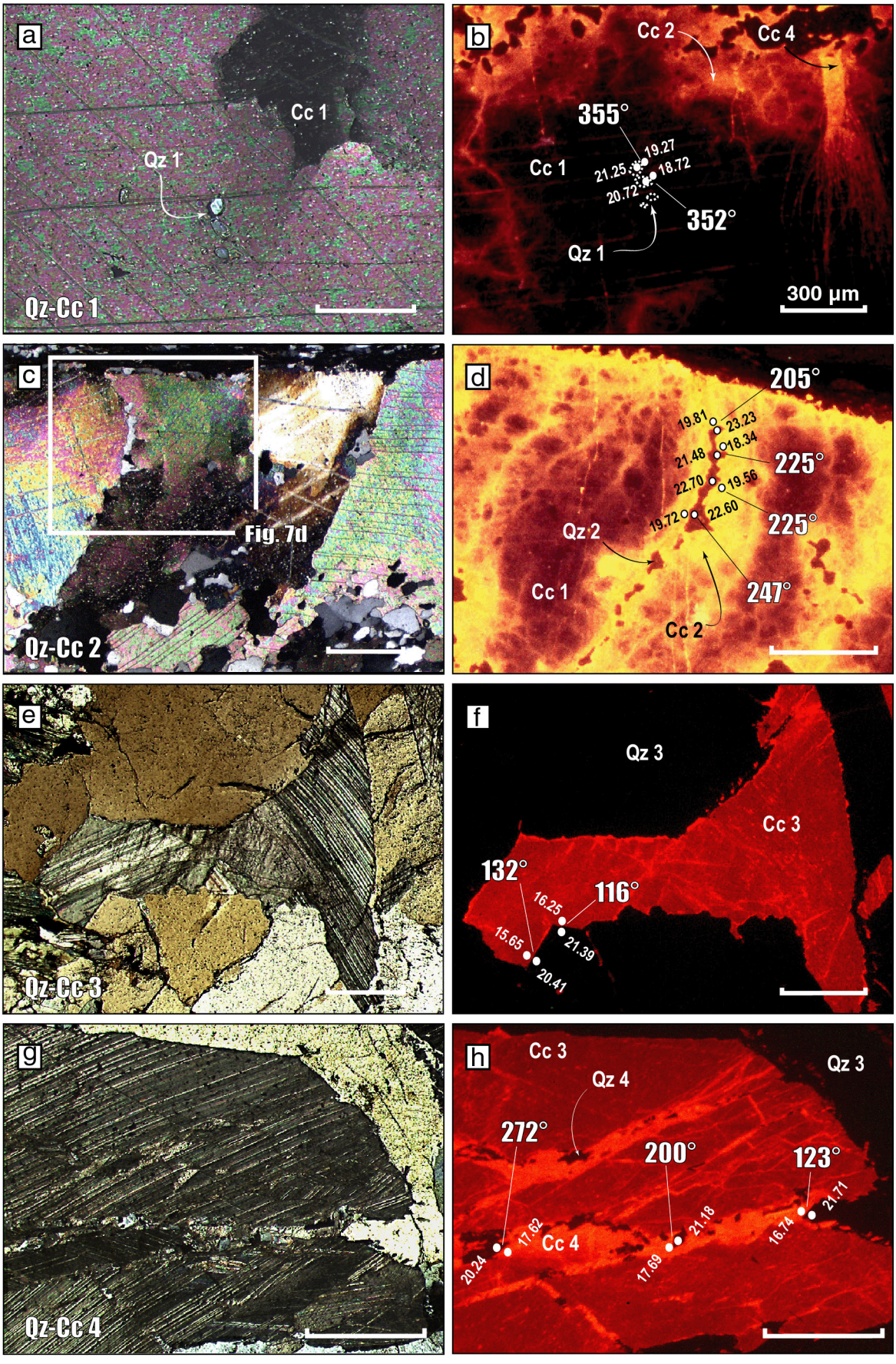
All samples were examined in thin section using optical microscopy and cathodoluminescence (CL) in order to establish a relative chronology of crystallization of quartz-calcite pairs, and to identify zones where the two minerals are most likely to be in isotopic equilibrium. CL imaging was performed on a Technosyn Mark II cold-cathode device mounted on a Nikon Optiphot microscope, using a 15 kV accelerating voltage and a beam current of 0.5 mA. The resulting images were captured as microphotographs on Kodak Ektachrome P1600x photographic films.

4c) Oxygen isotope composition

Oxygen isotope analysis was carried out on standard thin sections using a Cameca IMS 1270 ion microprobe at the Centre de Recherche en Pétrologie et Géochimie (CRPG) of Nancy. Measurements were performed with a 20 µm primary beam of Cs^+ ions at 0.5 nA intensity, accelerated in a 10 kV voltage. Positive charges at the sample surface were neutralized using an O^- secondary source at 10 kV. High-energy secondary ions were collected in a mass spectrometer set at a mass resolving power of 5000. ^{18}O and ^{16}O were counted in multicollection on two Faraday cups, giving about 4.10^6 and 2.10^9 counts per second, respectively. Each analysis was standardized against Brazil quartz ($\delta^{18}O$ = 9.6 ‰) and Mex calcite ($\delta^{18}O$ = 23.64 ‰), yielding precision of 0.4 and 0.7 ‰, respectively.

$\delta^{18}O$ measurements were carried out on the edge of each quartz-calcite pair displaying an equilibrium texture (see examples of $\delta^{18}O$ mapping in Figure 7b, d, f, h). Analytical Precision on the measurements clustered between 0.32 and 0.88 ‰ (2σ). Differences in fractionation between quartz and calcite ($\Delta_{Qz\text{-}Cc} = \delta^{18}O_{Qz} - \delta^{18}O_{Cc}$) were converted into temperatures using the calibration of Sharp and Kirschner (1994), based on natural isotopic variations (including Tinos Marble). Temperature uncertainties include the error on the coefficient of calibration, the error on quartz and calcite standards and the precision on the measurements. Quartz-water and calcite-water fractionations were calculated using the equations of Sharp and Kirschner (1994) and Zheng (1999), respectively.

Figure 7 : *(right page) Microstructures and $d^{18}O$ mapping in V1 and V2b veins, on the example of samples V1.1 and V2b.3, taken at 8 m under the detachment (images location in Fig. 3b, f). a) Optic imaging of generation 1 quartz and calcite in V1 vein (sample V1.1). b) Cathodoluminescence (CL) imaging of a), with corresponding temperatures around 350 °C using $d^{18}O$ fractionation between quartz and calcite. c) Optic imaging of generation 2 in V1 at 8 m under the contact (sample V1.1). d) CL imaging of c), with temperatures around 225 °C. e) Optic imaging of generation 3 quartz and calcite in V2b vein sampled at 8 m under the detachment (sample V2b.3). f) CL imaging of e), with temperature around 120 °C. g) Optic imaging of generation 4 in V2b at 8 m under the contact (sample V2b.3). h) CL imaging of g) with $d^{18}O$ temperatures between 120 and 270 °C.*


a
Cc 1
Qz 1
Qz-Cc 1
b
Cc 2
Cc 4
355°
19.27
21.25
18.72
20.72
Cc 1
352°
Qz 1
300 µm
c
Fig. 7d
Qz-Cc 2
d
205°
19.81
23.23
18.34
21.48
225°
22.70
19.56
19.72
22.60
225°
Qz 2
Cc 1
247°
Cc 2
e
Qz-Cc 3
f
Qz 3
Cc 3
132°
16.25
116°
15.65
21.39
20.41
g
Qz-Cc 4
h
Cc 3
Qz 4
Qz 3
272°
200°
123°
17.62
21.18
21.71
20.24
Cc 4
17.69
16.74

5. Results

5a) Cathodoluminescence imaging

On the basis of optical observations and CL imaging, two end-member generations of quartz and calcite were recognized in V1. Generation 1 consists of lenticular-shaped coarse grains displaying undulose extinction (quartz and calcite) and intersected twins (calcite, Fig. 7a) that are surrounded with dynamically-recrystallized domains lining the foliation plane. Quartz 1 is non-luminescent in CL, whereas calcite 1 is dark red and surrounded with bright-yellow re-equilibration rims (Fig. 7b, d). Quartz-calcite 1 are the oldest relics preserved in V1, and thus can be considered as synchronous to this veining event, formed in ductile context before or during the blueschist- to greenschist-facies decompression path. Quartz-calcite 2 occurs in shear bands cutting across the lens-shaped relics of quartz-calcite 1 (Fig. 7c; d). Dark violet luminescent quartz 2 occurs as anhedral grains lining the bright yellow/orange calcite 2 that rims calcite 1 (Fig. 7d). Quartz-calcite 2 occurs locally in association with chlorite flakes and was likely equilibrated during a (late ?) increment of ductile deformation attending greenschist-facies metamorphism. Consequently, this generation of quartz and calcite is attributed to the V2a vein stage.

Two main generations of quartz and calcite presenting an equilibrium texture were also recognized in V2b veins. Quartz-calcite 3, which represents the main filling assemblage of V2b, occurs as euhedral crystals with sharp, well-defined grain boundaries (Fig. 7e). Quartz 3 is limpid and not luminescent in CL, whereas calcite 3 displays a homogeneous reddish luminescence (Fig. 7f). Quartz-calcite 3 is considered to be cogenetic to the V2b stage and thus to the late ductile-early brittle deformation event experienced by this vein type. Quartz-calcite 4 occurs as mm-scale grains filling fractures and associated voids that cut across quartz-calcite 3 (Fig. 7g, h). The fracture planes are oriented parallel to fluid inclusion trails and define bright orange bands in CL (Fig. 7h). The formation of quartz-calcite 4 may be associated with the re-opening of folded joints and en-echelon veins by late N-S V2b. Yet, it cannot be excluded that part of the fracturation formed during the V3 stage.

As each quartz-calcite generation is identified by a same CL texture in all the samples, the V1+V2b system is considered below to preserve four crystallization/deformation events that initiated along the decompressional path during blueschist- to-greenschist facies metamorphism in the ductile regime, and ended in the brittle field in shallow crustal levels.

Sample	Qz-Cc generation	$\delta^{18}O_{Qz}$ ±1s (‰)	$\delta^{18}O_{Cc}$ ±1s (‰)	$\Delta_{Qz\text{-}Cc}$ (‰)	T° (°C)	$\delta^{18}O_{H2O}$ (‰) ($Qz\text{-}H_2O$)	$\delta^{18}O_{H2O}$ (‰) ($Cc\text{-}H_2O$)
MALI							
V2b.1 at 1 m	3	18.34±0.44	18.66±0.61	-0.32±0.77	-	-	-
	3	17.62±0.42	19.17±0.60	-1.55±0.95	-	-	-
V2b.2 at 3 m	3	19.50±0.39	20.01±0.63	-0.51±0.74	-	-	-
	3	18.39±0.44	20.17±0.64	-1.78±0.78	-	-	-
	4	20.02±0.45	21.82±0.63	-1.80±0.77	-	-	-
	4	19.74±0.44	20.77±0.65	-1.03±0.78	-	-	-
V1.1 at 8 m	1	20.72±0.53	18.72±0.81	2.00±0.97	351±154	14.26±4.63	14.19±3.34
	1	21.25±0.52	19.27± 0.8	1.98±0.95	354±155	14.88±4.56	14.81±3.29
	2	22.60±0.52	19.72±0.81	2.88±0.96	247±91	12.03±4.71	12.17±3.70
	2	22.70±0.58	19.56±0.83	3.14±1.01	225±84	10.91±4.97	11.06±3.97
	2	23.23±0.51	19.81±0.83	3.42±0.97	205±72	10.13±4.84	10.28±3.93
	2	21.48±0.54	18.34±0.8	3.14±0.97	225±81	9.69±4.76	9.84±3.80
V2b.3 at 8 m	3	20.41±0.52	15.65±0.71	4.76±0.88	132±43	1.04±4.71	0.98±4.02
	3	21.39±0.5	16.25±0.71	5.14±0.87	116±38	0.24±4.75	0.08±4.10
	4	21.71±0.49	16.74±0.72	4.97±0.87	123±40	1.35±4.72	1.24±4.06
	4	21.18±0.55	17.69±0.69	3.49±0.88	200±64	7.75±4.46	7.89±3.62
	4	20.24±0.57	17.62±0.69	2.62±0.89	272±97	10.88±4.37	10.98±3.35
V2b.4 at 12 m	3	22.73±0.5					
	3	22.15±0.54					
	4	24.36±0.51	20.47±0.7	3.89±0.87	175±55*	9.06±4.46	9.17±3.69
	4	23.51±0.54	20.92±0.7	2.59±0.88	276±98	14.29±4.32	14.39±3.31
V2b.5 at 20 m	3	22.87±0.53	19.25±0.62	3.62±0.82	191±57	8.83±4.19	8.97±3.42
	3	23.21±0.56	19.88±0.61	3.33±0.83	211±65	10.53±4.19	10.68±3.37
	4	22.51±0.54	19.52±0.62	2.99±0.82	238±75	11.42±4.11	11.56±3.23
	4	22.59±0.53	19.98±0.62	2.61±0.82	274±90	13.28±4.02	13.38±3.07
V1.2 at 45 m	1	20.36±0.55	18.46±0.8	1.90±0.97	368±167	14.38±4.63	14.26±3.29
	2	21.35±0.55	18.58±0.83	2.77±1.00	258±99	11.30±4.85	11.42±3.77
	2	21.12±0.56	18.31±0.81	2.81±0.98	254±96	10.88±4.80	11.01±3.75
	2	19.48±0.53	17.33±0.8	2.15±0.96	329±138	12.33±4.61	12.31±3.39
	2	21.07±0.56	18.64±0.81	2.43±0.98	294±119	12.61±4.75	12.67±3.59
V2b.6 at 45 m	3	23.67±0.58	20.66±0.47	3.01±0.75	236±68	12.50±3.78	12.65±2.96
	4	25.92±0.55	22.60±0.43	3.32±0.70	212±57	13.30±3.63	13.45±2.90
	4	24.22±0.53	21.99±0.46	2.23±0.70	319±98	16.70±3.45	16.71±2.53
V1.3 at 60 m	1	22.78±0.5	20.99±0.8	1.79±0.94	387±177*	17.30±4.50	17.14±3.15
	2	23.71±0.52	21.30±0.82	2.41±0.97	296±118	15.33±4.69	15.39±3.54
	2	23.20±0.55	20.83±0.82	2.37±0.99	301±123	15.02±4.76	15.07±3.58
V2b.7 at 60 m	3	24.92±0.53	22.18±0.44	2.74±0.69	261±73	15.02±3.48	15.14±2.67
	3	24.17±0.52	21.50±0.44	2.67±0.68	268±74	14.59±3.43	14.70±2.62
V1.4 at 80 m	1	20.08±0.58	18.17±0.81	1.91±1.00	366±170	14.05±4.75	13.94±3.38
	2	19.24±0.53	17.06±0.83	2.18±0.98	325±139	11.95±4.73	11.94±3.49
	2	19.19±0.52	17.34±0.82	1.85±0.97	376±174	13.44±4.63	13.30±3.27
	2	18.58±0.54	16.45±0.88	2.13±1.03	332±150	11.52±4.94	11.50±3.63
V2b.8 at 80 m	3	21.62±0.63	20.12±0.61	1.50±0.88	448±214	17.50±4.17	17.16±2.73
	3	21.77±0.56	19.00±0.65	2.77±0.86	257±87	11.71±4.23	11.83±3.28
	4	22.53±0.52	20.34±0.65	2.19±0.83	324±117	15.18±4.03	15.18±2.97
	4	22.43±0.58	19.95±0.63	2.48±0.86	288±101	13.72±4.18	13.80±3.16
V2b.9 at 200 m	3	18.68±0.58	17.32±0.69	1.36±0.90	484±254	15.22±4.27	14.77±2.71
	4	21.43±0.51	19.17±0.68	2.26±0.85	314±115	13.75±4.12	13.77±3.06
MARLAS							
V1.5 at 200 m	1	24.4±0.47	22.67±0.78	1.73±0.91	398±180*	19.20±4.34	19.01±3.01
	1	24.06±0.52	24.25±0.8	-0.19±0.95	-	-	-
	1	23.68±0.51	23.48±0.79	0.20±0.94	-	-	-
	1	24.99±0.49					
	1	23.86±0.5					
	1	23.86±0.47					
	1	24.15±0.5					
	2	24.65±0.5	22.92±0.8	1.73±0.94	398±186	19.45±4.49	19.26±3.11
	2	24.45±0.56	22.15±0.79	2.30±0.97	309±126	16.57±4.66	16.60±3.48
	2	23.82±0.48	23.35±0.77	0.47±0.91	-	-	-
	2	23.71±0.6	23.22±0.79	0.49±0.99	-	-	-
	2	24.32±0.53	24.04±0.8	0.28±0.96	-	-	-

Table 2 : *$\delta^{18}O$ values, fractionation, calculated temperatures and calculated oxygen isotope composition of water for generation 1, 2, 3 and 4 quartz-calcite pairs in V1 and V2b veins. Temperature and quartz-water calibrations from Sharp and Kirschner (1994). Calcite-water calibration from Zheng (1999).*

** Generation 1 temperatures deduced from core grain values.*

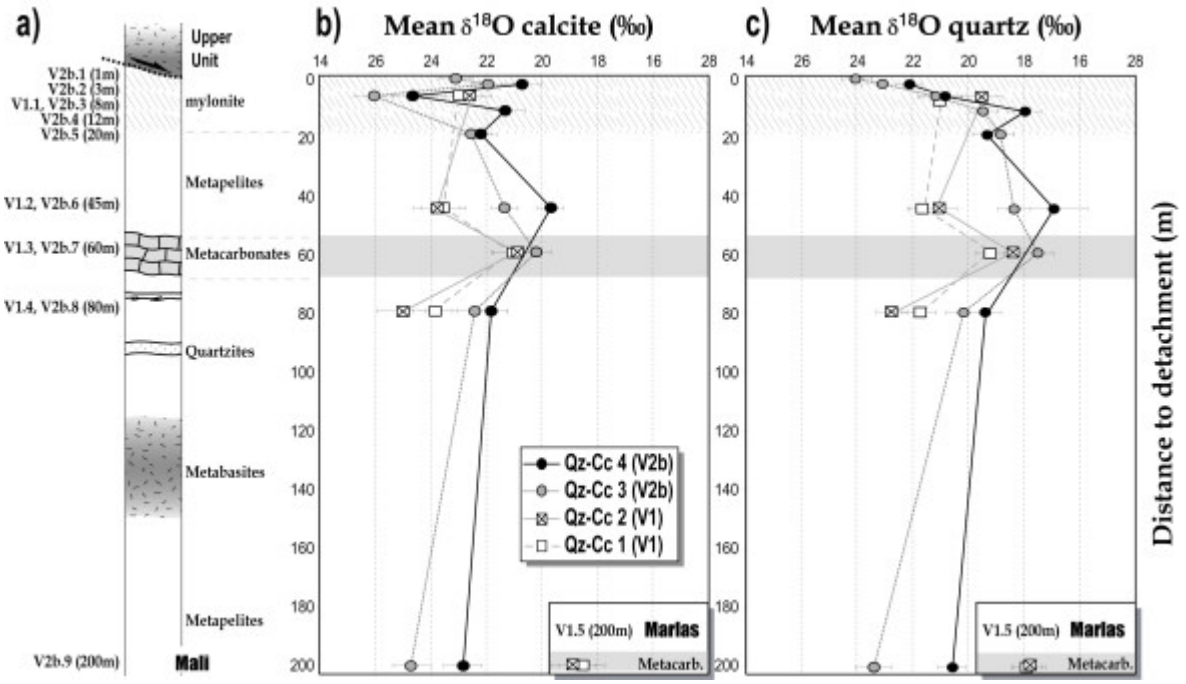


Figure 8 : *Mean quartz and calcite $d^{18}O$ values as a function of distance to detachment and lithology. a) Simplified log of Mali, with structural position of samples under the detachment. b) c) Mean of ion microprobe $d^{18}O$ measurements in veins as a function of distance to detachment along the traverse of Mali, with host rock lithologies. "Reference" sample from Marlas (sample V1.5) also reported. Empty squares: generation 1 quartz and calcite in V1 veins. Crossed squares: generation 2 in V1. Grey circles: generation 3 in V2b. Black circles: generation 4 in V2b. b) Quartz data. c) Calcite data.*

5b) Oxygen isotope composition and temperature estimates

Ion microprobe $\delta^{18}O$ measurements on quartz and calcite and calculated fractionation factors, temperatures and isotopic composition of equilibrium waters are given in Table 2. Figures 8 shows the mean $\delta^{18}O$ values of the different quartz-calcite pairs as a function of the distance to the detachment and vein host-rock lithology at Mali. Also shown are the $\delta^{18}O$ values of quartz-calcite 1 and 2 from the blueschist-facies metacarbonate at Marlas. $\delta^{18}O$ of calcite 1 ranges between 21 to 23 ‰ in metacarbonates, and 18 to 19 ‰ in metapelites and mylonites (Fig. 8b). $\delta^{18}O$ of quartz 1 is ca. 23-24 ‰ in metacarbonates, and around 20-21 ‰ in metapelites and mylonitic rocks of the contact (Fig. 8c). These data fall in the range of isotopic composition for medium-grade marine metasediments. For quartz and calcite, the general tendency is to increase fractionation as the generation is younger. With regards to pairs 2, 3 and 4, a consequence of this fractionation increase is the gradual disappearance of isotopic differences between the metacarbonate layer and the surrounding metapelites. In the mylonite zone, note that quartz 3 and 4 show a marked depletion in ^{18}O within 20 m towards the contact, whereas the ^{18}O content of calcite 3 and 4 is highly variable.

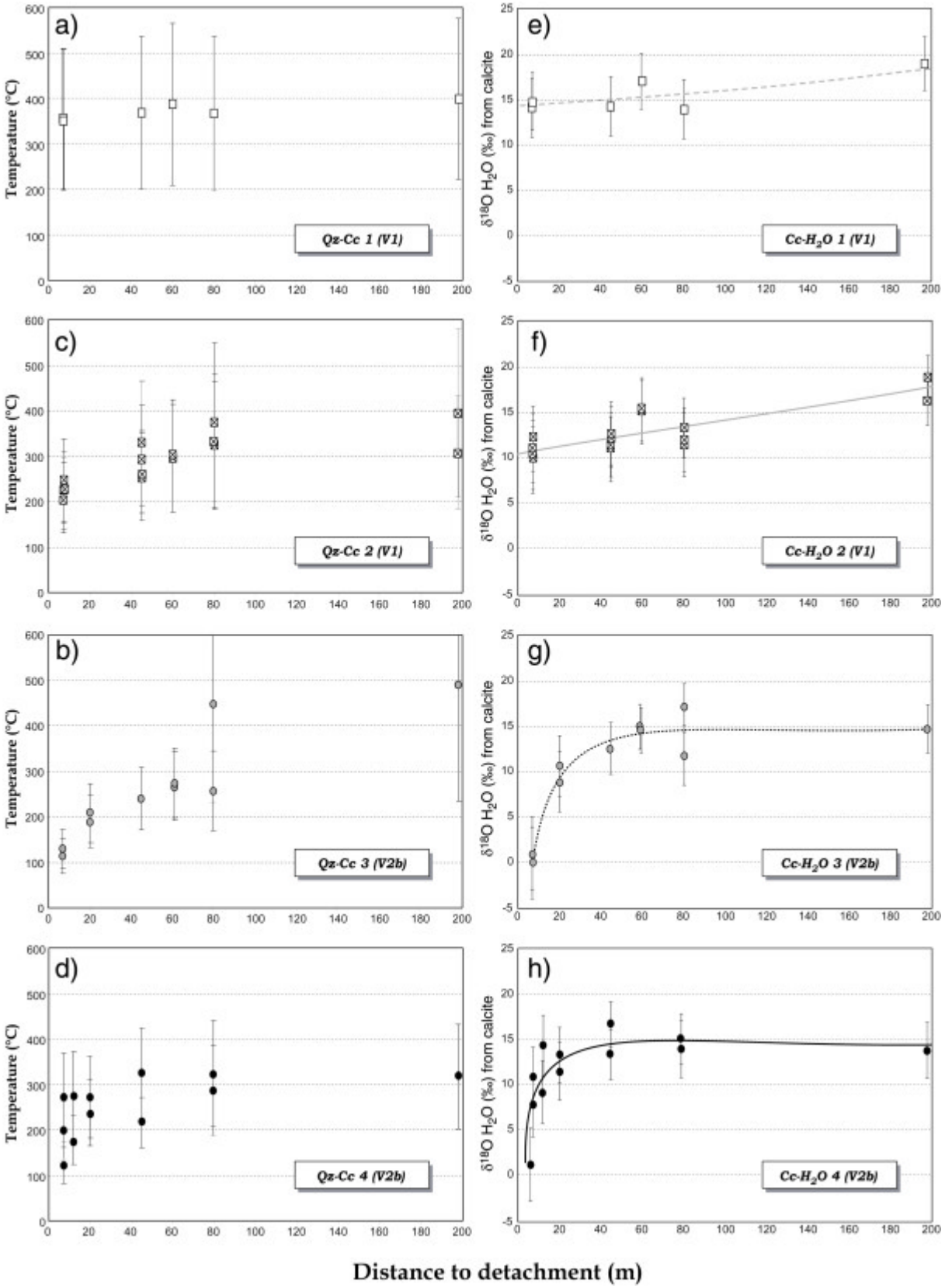


Figure 9 : *Temperatures calculated from quartz-calcite fractionation (a; b; c; d), and oxygen isotope composition of water in equilibrium with calcite at these temperatures (e; f; g; h), as a function of distance to detachment (Qz-Cc and Cc-H_2O calibrations from Sharp & Kirschner, 1994 & Zheng, 1999, respectively). a); e) Generation 1 quartz-calcite pairs in V1 veins. b); f) Generation 2 in V1. c); g) Generation 3, V2b veins. d); h) Generation 4 in V2b. Error bars 1 s.*

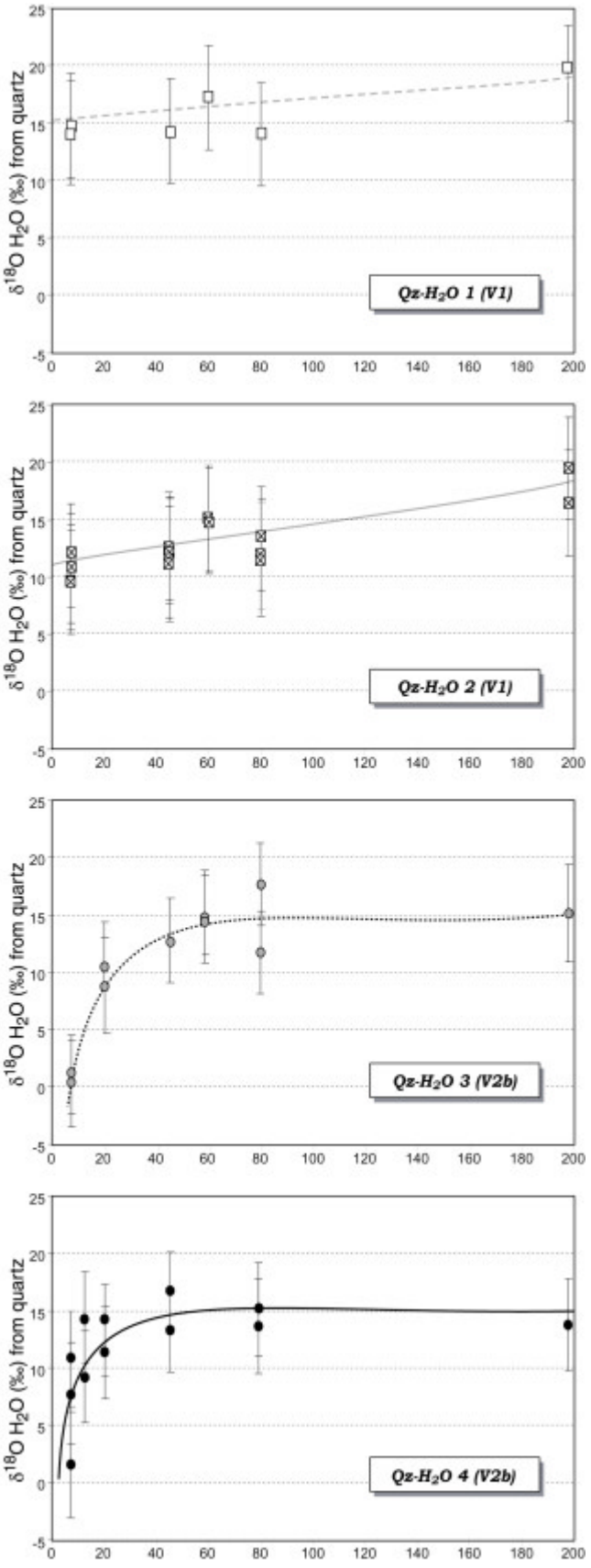


Figure 10 : *Oxygen isotope composition of water in equilibrium with quartz at the temperatures of generations 1, 2, 3, 4 (see Figure 9a, b, c, d), as a function of distance to detachment (calibration from Sharp & Kirschner, 1994). Trends are similar to Figure 9e, f, g, h. Error bars 1* **s**.

Figure 9a, b, c, d plots calculated temperatures for the four pairs of quartz-calcite pairs as a function of the distance to the detachment. An example of temperature calculation from $\delta^{18}O$ mapping is shown in Figure 7 (Complete $\delta^{18}O$ and temperature mapping for all the samples studied is available as E-supplement, annexe 3). $\Delta_{Qz\text{-}Cc}$ of quartz-calcite 1 from 200 m to 8 m beneath the detachment range between 1.7 and 2 ‰, yielding temperatures of ca. 350-400 °C ± 150 °C (Fig. 9a). $\Delta_{Qz\text{-}Cc}$ of quartz-calcite 2 shifts from 1.7 to 3.4 ‰ between 200 m and 8 m under the detachment. Corresponding calculated temperatures range between 400 and 200 °C (Fig. 9b). The fractionation between quartz and calcite in generation 3 (V2b) decreases from about 1.3 ‰ at 200 m (sample V2b.9) to 5 ‰ at 8 m (sample V2b.3) under the fault surface. This shift corresponds to a minimum temperature decrease of 100 °C in 192 m along the traverse. $\Delta_{Qz\text{-}Cc}$ of quartz-calcite 4 display variations from 2.2 ‰ at 200 m to 2.6-3.9 ‰ at 8 m beneath the contact. Despite a wide dispersion, temperature at 200 m (320±120 °C; sample V2b.9) is at least 30 °C higher than the minimum value at 8 m (127±41 °C; sample V2b.3, Fig. 9d). Low and even negative isotopic fractionation factors are observed in some quartz-calcite pairs from samples V1.5 (200 m), V2b.2 (3 m) and V2b.1 (1 m). This indicates that quartz and calcite from these pairs are not in isotopic equilibrium, despite their apparent equilibrium texture (see below).

Knowing the temperature of mineral equilibration, it is possible to calculate the $\delta^{18}O$ of water in equilibrium with the four generations of calcite (Fig. 9e, f, g, h) and quartz (Fig. 10). $\delta^{18}O_{H2O}$ calculated using calcite 1 clusters between 20 ‰ and 15 ‰ (Fig. 9e). These values are in the range of metamorphic aqueous fluids (Sheppard, 1986). $\delta^{18}O_{H2O}$ in equilibrium with calcite 2 decreases from 18±3 ‰ at 200 m (sample V1.5) to 11±3 ‰ (sample V1.1) at 8 m under the detachment (Fig. 9f). The decrease is quasi-linear throughout the considered section. $\delta^{18}O_{H2O}$ inferred from calcite 3 decreases from 15±4 ‰ at 200 m (sample V2b.9) to 0±4 ‰ (sample V2b.3) at 8 m under the contact (Fig. 9g). This ~15 ‰ decrease is restricted to 50 m (sample V2b.6) below the detachment. $\delta^{18}O_{H2O}$ calculated using calcite 4 decreases from 15±4 ‰ at 200 m (sample V2b.9) to 1.3±4 ‰ at 8 m (sample V2b.3, Fig. 9h). This ~13 ‰ decrease is mainly restricted within 20 m beneath the detachment. Similar isotopic shifts are obtained using the quartz-water fractionation calibration from Sharp et Kirschner (1994) at the same temperatures (Fig. 10).

6. Discussion

6a) Isotopic equilibrium

In order to interpret $\delta^{18}O$ data in terms of temperatures, it is important to assess whether quartz and calcite equilibrated micro-textures reflect isotopic equilibrium. Isotopic equilibria yielding geologically relevent isotopic temperatures are obtained if (1) both quartz and calcite were co-precipitated from a same fluid and were not later affected by diffusion, (2) one of the minerals precipitated after the other, and a rim of complete re-equilibration with the new fluid developed on the pre-existing mineral, or (3) a rim of re-equilibration developed on two pre-existing minerals by diffusional exchange with the new fluid.

Isotopic equilibrium (1) should be preserved in quartz-calcite pairs unaffected by ductile deformation and displaying sharp contacts (e.g. quartz-calcite 3 and 4, Fig. 7f, h), and in quartz-calcite assemblages protected within the core of large grain relics (quartz-calcite 1, Fig. 7b). Isotopic re-equilibration (2) and (3) should be found in shear bands cutting across quartz and calcite relics, and in bright yellow rims of calcite grains (quartz-calcite 2, Fig. 7d). The width of the rim is governed by the rate of fluid-mineral exchange. Considering that oxygen diffusion in calcite is faster than diffusion of major CL excitating elements (divalent cations, Walker et al., 1989, Fisler and Cygan, 1999), the oxygen isotope equilibration rim should be equal or wider than the observed CL rim.

In the following discussion we will therefore assume that isotopic equilibrium is achieved along grain contacts within a ~20 µm-large band, which corresponds to the size of the Cs^+ beam during the ion probe measurements. In the case where equilibrium was disturbed by diffusion after the frozen in texture, the error on temperature estimation is predictable. As shown by Farver (1990) and Farver & Yund (1991), oxygen diffusion activation energy is lower in calcite than in quartz. Late re-opening of the quartz-calcite thermometer, by deformation, temperature or fluid activity should thus mostly affect calcite. Taking into account the general increase in ^{18}O content as calcite generation is younger (Fig. 8b), the effect of calcite re-opening would be to rise the $\delta^{18}O$ of calcite toward the value of quartz, and thus to lower the quartz-calcite fractionation with respect to the equilibrium value. Consequently, calculated temperatures and isotopic compositions of waters would be over-estimated in the most intensely deformed region, e.g. close to the detachment. Table 2 shows that several quartz-calcite fractionation values are small and even negative in samples V2b.1, V2b.2 and V1.5. These values can be attributed to local disequilibrium associated with oxygen diffusion in calcite.

6b) Thermal regime

Ion microprobe determination of $\delta^{18}O$ provides estimates of the temperatures at which the four texturally equilibrated quartz-calcite pairs were formed in V1 and V2b veins. At any given distance to the detachment, the temperature recorded by the younger pair is

equal or lower than the temperature of the former pair (e. g. Fig. 7b, d, f, h). This temperature decrease from a pair to the next is interpreted to reflect multiple stages of quartz-calcite equilibration, frozen in at different times of the deformation history. High temperature record was fossilized in less-deforming regions of the veins while the quartz-calcite thermometer was rejuvenated down to lower temperatures in deforming regions.

Results also show that the temperature range between end-members quartz-calcite generations increases toward the fault. Temperatures of pre-detachment faulting were estimated by mineralogical assemblages and quartz-magnetite thermometry to be 440-470 °C in deeper portion of the metamorphic dome (Bröcker et al., 1993 ; Parra et al., 2002). The oxygen isotope temperatures of quartz-calcite 1 pairs are in the same range, within uncertainties (Fig. 9a). For later quartz-calcite 2, calculated temperatures are in the range 200-400 °C, the lowest values being reached beneath the detachment (Fig. 9b). Temperatures recorded in quartz-calcite 3 show a major decrease of 145 °C in about 50 m toward the fault (Fig. 9c). Although more widespread, calculated temperatures using quartz-calcite 4 show a decrease of 190 °C along the traverse. As for quartz-calcite 3, temperature shift is restricted in a ~20 m distance beneath the detachment.

There are three end-member explanations to the data. (1) At isothermal condition of ca 200 °C, the temperature shift reflects a complete isotopic equilibration beneath the fault where deformation is maximum, and a fading away of this re-equilibration far under the detachment, as deformation intensity vanishes out. This interpretation, however, can be readily dismissed for textural as well as isotopic reasons. The fading away of deformation intensity would be observable both in vein shapes and in CL textures. Moreover, considering that calcite rejuvenation results in a $\delta^{18}O$ rise, the most efficiently reset quartz-calcite pairs would have recorded the lowest fractionations. As such, the highest temperatures should have been found near the detachment.

(2) The data can also be interpreted to document the progressive cooling path of the footwall during exhumation, the younger quartz-calcite pairs (the cooler) occurring closer to the detachment. However, this interpretation is also unlikely, again for textural reasons. A ~140 °C fall such as recorded by quartz-calcite pairs 3 and 4 would take about 6 Ma (for each pair) to occur by exhumation alone, considering a conductive cooling rate as high as 20 °C/Ma. Given the uniform CL texture in each pair of the traverse, the time span recorded by this pair is likely much shorter than 6 Ma, otherwise deformation pattern would be very different at the two ends of the transect. Besides, a 6 Ma time span for each quartz-calcite generation seems huge compared to the overall duration of the retrogression event. Conductive cooling by exhumation certainly occurred, but is unlikely to explain alone the shift observed.

(3) Another possible interpretation is that spatial temperature gradients were present in the footwall during the time slots of the four quartz-calcite pairs isotopic equilibration. The above temperature gradients are one or two orders of magnitude greater than

conductive spatial gradients typically produced by the juxtaposition of cold hanging-wall rocks on a hotter footwall (Bertotti & ter Voorde, 1994), even considering the isotherms uplift enhanced by the bulge of the core complex (Mancktelow & Grasemann, 1997). The only viable mechanism for heat transport on this scale is thus advection of fluids. We interpret the four thermal gradients to document progressive cooling (quartz-calcite 2, 3, 4) of the footwall from ambient predetachment temperatures (quartz-calcite 1) by means of advective heat extraction by fluid circulation. This conclusion agrees with that of Morrison & Anderson (1998), who interpreted a geotherm of 2160 °C/km along the Whipple Mountain detachment as fluid advection-induced cooling. In addition to their pioneering work, this study provides constraints on the relative timing of fluid circulation along a crustal detachment with respect to the deformation history. Massive cooling was recorded mainly in late ductile to early brittle textures (quartz-calcite 3, 4).

6c) Fluid source

Fluids at V1 stage

Ion probe oxygen isotope measurements have been compared to data available in the literature. Figure 11 plots mean $\delta^{18}O$ values of quartz 1 and calcite 1 (this study), and bulk quartz-calcite fluorination analyses on V1 veins (Famin et al., 2000) as a function to the distance of the detachment. The data are compared to mean wallrock quartz and calcite analyses from the SW part of Tinos (Bröcker et al., 1993 ; Ganor et al., 1996 ; Matthews et al., 1999). Following Bröcker et al. (1993) and Ganor et al. (1996), metabasites, metapelites and marbles were plotted separately, but no distinction was made between blueschist and greenschist-facies lithologies. Whole rock analyses (Katzir et al., 1996) in metagabbros from the upper unit are also reported on a separate diagram in Figure 11.

Using the data of Bröcker et al. (1993) and Ganor et al. (1996), wallrock $\delta^{18}O$ values at 800 m under the detachment are estimated at 16 and 17 ‰ for quartz in metabasites and metapelites, and 25 ‰ for calcite in marbles. As shown in Figure 11, V1-quartz 1 from metabasites and metapelites display a marked increase of 3 to 4 ‰ compared to wallrock values, whereas calcite 1 shows a decrease of ~5 ‰ compared to wallrock. Importantly, note that bulk fluorinated quartz (V1 in metabasites), quartz 1 (V1 in metapelites) and calcite 1 (V1 in marbles) $\delta^{18}O$ converge to similar values of 19-21 ‰ near the fault. Water in equilibrium with such isotopic signatures is close to 14-16 ‰, in the range of rock-buffered fluids.

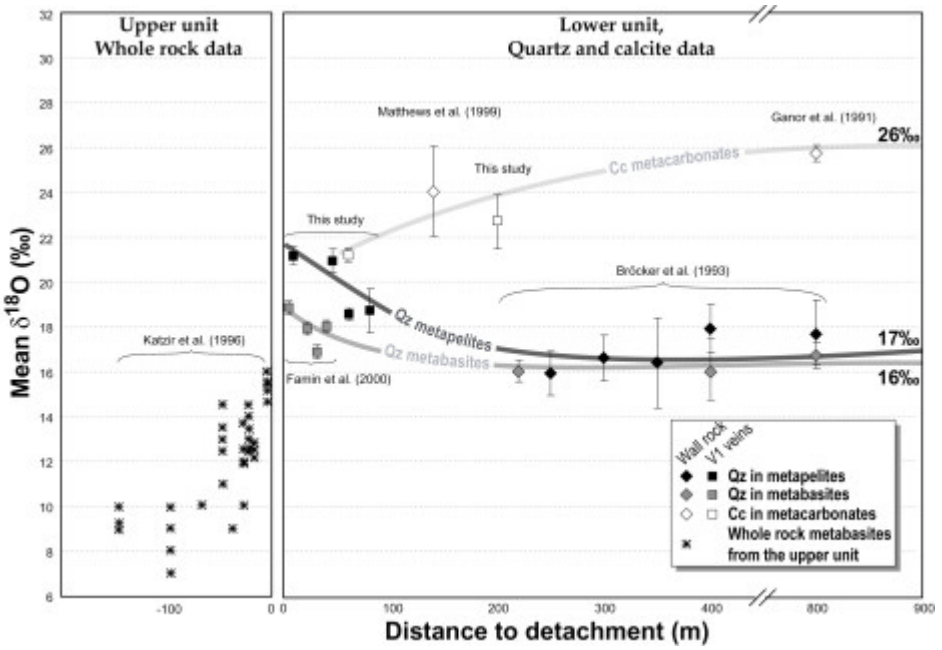


Figure 11 : *Synthetic plot showing quartz 1 and calcite 1 d¹⁸O in V1 veins (squares) reported together with literature wallrock quartz and calcite data in the lower unit of Tinos (diamonds), as a function of distance to detachment. Data from mineral separation and fluorination (Ganor et al., 1991 ; Bröcker et al., 1993 ; Ganor et al., 1996 ; Matthews et al., 1999 ; Famin et al., 2000), and ion microprobe (this study). Empty symbols : Calcite 1 from V1 veins and from wallrock in metacarbonates. Grey symbols : Quartz 1 (V1) and from wallrock in metabasites. Black symbols : Quartz 1 (V1) and from wall rock in metapelites. Whole rock d¹⁸O data (stars) from variously deformed metagabbros of the upper unit (Katzir et al., 1996) are also reported for qualitative comparison.*

In the SW part of Tinos antiform, Bröcker et al. (1993) and Ganor et al. (1996) observed no $\delta^{18}O$ variations from blueschist-facies lithologies and to greenschist-facies ones other than lithological heterogeneities. They concluded that water/rock ratios were very low and that only small amounts of fluids had been involved in the retrogression. In contrast to Bröcker et al. (1993) and Ganor et al. (1996), we observe $\delta^{18}O$ variations from preserved rocks on the SW to metamorphic veins on the NE, independently of wallrock heterogeneities. These variations are directly correlated to the distance of the detachment, and suggest an isotopic disequilibrium between V1 veins and their host rock. These variations result in a homogenization of $\delta^{18}O$ values of quartz in V1 veins toward the detachment, irrespective to wall-rock composition. We interpret this homogenization as a progressive mixing of fluids in equilibrium with different lithologies, with increasing fluid/rock ratios in the vicinity of the fault. The lower $\delta^{18}O$ values are raised whereas the higher decrease.

A similar situation is found in the upper unit. Whole rock oxygen isotope data on metagabbros from Katzir et al. (1996), reported as a function of distance to detachment on the left-hand side of Figure 11, show a ~6 ‰ ^{18}O enrichment of rocks in 60-80 m toward the contact. Although whole rock data can only be qualitatively compared with separated mineral values, the results clearly show a channel of isotopic shift around the fault.

Fluid evolution

The ^{18}O-enrichment from wall rock to quartz 1 in V1 veins is also observed in veins from the older quartz-calcite pairs to the youngest (Fig. 8b, c). This enrichment yields a decrease of the calculated $\delta^{18}O$ water composition as the quartz-calcite generation is younger (Fig. 9e; f; g; h), because the temperature drop (Fig. 9a; b; c; d) raises the fractionation between quartz or calcite and water. At 8 m under the detachment, the calculated $\delta^{18}O$ of water in equilibrium with calcite falls consistently from 15 ‰ in generation 1 (V1 veins) to 0 ‰ in generation 3 and 4 (V2b veins). This fall is mainly coeval with the opening of V2b veins and precipitation of quartz-calcite 3 and 4, but is already visible is quartz-calcite 2. As magmatic fluid should have $\delta^{18}O$ values of ~6 to 10 ‰, the fluids from which veins have formed are unlikely to be of igneous origin. Instead, the low and even negative $\delta^{18}O$ are best explained as surface-derived waters, marine or meteoric. Similar conclusions are drawn by taking quartz-water equilibria instead of calcite-water equilibria (Table 1, Fig. 10). Thus, calculated $\delta^{18}O$ values are consistent with the arrival of surfaced-derived fluids that are cold relative to footwall rocks. The whole data set shows a progressive opening of the exhuming shear zone, from a rock-buffered closed system at the V1 stage to a water-buffered open system with the formation of V2b veins. Although igneous fluids cannot be completely ruled out for quartz-calcite 1 and 2, the continuous oxygen isotope evolution of veins strongly suggests that meteoric fluids entered the ductile regime, during the formation of V1 veins.

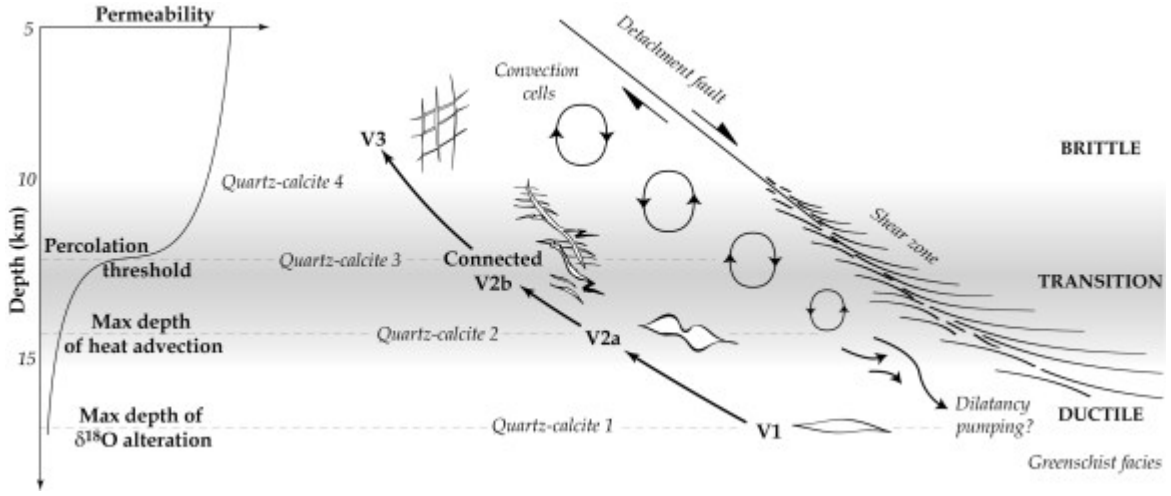


Figure 12 : *Synthetic diagram showing the simultaneous evolutions of veining, quartz-calcite precipitation, fracture permeability and fluid movement as the footwall of the shear zone enters the brittle regime during exhumation (not to scale). The appearance of an interconnected V2b vein network in late ductile context is interpreted as the mechanism responsible for fluid circulation increase ("percolation threshold") recorded by oxygen isotopes in quartz-calcite 3.*

6d) Mechanisms of fluid circulation

Figure 12 synthesizes the main interpretations deduced from structural and stable isotope data : (1) Limited infiltration of surface-derived fluids have penetrated the shear zone below the ductile-brittle transition, during early greenschist-facies retrogression (opening of V1 veins and filling by quartz-calcite 1). Fluid supply exceeded the amount required for retrogression reactions to occur (as shown by the homogenized quartz 1 and calcite 1 isotopic values compared to wall rock $\delta^{18}O$, Fig. 11), but was insufficient to disturb the conductive thermal regime of the footwall. At this stage, downward infiltration was diffuse and distributed over a zone of at least 200 m beneath the shear zone. (2) Infiltration increased during the late ductile evolution of the core complex (reworking of V1 veins by quartz-calcite 2, attributed to the V2a stage), sufficiently to disturb the conductive thermal regime of the shear zone and the rock-buffered stable isotope signature of the impregnating fluids. This process may have been induced or enhanced by the progressive localization of the infiltration conduit, as V2a opening concentrated toward the detachment (Fig. 5c). (3) Infiltration drastically increased with the opening of V2b veins (quartz-calcite 3). This drastic infiltration at the time of quartz-calcite 3 can be explained by structural data : No connected pathway existed as long as only N135°E-trending V2b opened. The formation of the orthogonal N80-N100 set of veins in the vicinity of the contact (Fig. 4) can have acted as a percolation threshold by connecting the vein network, and thus increasing permeability of two or three orders of magnitude. This effect may have been further enhanced by V2b vein concentration increase in the vicinity of the detachment (Fig. 5, 6). In this case, fluid flux was high enough and/or channeled enough to induce advective heat extraction and to prevent any ^{18}O-interaction with wall rocks. Circulation was maximum inside of a 20 to 50 m-conduit below the fault (quartz-calcite 3, 4, Fig. 9g, h).

The most likely driving force for advective heat removal is thermal convection, enhanced by buoyancy of heated fluids. Convection has been already proposed by several authors as an important mechanism in the upper portion of a crustal detachment (Kerrich & Hyndman, 1986 ; Losh, 1997 ; Manatschal et al., 2000), providing a good explanation to the downward and upward fluid movements indicated by oxygen isotopes shift and quartz veins precipitation. Our results further suggest that thermal convection is already effective at depth of late ductile deformation regime (quartz-calcite 2, 3). For thermal convection to occur high permeabilities are required. These were provided at the veining stages V2a and V2b by vein density increase and interconnection (Fig. 4, 5c, d, 6). The size and location of convection cells can also be discussed. Losh (1997) has proposed that convection involve the whole upper crust over the detachment discontinuity. Published data from Katzir et al. (1996) rather suggest that the upper unit was not pervasively affected by ^{18}O alteration outside of a 60-80 m channel parallel to the contact discontinuity. Considering the distance of penetration of $\delta^{18}O$ alteration in the lower and upper units, one should thus consider the

whole shear zone as a 100-150 m-thick tilted porous layer, in which convection cells occur at the scale of hundreds meters.

The above results strongly suggest that the detachment of Tinos, although representing a permeability barrier, was at least transiently infiltrated by surface-derived fluids until late ductile greenschist-facies depth. Similar conclusions were reached by Fricke et al. (1992) in the Ruby Mountain detachment. These authors suggested that dilatancy pumping triggers the downward infiltration of fluid into the ductile crust. Other independent studies of Basin and Range detachments, lacking a continuous record of $\delta^{18}O$ evolution, have interpreted veining and ^{18}O alteration as the result of two separate fluid systems, meteoric in the hangingwall and igneous in the footwall (Kerrich & Rehrig, 1987 ; Reynolds & Lister, 1987 ; Morrison, 1994). Their data could as well be interpreted as the result of progressive increasing interaction with meteoric fluids as the shear zone opens to circulation.

6e) Interpretation : The role of large-scale fluid infiltration in detachment evolution

If widespread, the involvement of meteoric fluids below the ductile-to-brittle transition of shear zones could have important mechanical consequences on the initiation of crustal detachments. Since crustal strength is maximum at about the depth of the ductile-to-brittle transition (Brace & Kohlstedt, 1980), normal faulting of the upper crust reasonably predates crustal failure and detachment formation (Lister & Davis, 1989 ; Axen, 1992). Active normal faults reaching depth of at least 10 km are known to occur in context of continental extension (Laigle et al., 2000), and to act as pathways for fluid migration. It is thus reasonable to assess that surface-derived fluids are already present at the base of the faulted brittle crust at the onset of continental rifting.

Rheological studies have shown that the adjunction of fluids at mid-crustal conditions, enhancing mineral reaction and weak phyllosilicates production, greatly alter the strength envelope of rocks (Wintsch et al., 1995 ; Bos & Spiers, 2002). Gueydan et al. (in press) have recently used such a reaction softening process to propose a model of crustal strain localization promoted by fluid adjunction, leading to the nucleation of a low-angle shear zone at 10-15 km depth.

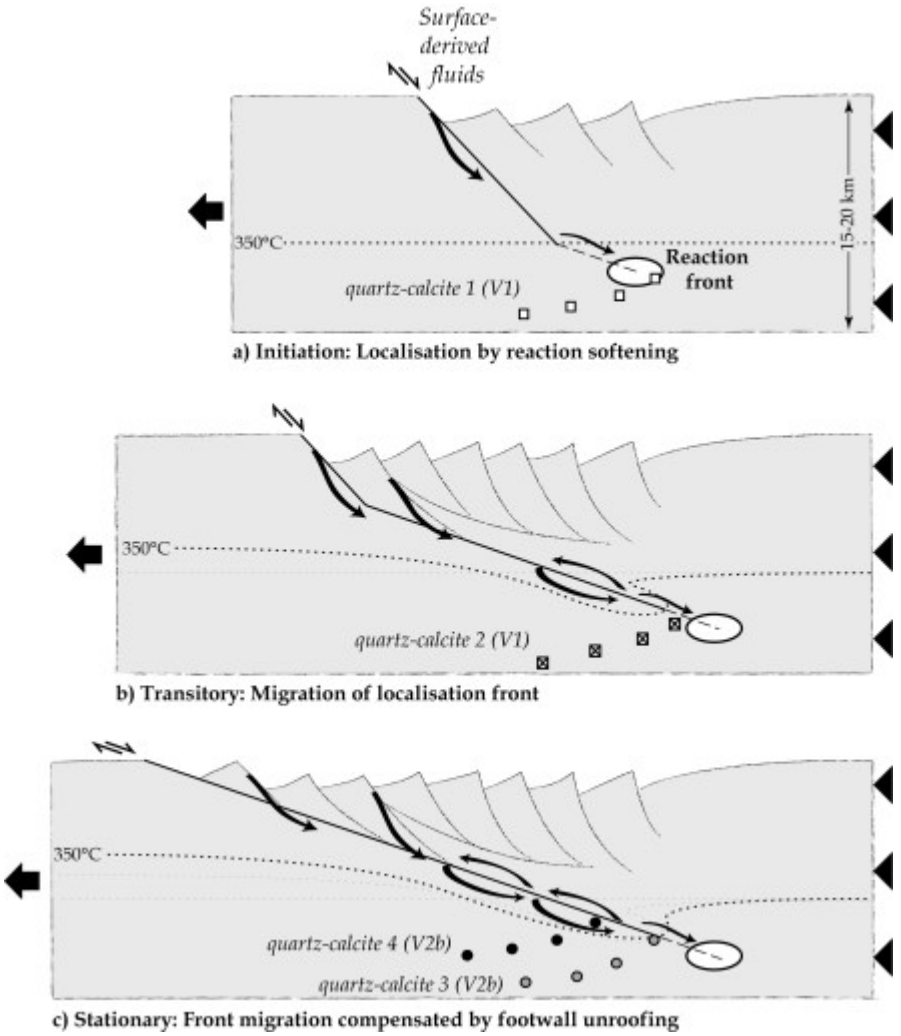


Figure 13 : *Cartoon showing a conceptual model of detachment evolution with infiltration of surface-derived fluids. a) Downward flow through crustal fault, and localization of deformation along a low-angle plane initiated by reaction softening at the base of brittle crust. Quartz-calcite generation 1 in V1 veins is at the base of the reaction front. b) Lowering of isotherms by advective cooling along convection cells in transitory state, and subsequent downward migration of the reaction front. Quartz-calcite 2 (V2a) occurs in ductile context after localization. c) Evolution toward a stationary state: The downward migration of the reaction front is compensated by the uplift of the footwall, as the rate of localization is equilibrated by the rate of opening. Quartz-calcite 3 and 4 (V2b) occur in late ductile-early brittle deformation, as convection cells disturb the thermal regime.*

In agreement with these recent advances, we thus propose an interpretation of detachment evolution, in which predetachment fluid infiltration acts as the destabilizing factor leading to strain localization (Fig. 13). Fluids are driven to 10-15 km by large-scale normal faults, reaching the transitional depth between frictional and viscous regimes. Adjunction of surface-derived fluids at the base of the brittle crust promotes stress-induced hydration reactions beneath the tip of the fault in the ductile context (Fig. 13a), yielding the formation of a shear zone by strain localization. At this early stage, only diffuse and non-localized penetration of fluids is expected, the composition of which is buffered by the wall rock at the hydration reaction front. This stage would correspond to generation 1 quartz and

calcite (V1), precipitated from rock-buffered fluids and occurring in quasi-plastic regime. As fluids infiltrate the newly formed shear zone section, the reaction front moves downward toward greater depth (Fig. 13b). Thermal convection cells are established at and above the ductile-to-brittle transition, removing heat from the footwall. Quartz-calcite 2 (V2a), would crystallize at this stage, beneath the transition. As the footwall moves upward and enters the frictional sliding regime, fractures nucleate and connect, thus increasing the permeability. Veins at this stage are marked by a strong surface-derived fluid signature and steep temperature gradients (quartz-calcite 3 and 4, V2b veins, Fig. 13c). As water is consumed by hydration reactions, surface-derived fluid infiltration recharges the convection system. Finally, the evolution of detachment production is expected to reach a stationary state. The downward propagation of the shear zone is compensated by the upward movement of the footwall, so that the reaction front stays at mid-crustal depth (Fig. 13c). This would agree with the fact that no influence of surface-derived fluid-rock interaction is documented deeper than greenschist- or amphibolite-facies conditions in core complex-related mylonites (Miller et al., 2002).

The following consequences of the above model should be expected in regions of active extensional detachments : (1) Microseismicity should not be spread out homogeneously along the detachment, but localized in swarms of microseisms at or above the reaction front, in the continuation of normal faults rooting on the detachment. (2) The extensional movement accommodated by the advance of reaction fronts progressively forming low-angle planes should be directly proportional to the amount of heat extracted by fluid circulation.

Indeed, Rigo et al. (1996) reported a shallow-dipping planar structure defined by the focuses of microseisms at 9-13 km beneath the gulf of Corinth, which they interpreted as a flat-lying detachment. They also noted that seisms were localized in swarms in the downward continuation of extensional faults, branching on the flat-lying structure. These swarms of seisms may represent reaction fronts. Besides, ODP Leg 180 borehole temperature measurements at Site 1108 revealed a thermal gradient of 100 °C.km^{-1} in the hangingwall of an active detachment fault in Woodlark Basin (Papua New Guinea). This temperature gradient was interpreted by Floyd et al. (2001) as convective heat transport by fluid flow along the detachment channel. Woodlark Basin is also characterized by an extremely fast opening rate in its continental portion (25-40 mm.yr^{-1}, Taylor et al., 1999).

There are increasing evidence that fluid flow plays a first order role in structural, geochemical, thermal, seismological and mechanical aspects of detachment processes. Our tentative model, although speculative, would help to reconcile these independent observations, from the initiation of a detachment to the final stage of core complex exhumation.

7. Conclusions

The core complex of Tinos Island has been intensely reworked by deformation and fluid interactions during its exhumation along a major shear zone. Careful description of finite strain patterns allowed us to recognize three types of metamorphic veins witnessing the complex interplay between fluid and deformation, as the ductile shear zone was transformed into a brittle detachment fault. The first type (V1 veins) formed in the ductile context. V2 veins occurred at the transitional depth between ductile and brittle regimes. The third type (V3 veins) opened in the brittle crust. Detailed structural, cathodoluminescence an $\delta^{18}O$ ion microprobe analyses on mineral infilling these veins indicate that (1) The conductive thermal gradient of the footwall was disturbed by advective removal of heat along the detachment, probably by thermal convection. (2) This refrigeration was promoted by massive infiltration of surface-derived fluids over depths of 10-15 km. (3) Massive fluid fluxes occurred with the coalescence of late ductile-early brittle veins, as the exhuming footwall crossed the ductile-brittle transition (4) Only small amounts of fluids penetrated the ductile crust beneath the transitional rheology.

Our results on the infiltration of surface-derived fluids support recent advances in shear zone modeling, showing that fluid inputs in the faulted crust may yield to strain localization by reaction softening. Brittle fault networks at the onset of rifting, by supplying fluids to the ductile-to-brittle transition would thus play a key role in the nucleation of a crustal detachment. This interpretation needs to be confirmed by independent results from active extensional detachment regions, combining heat flow measurements, fluid flow balance and microseismicity inversion along deep-seated normal faults.

Acknowledgments

Marc Chaussidon, Etienne Deloule and Michel Champenois are acknowledged for assistance at the ion microprobe of the CRPG-CNRS on Nancy. This work was supported by INSU-CNRS and CEPAGE grants.

REMARQUES COMPLEMENTAIRES

Dans le cadre de ce travail, trois remarques complémentaires peuvent être apportées à l'article n°1. La première conforte le schéma d'évolution des circulations de fluides au stade V3 à partir d'études antérieures. Le deuxième point propose une estimation de l'ordre de grandeur de la perméabilité des mylonites au stade V2b, à partir de la géométrie des veines. Dans la troisième remarque, la faisabilité des transports de chaleur convectifs est vérifiée dans le cadre de la zone de cisaillement de Tinos à partir des données de l'article n°1.

1. Origine des fluides au stade V3

Le schéma d'évolution de la composition isotopique des fluides peut être complété à partir de la bibliographie. Ganor et al. (1994) rapportent des valeurs du $\delta^{13}C$ comprises entre –5 et –10 ‰ (standard PDB) dans des veines à quartz-calcite qu'ils qualifient de "post-métamorphiques", sur les îles de Tinos, Sifnos, Kythnos et Naxos. Ces auteurs interprètent ces signatures très basses comme étant celles de fluides météoriques saturés en CO_2 d'origine organique. La description des veines de Ganor et al. (1994) correspond point à point au stade V3 identifié dans la présente étude. La signature du $\delta^{18}O$ de ces veines (mesurée par des méthodes d'extraction conventionnelles) s'échelonne entre 20 et 26 ‰ (Fig. IV.2). Cette signature est proche de la limite supérieure des valeurs présentées dans l'article n°1, ce qui confirme la tendance générale à l'enrichissement en oxygène 18 vers les générations les plus récentes.

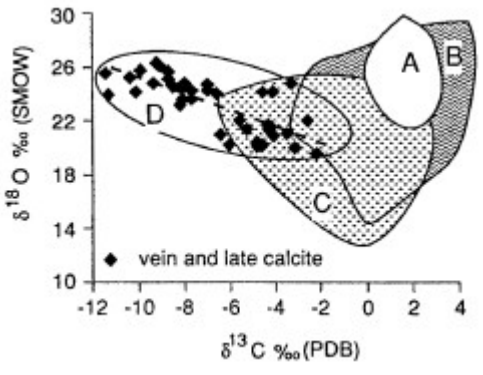


Figure IV.2 : *Composition isotopique du carbone et de l'oxygène dans la calcite des veines tardives (D) de Tinos, Sifnos et Kythnos, d'après Ganor et al. (1994). Mesures effectuées par séparation minérale et attaque à l'acide phosphorique. Les champs (A), (B) et (C) représentent les gammes de valeurs de la calcite dans les marbres, les métacarbonates impurs et les schistes, respectivement (données d'après Schliestedt et al., 1987 et Ganor et al., 1991).*

L'influence de fluides surfaciques (chargés en CO_2 organique) à des températures de plus en plus basses (enrichissement en ^{18}O) est donc aussi décelable dans le stade V3. Au-delà de la confirmation du modèle présenté dans l'article n°1, ces données indépendantes ont une portée plus vaste : elles suggèrent que l'infiltration des fluides au cours de l'exhumation est généralisable à l'ensemble des îles de l'ouest des Cyclades, au moins en ce qui concerne son stade tardif. Ces conclusions peuvent s'étendre au stade précoce si l'on considère l'enrichissement général du $\delta^{18}O$ qui accompagne la rétromorphose, constaté sur Syros et Siffnos (Matthews & Schliestedt, 1984 ; Barr et al., 1989) et maintenant vérifié sur Tinos. Prises dans leur ensemble, ces données tendent à suggérer que l'infiltration des fluides surfaciques au cours de l'exhumation en contexte de refroidissement est généralisable à l'ensemble des dômes métamorphiques de l'ouest des Cyclades.

2. *La barrière de perméabilité de la transition fragile-ductile*

L'influence croissante de fluides aqueux d'origine surfacique est le scénario le plus plausible pour expliquer l'évolution de la signature isotopique des générations 1, 2, 3 et 4 de couples quartz-calcite au cours de l'exhumation. Cette interprétation implique que la transition fragile ductile représente effectivement une barrière de perméabilité entre la croûte inférieure et la croûte supérieure, au moins dans un contexte de déformation active. Cette barrière est progressive, et franchie de manière transitoire. Ces caractéristiques correspondent bien aux profils de perméabilité et de porosité des Figures I.13b et c. Dans le cas de la zone de cisaillement de Tinos, c'est la fracturation liée au stade V2b qui occasionne le saut de perméabilité.

La perméabilité de la zone de cisaillement au cours du stade V2b peut être discutée à partir de la géométrie et de la densité du réseau de veines. Les deux familles de veines V2b s'intersectent avec un angle qui varie entre 20 et 45° selon les localités (Fig. III.15). Il est donc possible de considérer la population de V2b comme un réseau statistiquement connecté si la densité de veines est suffisante. Dans ce cas, un ordre de grandeur de la perméabilité peut être estimé à partir du modèle (simpliste) de Norton & Knapp (1977). Selon ce modèle, la perméabilité d'un réseau de fractures parallèles à la direction du flux est donnée par

$$k = \frac{nd^3 l}{12} \qquad \text{(IV.3)}$$

où n est la densité linéaire de fractures (nbre/m) et d leur épaisseur moyenne. La perméabilité d'interstices ($< 10^{-17}$ m² pour une mylonite ?) est négligée. Dans une zone de 100 m sous la zone de cisaillement, une fourchette de densités allant de 5 à 35 veines par mètre

est donnée par la Figure 6 de l'article n°1. L'épaisseur maximale des fentes en échelon du stade V2b est de l'ordre de 2 à 3 cm, pour une valeur moyenne autour de 0.5 cm. Cette épaisseur concerne le remplissage final (générations 3 + 4 de quartz-calcite). En revanche, aucune zonation du remplissage (génération 3) n'est mise en évidence à partir de l'analyse micro-texturale. Il est donc raisonnable de supposer que l'ouverture des fentes s'est produite en un seul épisode (et non pas par "crack-seal" progressif tel que le défini Ramsay, 1980). Nous prendrons donc une valeur de 0.1 cm comme borne inférieure de l'épaisseur des V2b au moment de leur ouverture. La longueur des V2b est généralement supérieure à 15 cm. Ces paramètres conduisent à une perméabilité égale ou supérieure à 10^{-11} m². Le modèle de Guéguen & Dienes (1989), donne des perméabilités encore plus fortes (supérieures à 10^{-9} m²).

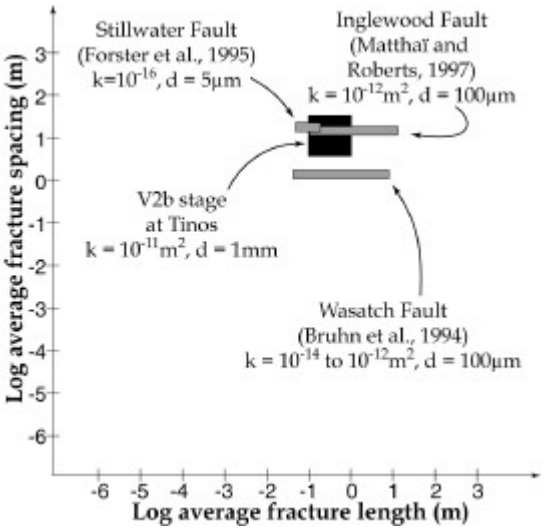


Figure IV.3 : *Perméabilité de la zone de cisaillement de Tinos au stade V2b, reportée sur le digramme de Matthaï & Roberts (Forster et al., 1995 ; 1997).*

Les valeurs de perméabilité déduites de la géométrie des veines V2b de la zone de cisaillement de Tinos sont un à trois ordres de grandeur plus élevées que celles des cataclasites de failles majeures actuelles. Cette différence peut être expliquée par 1) Le modèle de perméabilité employé. Les données géométriques manquent pour appliquer un modèle stochastique plus rationnel (voir Chilès & de Marsily, 1993). 2) La nature de l'objet étudié : le stade V2b observé dans l'actuel représente une intégration de toutes les fractures produites (et préservées) à la transition fragile-ductile. Cette géométrie finale majore donc vraisemblablement la perméabilité réelle à l'époque de la transition. Le remplissage des veines peut aussi avoir contribué à sceller la connectivité des fractures et à diminuer la perméabilité. Une perméabilité de fracture de l'ordre de 10^{-12} à 10^{-14} m² semble donc plus raisonnable pour rendre compte des circulations au cours du stade V2b.

3. Les transports de chaleur sont-ils advectifs ?

L'étude structurale des veines métamorphiques exposée au chapitre III.§II a révélé des transports de matière advectifs (Pe_c > 10) à l'échelle du dôme métamorphique. L'analyse isotopique présentée dans l'article n°1 suggère par ailleurs que les transferts de chaleur s'effectuent aussi par advection (Pe_T = 10). La faisabilité de cette hypothèse peut être testée au stade V2b par le calcul du nombre de Peclet (Eq. I.4). Les caractéristiques du fluide choisies pour ce calcul sont celles d'une solution aqueuse à ~200 °C (nous verrons dans les parties V et VI que ce choix de composition est justifié). Les paramètres de la roche proviennent de Turcotte & Schubert (1982). Les valeurs numériques sont données dans le Tableau IV.3. Si l'on considère des transferts de chaleur à l'échelle de la centaine de mètres tels que le suggère la zone d'altération isotopique mise en évidence dans l'article n°1, un flux supérieur à 9.10^{-8} $m^3.m^{-2}.s^{-1}$ est requis pour remplir la condition Pe_T > 10. Cette valeur correspond à une perméabilité minimale de $1.4.10^{-15}$ m^2 en prenant un fluide aqueux. Si l'on en croit l'estimation de la perméabilité faite au paragraphe précédent, cette condition est satisfaite au stade V2b. Les transferts de chaleur que suggère la thermométrie isotopique sont donc possiblement advectifs.

Paramètre	Valeur numérique	Descriptif
ρ_{H2O}	864 $kg.m^{-3}$	Densité de l'eau à 200 °C
C_p	$4.2.10^3$ $J.kg^{-1}.°K^{-1}$	Capacité calorifique de l'eau
α	10^{-3} $°K^{-1}$	Coefficient d'expansion thermique de l'eau
ν_{H2O}	$1.55.10^{-7}$ $m^2.s^{-1}$	Viscosité cinématique de l'eau à 200 °C
K_m	3.3 $W.m^{-1}.°K^{-1}$	Conductivité thermique de la roche
g	9.81 $m.s^{-2}$	Accélération de la pesanteur
L	~100 m	Epaisseur de la zone d'altération isotopique = échelle des transferts de chaleur

Tableau IV.3 : *Valeurs numériques entrant dans le calcul des nombres de Peclet et de Rayleigh.*

4. La convection thermique est-elle réalisable ?

Dans le contexte de la zone de cisaillement de Tinos, la convection thermique naturelle est le mécanisme le plus plausible pour rendre compte de l'advection de fluides à la fois ascendante (vers les plus faibles températures, comme l'indique la précipitation de silice croissante vers le détachement) et descendante (comme le suggère la signature isotopique des veines), ainsi que des transports advectifs de chaleur. La convection naturelle a souvent été invoquée pour rendre compte des minéralisations qui s'y localisent (récemment Manatschal et al., 2000 par exemple). Losh (1997), parmi d'autres, a proposé un modèle de

convection impliquant toute l'unité supérieure d'un détachement comme moteur des circulations. Cependant, l'analyse structurale du détachement de Tinos indique que les circulations s'effectuent le long d'une frange parallèle au plan de glissement (Fig. IV.4). Dans ces conditions, la faisabilité de ce mécanisme peut aussi être vérifiée à partir des données développées dans l'article n°1.

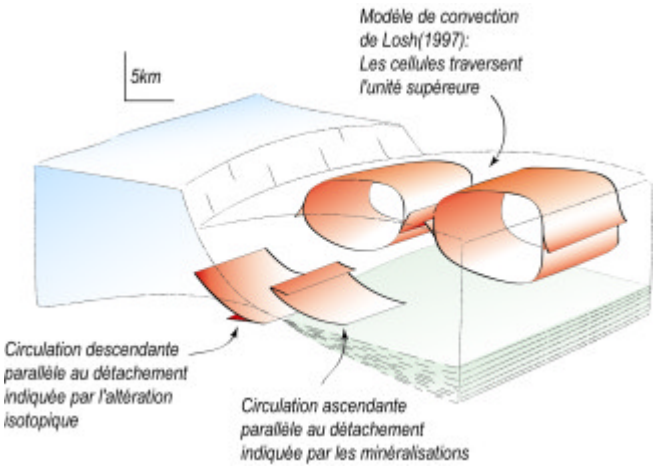


Figure IV. 4 : *Géométrie des circulations de fluides au travers du modèle de zone de cisaillement de Lister & Davis (1989). Losh (1997) propose un modèle de cellules convectives impliquant la totalité du compartiment supérieur. Le mouvement des fluides s'effectue alors grâce aux failles normales à fort pendage qui affectent le toit du détachement. Les marqueurs des circulations indiquent pourtant des circulations essentiellement parallèles au détachement (voir parties II et III).*

Si l'on considère la zone de cisaillement au stade V2b comme un horizon perméable d'une centaine de mètres d'épaisseur, incliné de 15 à 30°, la convection thermique est nécessairement initiée, sans condition sur la différence de température ou la perméabilité (Criss & Hofmeister, 1991). La forme des cellules de convection dépend de la valeur du nombre de Rayleigh. En dessous de $Ra_{critique} = 4\pi^2.\cos 15°$, la convection s'organise selon une cellule unique, parallèle à la zone de cisaillement, qui n'occasionne que des transports de chaleur advectifs négligeables en regard de la conduction (cf. annexe 5). En revanche, au dessus de cette valeur critique, des cellules transverses multiples s'initient et se superposent à la cellule unique, occasionnant des transfers de chaleur advectifs supérieurs aux transferts conductifs.

Si l'on reporte la valeur de $Ra_{critique}$ dans l'équation I.11, avec une différence de température de ~100 °C (Fig. 9 de l'article n°1), une peméabilité minimale de 5.10^{-14} m^2 est nécessaire pour permettre la mise en place de cellules transverses multiples avec advection de chaleur. Cette condition est très probablement vérifiée au stade V2b. La formation de cellules convectives à l'échelle de la centaine de mètres est donc un mécanisme géologiquement concevable pour rendre compte du refroidissement important documenté par la signature isotopique génération de quartz-calcite 3 et 4. **Un refroidissement advectif du dôme métamorphique peut avoir été engendré par des circulations de fluides le long du détachement, à partir de la transition fragile-ductile et au dessus.**

La convection thermique n'explique pas en revanche la pénétration des fluides au-delà de la transition fragile-ductile. L'influence isotopique de fluides surfaciques est pourtant déjà décelable à proximité du détachement dans les générations 1 et 2 (Fig. 9f, et 11 de l'article n°1). Le moteur possible de ces infiltrations est discuté dans la partie suivante.

CINQUIEME PARTIE

PENETRATION DES FLUIDES DANS LA CROUTE DUCTILE,

POMPAGE PAR DILATANCE CYCLIQUE

Présentation de l'article n°2 ____ **166**
1. Application du modèle de pompage sismique aux détachements ____ **167**
2. Principe général ____ **168**
3. Stade de formation des ombres de pression. ____ **169**
4. Conclusions de l'article n°2 ____ **169**

Article N°2 ____ **173**
Abstract ____ **175**
1. Introduction ____ **175**
2. Tinos shear zone ____ **176**
3. Experimental procedures ____ **177**
3a) Samples preparation ____ *177*
3b) Oxygen isotope micro-analysis ____ *178*
3c) Microthermometry ____ *178*
4. Results ____ **179**
4a) Micro-textures ____ *179*
4b) Oxygen isotope composition ____ *181*
4c) Microthermometric data ____ *183*
5. Discussion ____ **186**
5a) Fluid movement recorded by oxygen isotope data ____ *186*
5b) Fluid salinity variations ____ *187*
5c) Pore pressure fluctuations ____ *188*
5d) Dilatancy pumping in extensional detachment shear zones ____ *189*
6. Conclusion ____ **191**
Acknowledgements ____ **192**

PRESENTATION DE L'ARTICLE N°2

L'article n°2 est la suite logique de la quatrième partie. Cet article a pour but de mettre en évidence les mécanismes qui permettent la pénétration des fluides surfaciques au-delà de la transition fragile-ductile. Les modèles de pompage par dilatance cyclique en contexte de déformation ductile sont testés à l'échelle microscopique dans le cadre du détachement de Tinos. Les résultats permettent de tirer des conclusions à l'échelle macroscopique sur le comportement des fluides à la transition fragile-ductile.

1. Application du modèle de pompage sismique aux détachements

Le pompage sismique des fluides a régulièrement été invoqué pour rendre compte des migration à grande échelle d'éléments volatils au travers des zones de cisaillement ductiles (Fricke et al., 1992, Reynolds & Lister, 1987, cf. partie II). McCaig (1988) établit un modèle de pompage sismique en domaine ductile, adapté de celui de Sibson et al. (1975) en domaine cassant, pour rendre compte de l'infiltration vers les fortes pressions en domaine ductile.

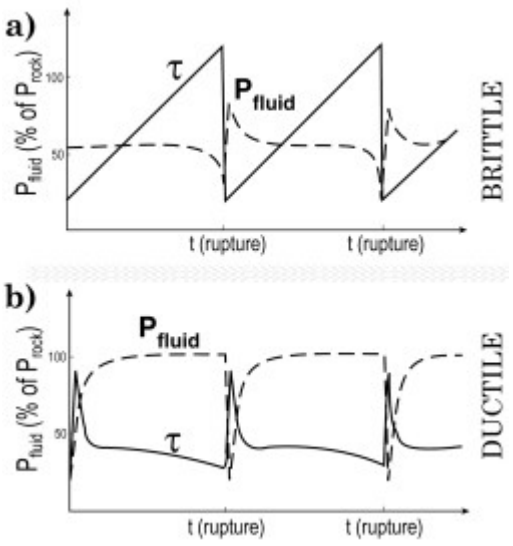


Figure V.1 : *a) Modèle de pompage sismique de Sibson (1975) dans la croûte supérieure. b) Modèle de pompage sismique en domaine ductile de McCaig (1988), commandé par la sismicité de la zone sismogénique sus-jacente. Les deux diagrammes représentent les variations schématiques de la contrainte cisaillante (t) et de la pression de fluide (P_{fluid}) avec le temps (t) au cours de plusieurs cycles sismiques. Les cycles de la pression de fluide sont en opposition de phase au-dessus et en dessous de la transition rhéologique.*

Selon McCaig (1988), c'est un déphasage du relâchement de la contrainte entre le domaine cassant et le domaine ductile, qui génère un effet de succion, et un mouvement descendant des fluides surfaciques, lors de la rupture sismique (Fig. V.1). L'infiltration des fluides dans la zone de cisaillement est donc cyclique et épisodique, et dominée par une perméabilité de fracture, qui varie au cours des cycles de dilatance/contractance. La profondeur d'infiltration est limitée par la profondeur d'influence des cycles sismiques. Ce modèle est imaginé pour un contexte compressif, mais peut être conceptuellement étendu aux zones de cisaillement extensives.

Les observations concrètes du pompage sismique en domaine ductile sont pourtant cantonnées aux contextes de convergence. La raison en est la suivante : C'est dans les zones de cisaillement inverses, à plus forte raison lorsque celles-ci sont orientées selon un angle élevé par rapport aux contraintes régionales, que la contrainte principale majeure (sub-horizontale) est la plus forte. Les pressions de pores doivent alors vaincre la pression lithostatique pour conduire à la rupture en tension. Dans ces conditions optimales (ce sont les hypothèses de départ du modèle de "fault-valve" de Sibson et al., 1988), Les variations de pression ont une amplitude forte, et sont par conséquent marquées par des structures observables. Dans les zones de cisaillement compressives, les fabriques structurales (Boullier & Robert, 1992 ; Robert & Boullier, 1993 ; Robert et al., 1995 ; Nguyen et al., 1998), les inclusions fluides (Nwe & Grundmann, 1990 ; Boullier & Robert, 1992 ; Robert & Boullier, 1993 ; Robert et al., 1995 ; Henderson & McCaig, 1996) et la géochimie (McCaig & Wayne, 2000) apportent un nombre croissant d'observations indépendantes qui confirment la validité des modèles de pompage sismique (Sibson et al., 1975 ; Sibson, 1981 ; McCaig, 1988 ; Sibson et al., 1988 ; Sibson, 1992).

Au contraire dans les failles normales, les pressions de pores ne doivent vaincre que la résistance à la tension de la roche, et l'amplitude attendue des variations de pression est moins élevée (Sibson, 2000). **Dans le cas des détachements ductiles, les structures qui marquent ces variations du régime de pressions sont par ailleurs transitoires, et oblitérées par la déformation ductile.** Pour cette raison, les phénomènes de pompages au sein des détachements n'ont jamais fait l'objet d'une étude spécifique, malgré les nombreux modèles s'y réfèrent pour expliquer les circulations en domaine ductile.

Dans l'article n°2, nous recherchons les preuves indirectes d'un mouvement de fluides par pompage, dans les structures ductiles les plus aptes à avoir enregistré et préservé une dilatance cyclique.

2. *Principe général*

Toutes les études qui mettent en évidence les mécanismes de pompage par dilatance se basent sur deux observations conjointes : (1) le caractère cyclique des phénomènes de création et de suppression d'espace (comme le crack-seal par exemple, Ramsay, 1980), pouvant s'apparenter aux cycles sismiques, et (2) les variations de pression des pores au cours des cycles de dilatance/contractance. Dans l'article n°2, nous cherchons à retrouver le caractère cyclique des circulations de fluides au stade actif de la mylonite schiste vert de la zone de cisaillement de Tinos. Les objets étudiés sont des ombres pression constituées de quartz et de calcite, autour de porphyroblastes de pyrite. Le haut pouvoir de résolution spatiale de la sonde ionique du CRPG de Nancy est utilisé sur ces ombres de pression pour mettre en évidence le caractère cyclique de la signature isotopique du remplissage. Cette cyclicité est directement reliée à l'origine des fluides, d'une part, et d'autre part au mode d'infiltration des fluides. Les données isotopiques sont combinées à une analyse microthermométrique des inclusions fluides réalisée au laboratoire de Géologie de l'Université de Cergy-Pontoise en collaboration avec R. Hébert, pour contraindre les conditions de pression-température des fluides au moment de leur piégeage. L'ensemble des résultats est confronté au modèle de pompage sismique en domaine ductile (les données isotopiques et microthermométriques sont disponibles dans les annexes 4 et 5).

3. Stade de formation des ombres de pression.

Les micro-textures du remplissage, détaillées dans l'article n°2, présentent toutes les caractéristiques du stade V2a (Fig. V.2b). Par la suite, nous considérerons les ombres de pressions comme synchrones de ce stade de formation des veines, et donc de la mylonitisation schiste vert. Aucun caractère cyclique n'est identifiable à partir des micro-textures du remplissage (pas de "crack-seal") Toutes les ombres de pressions étudiées proviennent d'un même échantillon, collecté dans les ultramylonites qui bordent le détachement de l'îlot de Planitis (Fig. V.2a, localisation donnée en annexe 2).

4. Conclusions de l'article n°2

(1) Un profil $\delta^{18}O$ haute résolution allant des épontes vers le centre d'une ombre de pression, montre une chute brutale de la signature isotopique du fluide en équilibre avec les fibres antitaxiales de quartz et de calcite, entre deux étapes d'enrichissement en ^{18}O. Ces variations sont interprétées comme l'infiltration soudaine d'un fluide externe à faible $\delta^{18}O$, entre deux périodes de tamponnage par la roche en système clos. Ces infiltrations se produi-

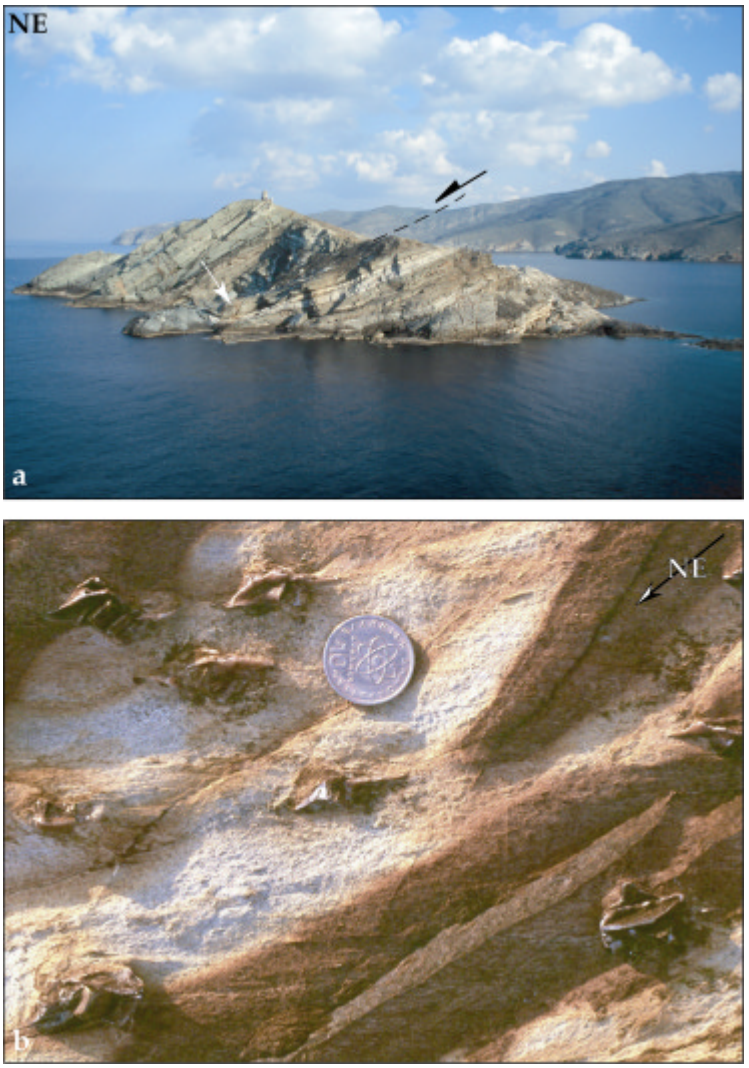


Figure V.2 : *a) Détachement de Planitis, entre les alternances volcano-sédimentaires de l'unité inférieure et les métabasites de l'unité supérieure. La flèche blanche marque le lieu d'échantillonnage. b)Porphyro-blastes de pyrite avec ombres de pression à quartz-calcite dans les ultramylonites qui bordent le contact.*

sent lors de l'ouverture cyclique et transitoire de microfractures entre les périodes de déformation ductile.

(2) Les inclusions fluides piégées dans le quartz et la calcite présentent des salinités et des températures d'homogénéisations qui augmentent depuis les épontes jusqu'au centre des ombres de pression. Ces variations correspondent à des isochores de densité de plus en plus basses dans le champ pression-température, interprétées comme des fluctuations de la pression du fluide entre les conditions lithostatiques et hydrostatiques, au moment du piégeage des inclusions.

(3) Les variations isotopiques se produisent dans l'intervalle de temps compris entre le début et la fin du piégeage des inclusions fluides. Les deux phénomènes sont donc vraisemblablement associés à un seul et même mécanisme. Les variations cycliques et conjointes de la composition isotopique, de la salinité et de la pression des fluides sont en

excellent accord avec le modèle de pompage sismique de McCaig (1988) en régime de déformation ductile. Cette interprétation suggère que le pompage sismique était efficace lors de la mylonitisation schiste vert du dôme métamorphique de Tinos.

(4) La signature externe du fluide suggère que les forces de succion générées par le pompage sismique sont suffisamment importantes pour induire des transports d'éléments volatiles à grande échelle.

Dans le cadre du présent mémoire, une cinquième conclusion très importante peut être dégagée. **Le pompage sismique en domaine ductile est le mécanisme le plus pertinent pour rendre compte des infiltrations de fluides surfaciques aux stades V2a et V1, contre le gradient de pression lithostatique**.

ARTICLE N°2

Soumis pour publication à la revue
"Earth and Planetary Science Letters"

ION PROBE AND FLUID INCLUSION EVIDENCES FOR FLUID INFILTRATION BY CYCLIC PUMPING IN A CRUSTAL DETACHMENT

V. Famin[1,3], R. Hébert[2] and P. Philippot[3]

1 : Laboratoire de Tectonique, case 129. UPMC 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05. France.
2 : Département des Sciences de la Terre. Université de Cergy-Pontoise, 8, avenue du Parc - Le Campus - Bât. I, 95031 Cergy-Pontoise, France.
3 : CNRS, Laboratoire de Géosciences Marines, IPGP, Case 89. UPMC 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05. France.

Corresponding author : vincent.famin@lgs.jussieu.fr

Abstract

Seismic pumping plays a crucial role on large-scale fluid movement in compressive ductile shear zones at depth of 10-15 km. In this paper we investigated the effect of seismic pumping on an extensional detachment in the case of Tinos Island metamorphic core complex (Cyclades, Greece). Ion microprobe oxygen isotope analyses and fluid inclusion studies have been conducted on quartz-calcite strain fringes developing around pyrite blasts in the mylonitic footwall of the shear zone. A micro-scale $d^{18}O$ traverse from the edge to the centre of one of the fringes reveals a periodic stable isotope fluctuation. $d^{18}O$ in calcite increases from 19.5 ‰ to 21 ‰ in 1 mm toward the blast, falls abruptly of 3 ‰ in less than 200 µm, then rises again to initial values at the end of the transect, in the centre of the fringe. The oxygen isotope variations are interpreted to represent episodic influx of externally derived (seawater?) fluids into the shear zone through transient fracture permeability, interspersed by periods of closed-system buffering by the wallrock. Fluid inclusions trapped in quartz and calcite show increasing salinities (0 to 4 wt% NaCl eq.) and decreasing densities from the edge to the centre of strain fringes. The ~150 °C variation in homogenisation temperature is too large to be accounted for by variation in the fluid temperature, and is interpreted to reflect fluctuation from lithostatic (l = 1) to hydrostatic (l = 0.4) fluid pressures in the time span of fringe growth. Oxygen isotope and fluid inclusion data are in excellent agreement with models of pumping in compressive shear zones triggered by earthquake cycles in the overlying seismogenic zone. Seismic pumping was therefore efficient in the detachment at depth of active greenschist-facies mylonite. This interpretation suggests that cyclic valving developed suction forces sufficient to drive large-scale fluid migration during extensional core complex exhumation, as in convergent tectonic settings.

1. Introduction

Shear zones are acknowledged to act as major conduits for large-scale downward or upward fluid migration beneath the ductile-to-brittle transition (Fricke et al., 1992 ; Wickham et al., 1993). This observation raises a paradox at depth because ductile flow is expected to close pore structures until fluid pressure reaches lithostatic values (Kerrich et al., 1984). In order to solve the paradox, Fault valve models (Sibson et al., 1975 ; Sibson et al., 1988 ; Sibson, 1994) have been adapted to ductile shear zones and suggest that fluid migration is triggered by the downward propagation of suction effects into the aseismic region, as a consequence of earthquake cycles in the seismogenic zone (McCaig, 1988). There are growing evidences for the validity of such models in compressive shear (O'Hara & Haak, 1992 ;

Henderson & McCaig, 1996 ; Küster & Stöckhert, 1999), where high principal stresses are capable to generate high pore pressure fluctuations and regional fluid flow (Sibson et al., 1988). Sibson (2000) has proposed to extend fault-valve action to detachment shear zones responsible for the exhumation of metamorphic core complexes. In this specific case however, pumping mechanisms alone are not expected to account for the large-scale fluid movements observed, because suction effects are more readily relaxed by tensile fractures cutting across the footwall.

In this paper we investigate the influence of dilatancy pumping in the core complex of Tinos Island (Cyclades, Greece) that has been exhumed during the Miocene by a low-angle extensional shear zone. The validity of pumping models rely on evidences for stress cycling and fluid pressure fluctuations, such as crack-seal structures (Etheridge, 1983) or heterogeneous fluid inclusion trapping (Boullier & Robert, 1992), recorded during the syntectonic opening of veins or jogs. We apply ion microprobe oxygen isotope analysis on quartz-calcite strain fringes as a new tool to provide clues for cyclic fluid movement at the time of ductile flow. Stable isotope data are combined with fluid inclusion microthermometry to relate fluid cycling to pressure fluctuations. The results have direct implications on the validity fault-valve models in crustal detachments at depth of greenschist-facies active mylonite.

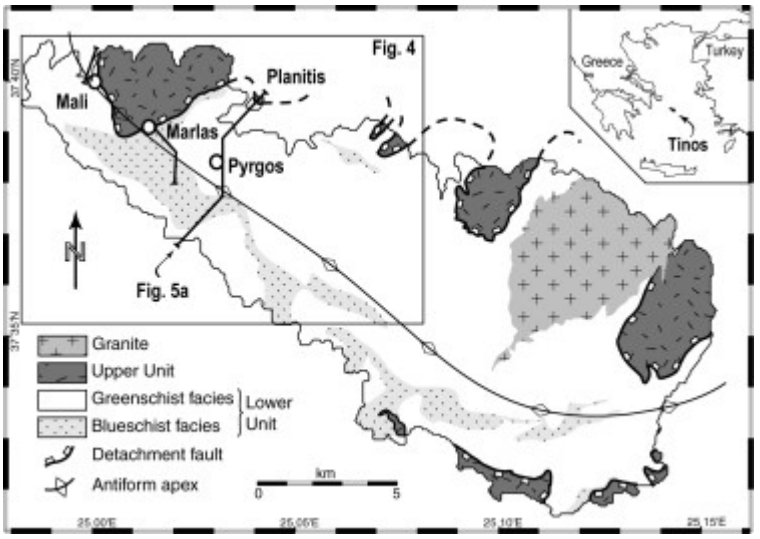


Figure 1: *a) Simplified structural map of Tinos Island (modified from Mélidonis, 1980). b) SW-NE cross section with core complex antiform and low-angle detachment fault.*

2. *Tinos shear zone*

The detachment is a sharp shallow-dipping discontinuity (Fig. 1), presenting all the features of an evolved major ductile extensional shear zone (Avigad & Garfunkel, 1991 ;

Gautier & Brun, 1994b ; Gautier & Brun, 1994a). The footwall belongs to the Cycladic core complex windows and comprises a volcano-sedimentary sequence of interbedded metabasites, metapelites and marbles (Fig. 1b) affected by Eocene (40-45 Ma) eclogite- to blueschist-facies metamorphism. High-pressure rocks were partly overprinted by a greenschist-facies retrogression during the Miocene (23-21 Ma) in response to their interaction with H_2O-rich fluids during exhumation (Bröcker, 1990 ; Bröcker et al., 1993 ; Bröcker & Franz, 1998). The metamorphic conditions of the blueschist- and greenschist-facies events have been estimated respectively at about 1.2-1.5 GPa and 450-550 °C, and 0.2-0.7 GPa and 400-450 °C (Bröcker, 1990 ; Bröcker et al., 1993 ; Parra et al., 2002).

The hangingwall consists in a dismembered ophiolite sequence (Katzir et al., 1996) composed of serpentinites, metabasites and metagabbros that have experienced sea-floor alteration during the Late Cretaceous (Patzak et al., 1994 ; Bröcker & Franz, 1998). On the southern part of the island, both upper and lower units were intruded by two Miocene granodiorite bodies at 18 and 14 Ma (Altherr et al., 1982 ; Altherr et al., 1988), causing a contact metamorphism aureole of about 1 km width (Fig. 1a, Mélidonis, 1980).

The core complex nature of the lower unit is illustrated by its NW-SE elongated dome shape (Fig. 1b) with stretching lineation trending NE at the regional scale (Gautier & Brun, 1994b ; Jolivet & Patriat, 1999). Ductile mylonitic fabric and greenschist-facies overprint of high-pressure rocks both increase toward the detachment on NE side of the island. The degree of greenschist-facies overprint is thus clearly correlated with the amount of simple shear deformation observable in the field (Gautier & Brun, 1994a). Retrogression is maximum in the ~20 m-thick talc-rich ultra-mylonite zone underlying the detachment, best cropping out on Planitis islet. Ultramylonites are also marked by intense mineralisation of quartz, carbonates and sulphides in the form of ductile-to-brittle metamorphic veins. Quartz-calcite oxygen isotope thermometry on these veins yields temperatures between 250 and 350°C. These facts suggest that the shear zone acted as a conduit for fluid migration at mid-crustal conditions (10-15 km, T° < 400 °C), close to depth of the so-called ductile-to-brittle transition.

3. *Experimental procedures*

3a) Samples preparation

Three 150 µm-thick doubly polished thick sections (Ti 137a, Ti 137b, Ti 137c shown respectively in Fig. 2a, Fig. 5d and Fig. 6d), containing pyrite porphyroblasts with strain fringes oriented parallel to the stretching lineation, were extracted from the same mylonite sample collected at 1 m below the detachment of Planitis. Thick sections were studied in

detail by optical and cathodoluminescence (CL) imaging in order to characterise the texture of quartz and calcite crystals and the pattern of fluid inclusion distribution in the strain fringes of pyrite clasts. CL imaging was performed on a Technosyn Mark II cold-cathode device mounted on a Nikon Optiphot microscope, using a 15 kV accelerating voltage and a beam current of 0.5 mA. The resulting images, together with plane polarised and crossed-polar transmitted light images were captured before and after chemical analyses as microphotographs on Kodak Ektachrome P1600x photographic films.

3b) Oxygen isotope micro-analysis

40 oxygen isotope microanalyses were carried out on one of the thick sections (Ti 137a) on three calcite grains and adjacent quartz grains, along a traverse from fringe outside to pyrite walls. Analyses were made using a Cameca IMS 1270 ion microprobe at the Centre de Recherche en Pétrologie et Géochimie (CRPG) of Nancy (France). Measurements were performed with a 20 µm primary beam of Cs^+ ions at 0.5nA intensity, accelerated in a 10 kV voltage. Positive charges at the sample surface were neutralised using an O^- secondary source at 10 kV. High-energy secondary ions were collected in a mass spectrometer set at a mass resolving power of 5000. ^{18}O and ^{16}O were counted in multicollection on two Faraday cups, giving about 4.10^6 and 2.10^9 counts per second, respectively. Measured internal precision for each analysis ranged from ±0.24 ‰ to ±0.46 ‰ for quartz and ±0.15 ‰ to ±0.39 ‰ for calcite (2σ). The 40 $\delta^{18}O$ point-analyses of the strain fringe were preceded by analyses of two quartz standards (QZCWRU at 24,52 ‰ and BOG1 at 12.34 ‰) and two calcite standards (MEX at 23.64 ‰ and CARB at 11.31 ‰), yielding consistent instrumental mass fractionations of 11.64 ±0.49 ‰ and 10.03 ±0.75 ‰, respectively. Correction of $\delta^{18}O$ measurements from instrumental fractionation yields absolute precision of about ±0.59 ‰ for quartz and ±0.80 ‰ for calcite. The analyses were normalised to SMOW standard.

3c) Microthermometry

Fluid inclusions were studied in the two other thick sections (Ti 137b and Ti 137c), and conventional microthermometric measurements were performed on a Linkam THMSG 600 heating/freezing stage with a video camera attachment, following procedures outlined by Roedder (1984). Only inclusions contained in quartz were selected for microthermometry. Temperature calibration for the microthermometric stage was made using Synflinc synthetic fluid inclusion standards. Last melting temperatures were observed at heating rates of

1°C/min after freezing at –90°C. Homogenisation temperatures were observed at 1-5°C/min rates, depending on the inclusion size. Salinity and density isochores of fluid inclusions were computed in using FLINCOR software (Brown, 1989). Fluid inclusions displaying either halos or necking down were not selected for microthermometric measurements. We also avoided fluid inclusions in calcite because of possible changes in physico-chemical properties after trapping (Roedder, 1984).

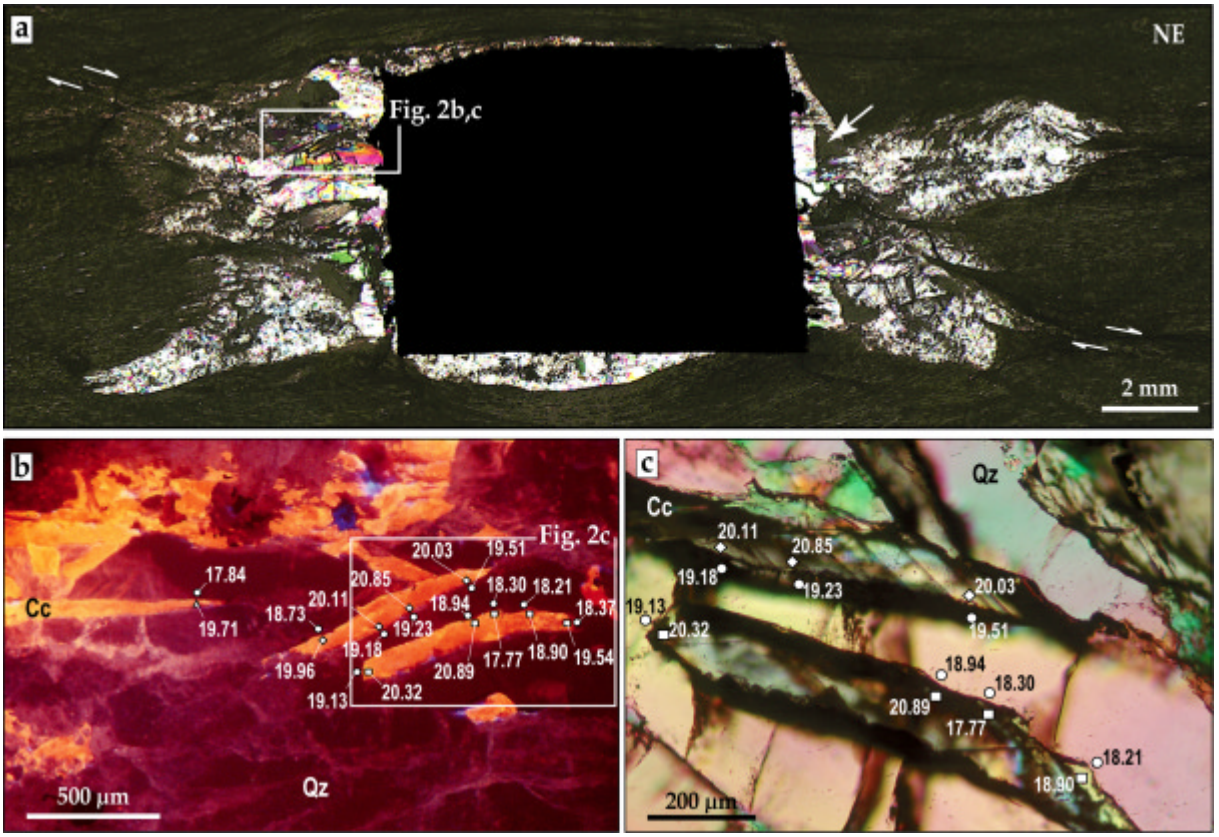


Figure 2: *a) Ti 137a strain fringe around a pyrite clast, showing a top to NE shear sense. White arrow marks the incremental segment. b) Cathodoluminescence imaging of Ti 137a strain fringe showing micro-scale* $\delta^{18}O$ *measurements mapped on bright calcite and dark quartz (location Fig. 2a). c) High-magnification optical imaging of Fig. 2b showing quartz and calcite textures, together with* $\delta^{18}O$ *mapping.*

4. Results

4a) Micro-textures

Strain fringes around pyrite porphyroblasts consist of quartz and calcite with minor amounts of opaque minerals. Deflection of phyllosilicates flakes from the mylonite matrix at the contact with fringe tails, together with shear planes, indicate a non-coaxial deformation

with top to NE sense of shear (Fig. 2a, 5d). This motion is consistent with the displacement of the shear zone indicated by macroscopic criteria (Gautier & Brun, 1994a ; Jolivet & Patriat, 1999). Elongated euhedral fibres, roughly parallel to each other, are curved with moderate undulose extinction on the outer, oldest part of the fringes, whereas they are more straight on the inside, and perpendicular to the pyrite walls (Fig. 2a). These features indicate a displacement-controlled antitaxial fibre growth (Passchier & Trouw, 1998). Calcite needles sharpen and disappear toward the pyrite blasts, whereas quartz grains broaden, suggesting progressive increasing growth rate of quartz at the expense of calcite. Both mineral species display a very homogeneous luminescence devoid of zonation (Fig. 2b), dark purple for quartz and bright orange for calcite. Optical and cathodoluminescence patterns show all the features for textural equilibrium between quartz and calcite (Fig. 2c). The inner part of strain fringes (devoid of calcite) is subdivided into small segments indicating incremental deformation steps at the last stage of fringe growth. A quartz inclusion trapped in the overgrowth rim of Ti 137b pyrite blast (Fig. 5d) shows that at least part of pyrite growth is synkinematic to the motion of the shear zone.

Two types of fluid inclusions can be recognised in strain fringes upon optical observation. Type 1 consists in 2-5 µm-large oval inclusions that are either isolated or organised into clusters not linked to any healed fractures (Fig. 3a). Some of these inclusions are now monophased and display evidences of leakage or decrepitation. The majority, however, are two-phases (L + V) liquid-rich aqueous inclusions with high degree of fill (F = 0.95). It is worth noticing that these fluid inclusions occur only in the oldest, external part of the strain fringes, and in the quartz inclusion within Ti 137b pyrite rim (Fig. 3c, 5d). Type 1 inclusions are therefore considered as primary and contemporaneous of pyrite growth and strain fringe initiation. Type 2 inclusions are 5 to 10 µm-large. These two-phases (L+V) aqueous inclusions with high but variable degree of fill ($0.75 \leq F \leq 0.95$, Fig. 3b) present a wide variety of shapes, from oval or irregular voids to negative crystals, and are locally affected by necking down. Type 2 inclusions occur either into planes mimicking healed fractures or along grain boundaries. Grain boundary Type 2 inclusions are observed everywhere in the fringe whereas healed fractures are found only in the external parts (Fig. 3c). This indicates that Type 2 fluid inclusions were trapped during the ductile deformation leading to the genesis of the fringes. This is confirmed by the orientation of Type 2 fluid inclusion planes, which are consistent with the top to NE direction of ductile shearing (Fig. 5c, 6c).

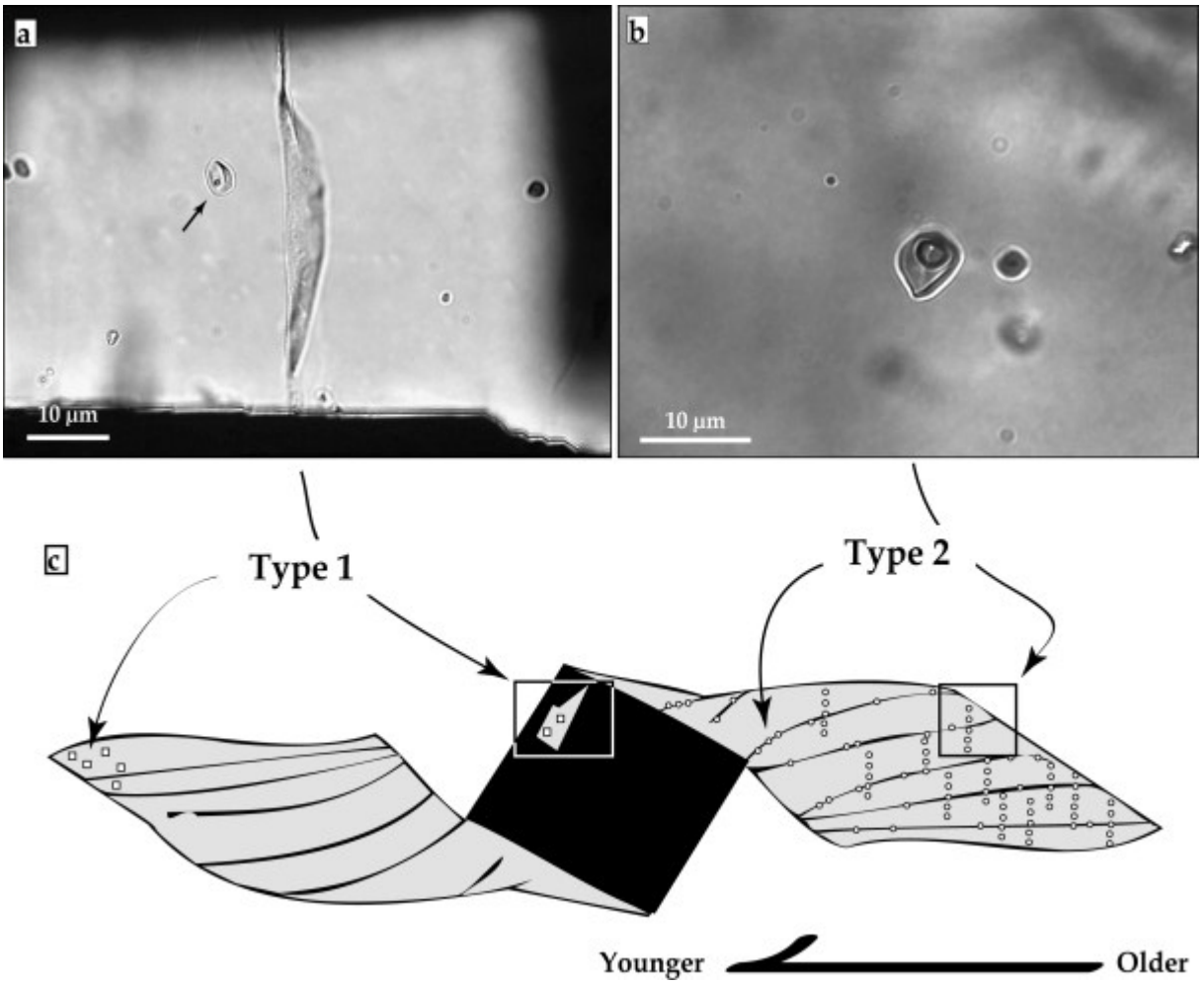


Figure 3: *a) Type 1, high degree of fill, two phases aqueous fluid inclusion trapped in a quartz inclusion of Ti 137b pyrite porphyroblast (location Fig. 5d). b) Type 2 two phases aqueous fluid inclusions in Ti 137b strain fringe. Note the lower degree of fill compared to Type 1. c) Cartoon of fluid inclusion locations within the strain fringes. Type 1 fluid inclusions, sketched on the right-hand side of the pyrite blast, are found only in the oldest, external parts of the fringe, and in quartz inclusions trapped in pyrites. Type 2 inclusions, sketched on the left-hand side, occur either as fluid inclusion planes or along grain boundaries. Grain boundary fluid inclusions are found everywhere within the fringe, while planes are found only in the external parts.*

4b) Oxygen isotope composition

Ion microprobe oxygen isotope measurements on quartz and calcite from Ti 137a fringe are given in Table 1, and mapped in Figure 2b, c. Stable isotope variations are also reported in Figure 4 as a function of the distance to pyrite blast. $\delta^{18}O$ values range between 18 and 21 ‰ for calcite and 17.5 and 19.5 ‰ for quartz. These values fall within the span of metasedimentary rock signatures, and are consistent with published bulk oxygen isotope data from Tinos metapelites (Ganor et al., 1991 ; Bröcker et al., 1993 ; Ganor et al., 1996 ; Matthews et al., 1999). The low $\delta^{18}O$ values of quartz compared to calcite values indicate that the two minerals are not in isotopic equilibrium, despite their texture. Between the outside of

the fringe and the pyrite blast, calcite oxygen isotope signature increases regularly from 19.7 ‰ to 20.9 ‰ in ~1000 µm, then shows a marked decrease of ~3 ‰ between 1000 and 800 µm from the clast (Fig. 4a). This shift is followed by an increase of ~1.5 ‰ in 400 µm toward the pyrite walls, reaching values similar to that of the beginning of the transect. Oxygen isotope pulse in calcite is mainly recorded within one grain; still the two other grains confirm the trends. $\delta^{18}O$ variations in quartz grains along the same transect are less marked, yet beyond absolute precision of the measurements (Fig. 4b).

Analysis number	$^{18}O/^{16}O$ (‰)	Intern. precision (±2s) (‰)	$d^{18}O_{SMOW}$ (‰)	Abs. precision (±2s) (‰)	Distance from Pyrite (µm)
Mex (23.64 ‰)					
pt1	13.3	0.26			
pt2	13.7	0.24			
pt3	13.93	0.25			
pt4	12.78	0.36			
pt5	13.21	0.16			
pt6	14.81	0.21			
pt7	12.61	0.18	Instrumental mass fractionation on calcite		
pt8	13.97	0.19	10.00 ±0.75 ‰		
Carb (11.31 ‰)					
pt1	2.31	0.32			
pt2	0.71	0.34			
pt3	0.38	0.26			
pt4	1.22	0.24			
pt5	2.19	0.18			
pt6	1.6	0.24			
pt7	0.63	0.22			
QZCWRU (24.52 ‰)					
pt1	12.72	0.35			
pt2	12.58	0.3			
pt3	13.48	0.27			
pt4	12.51	0.4			
pt5	12.93	0.3	Instrumental mass fractionation on quartz		
BOG (12.34 ‰)			11.63 ±0.49 ‰		
pt1	1.33	0.26			
pt2	0.14	0.44			
pt3	0.77	0.4			
pt4	0.66	0.3			
Ti 137a					
Qz1	6.74	0.33	18.37	0.59	405
Cc1	9.54	0.17	19.54	0.77	430
Qz2	6.67	0.24	18.30	0.55	810
Cc2	7.77	0.27	17.77	0.79	810
Qz3	6.58	0.29	18.21	0.57	620
Cc3	8.9	0.19	18.90	0.77	620
Qz4	7.31	0.35	18.94	0.60	930
Cc4	10.89	0.34	20.89	0.82	940
Qz5	7.88	0.3	19.51	0.58	915
Cc5	10.03	0.22	20.03	0.78	915
Qz6	7.6	0.34	19.23	0.60	1070
Cc6	10.85	0.23	20.85	0.78	1070
Qz7	7.55	0.28	19.18	0.57	1280
Cc7	10.11	0.15	20.11	0.76	1280
Qz8	7.5	0.3	19.13	0.58	1440
Cc8	10.32	0.39	20.32	0.84	1415
Qz9	7.1	0.35	18.73	0.60	1620
Cc9	9.96	0.2	19.96	0.77	1620
Qz10	6.21	0.46	17.84	0.67	2045
Cc10	9.71	0.21	19.71	0.78	2045

Table 1: *Ion microprobe oxygen isotope analyses in quartz and calcite from Ti 137a strain fringe, together with the distance of each measurement from the pyrite walls. See Fig. 2b, c for mapping.*

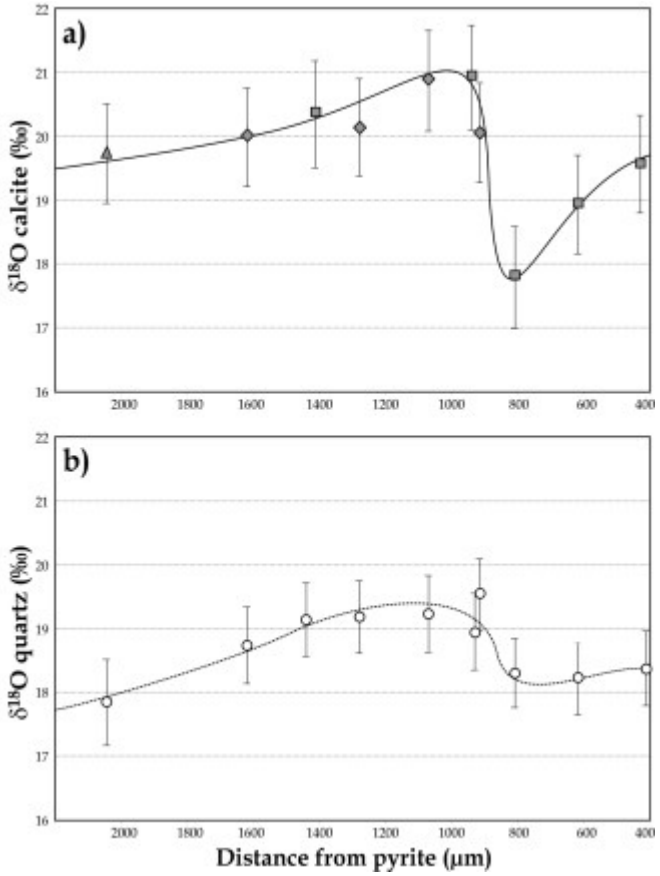
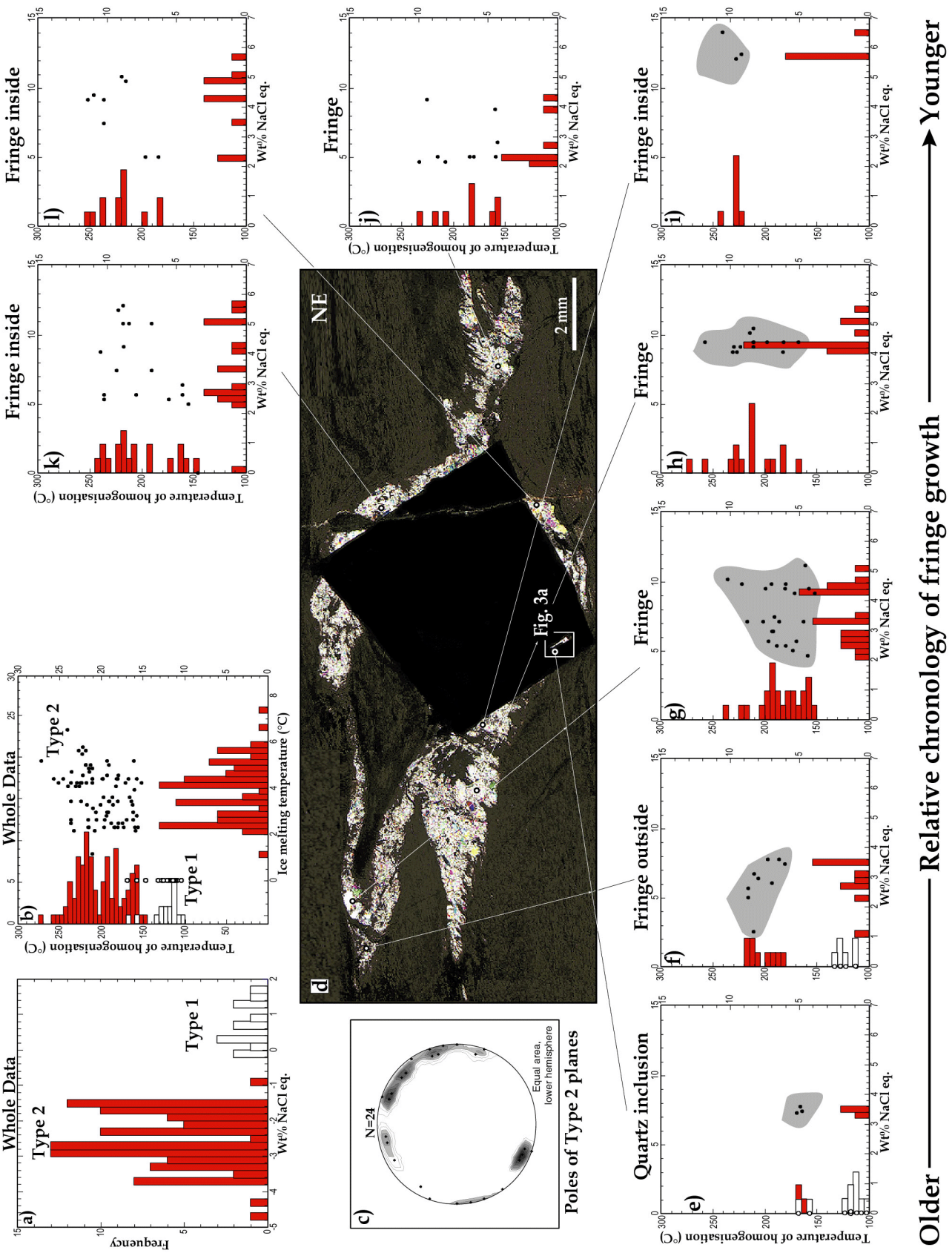


Figure 4: *Oxygen isotope variations as a function of the distance to pyrite walls in Ti 137a strain fringe. a) Calcite. Each symbol represents a different crystal. b) Quartz. See Fig. 2b for location.*

A fall of 1.3 ‰ is observed at 1000 to 800 µm from the pyrite crystal, after a gentle increase from 17.8 ‰ to 19.5 ‰ between 2000 and 900 µm. $\delta^{18}O$ pulses in quartz and calcite occur at the same distance from pyrite walls. This pulse occurs in the clearest part of quartz and calcite crystals (Fig. 2c), and is therefore not correlated to the presence of any textural defect such as crack or fracture.

4c) Microthermometric data

Microthermometric measurements on fluid inclusions from Ti 137b and Ti 137c strain fringes are reported in Figures 5 and 6. In Type 1 fluid inclusions, no phase change is observed at low temperature before ice melting. Ice melting is observed at temperatures between 0 and +2 °C, indicating a metastable behaviour (Fig. 5a, 6a). Ice melting temperatures around –2 °C, however, are obtained at high heating rates (e. g. 5 °C/min). No chlatrate are found in Type 1 inclusions. Complete homogenisation to liquid phase occurs between 100 and 140 °C, with a maximum frequency at 125 °C (Fig. 5b, 6b). Ice melting


a)
Whole Data
Type 2
Type 1
Frequency
Wt% NaCl eq.
b)
Whole Data
Type 2
Type 1
Temperature of homogenisation (°C)
Ice melting temperature (°C)
c)
N=24
Equal area,
lower hemisphere
Poles of Type 2 planes
d)
NE
2 mm
Fig. 3a
e)
Quartz inclusion
Temperature of homogenisation (°C)
Wt% NaCl eq.
f)
Fringe outside
Wt% NaCl eq.
g)
Fringe
Wt% NaCl eq.
h)
Fringe
Wt% NaCl eq.
i)
Fringe inside
Wt% NaCl eq.
j)
Fringe
Temperature of homogenisation (°C)
Wt% NaCl eq.
k)
Fringe inside
Temperature of homogenisation (°C)
Wt% NaCl eq.
l)
Fringe inside
Wt% NaCl eq.
Older
Relative chronology of fringe growth
Younger

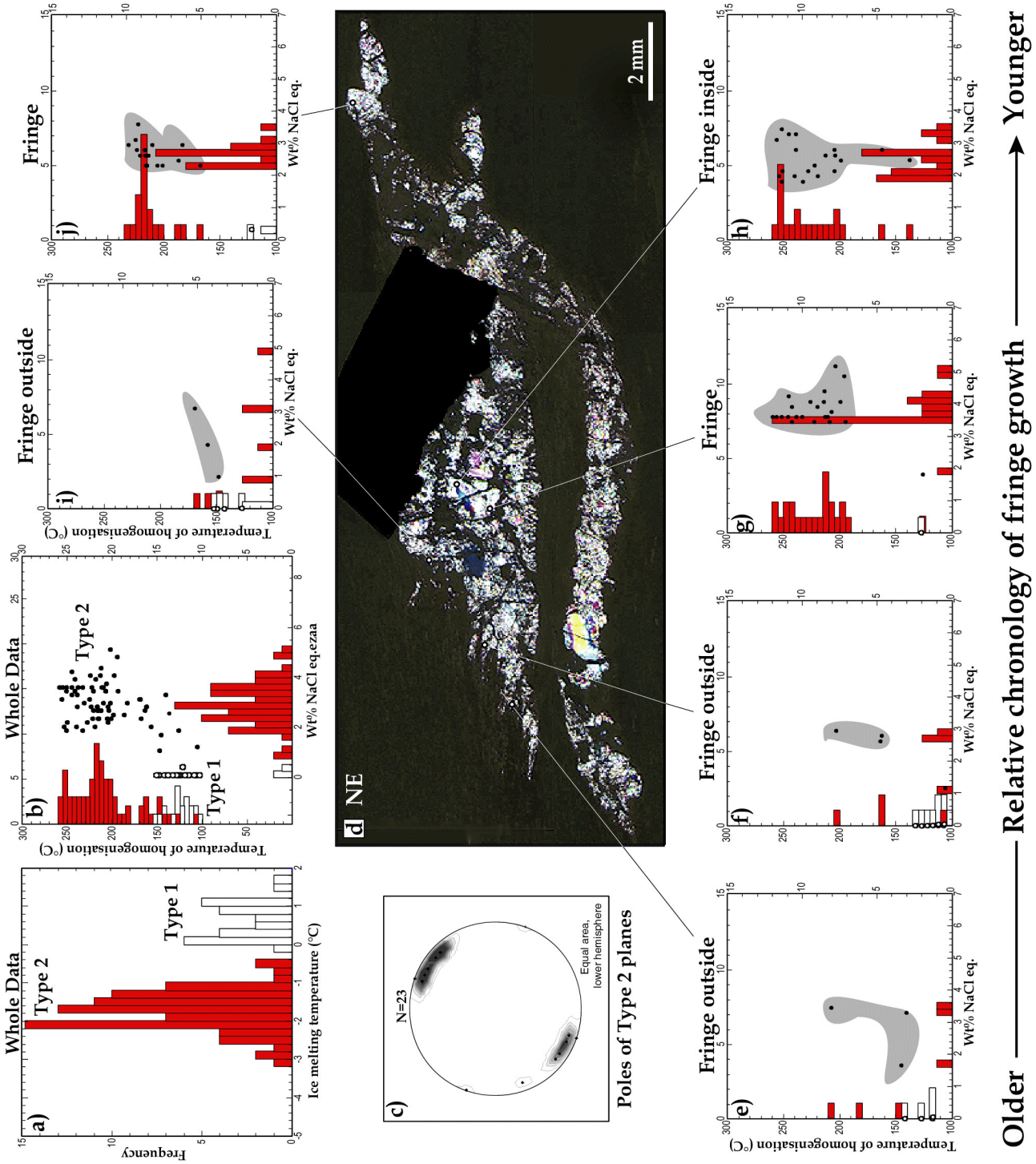


Figure 6: (above) *Fluid inclusion data in Ti 137c strain fringe. a) Temperature of ice melting (whole data). Note the metastable behaviour (Ice melting at T° > 0 °C) of Type 1 fluid inclusions (empty symbols) relative to Type 2 inclusions (plain symbols). b) Three types of data are represented in this diagram: Salinity on X axis, temperature of homogenisation on Y axis, and salinity vs. temperature of homogenisation on XY plot (whole data). c) Kamb contour stereogram of poles of Type 2 fluid inclusion planes (equal area, lower hemisphere). d) Ti 137c strain fringe. e) to j) Salinity-homogenisation plots for each measurement site within the strain fringe. Plots are organised in chronological order, i.e. from the oldest sites, on the left, to the youngest sites on the right. Note the increase in salinity and temperature of homogenisation of Type 2 inclusions, as emphasised by grey areas.*

Figure 5: (left page) *Fluid inclusion data in Ti 137b strain fringe. a) Temperature of ice melting (whole data). Note the metastable behaviour (T° > 0 °C) of Type 1 fluid inclusions (empty symbols) relative to Type 2 inclusions (plain symbols). b) Three types of data are represented in this diagram: Salinity on X axis, temperature of homogenisation on Y axis, and salinity vs. temperature of homogenisation on XY plot (whole data). c) Kamb contour stereogram of poles of Type 2 fluid inclusion planes (equal area, lower hemisphere). d) Ti 137b strain fringe. Note the quartz inclusion in the lower corner of pyrite blast. e) to l) Salinity-homogenisation plots for each measurement site within the strain fringe. Plots are organised in chronological order, i.e. from the oldest sites, on the left, to the youngest sites on the right. Note the increase in salinity and temperature of homogenisation of Type 2 inclusions, as emphasised by grey areas.*

metastability and low temperature homogenisation are typical of very low salinity H_2O-NaCl fluid inclusions (Roedder, 1984). Accordingly, we interpret Type 1 as aqueous inclusions containing less than 1 wt% NaCl equivalent (therefore plotted as "zero" values in NaCl count diagrams, Fig. 5b, 6b). The first phase transition observed in Type 2 fluid inclusions is also ice melting, which occurs between –4 and –0.5 °C, with two peak frequencies at –2.5 and –1.5 °C (Fig. 5a, 6a). Salinity estimates are therefore regarded as bulk solution concentrations because no eutectic temperature is available. Salinity of Type 2 fluid inclusions falls in the range 2-6 wt% NaCl equivalent and shows three peak frequencies at 2.5, 3.5 and 4.5 wt% NaCl equivalent (Fig. 5b, 6b). Homogenisation in liquid phase occurs in a wide range of temperatures between 150 and 250 °C, with three peak frequencies at 160, 190 and 230 °C in Ti 137b (Fig. 5b) and only two peak frequencies at 220 and 250 °C in Ti 137c (Fig. 6b). There is no obvious spatial distribution of fluid inclusions related to these peaks. Taken together, Type 1 and Type 2 microthermometric data define a positive correlation between increasing homogenisation temperatures and increasing apparent salinities. Calculated density isochores for Type 1 fluid inclusions and for the three temperature-salinity peaks of Type 2 inclusions have been reported in Figure 7. Type 1 inclusions show the highest isochores in the P-T field, while Type 2 show decreasing isochores with increasing homogenisation temperatures and apparent salinities. Decrepitation of Type 1 and Type 2 inclusions is observed at temperatures around 370°C.

The distribution of microthermometric data, mapped in Figures 5, 6, is not at random within the strain fringe. Low-temperature and low-salinity Type 1 inclusions are present only close to the outside walls of the fringe and the quartz inclusion embedded in pyrite (Fig. 5e, f, 6e, f, i). Type 2 inclusions are found everywhere, but show increasing homogenisation temperatures and apparent salinities from the outer to the inner part of the fringe (Fig. 5e to j, 6e to j). The closer to the pyrite walls, the higher the homogenisation temperature and salinity.

5. ***Discussion***

5a) Fluid movement recorded by oxygen isotope data

Textural patterns as well as spatial co-variations of oxygen isotope composition in quartz and calcite suggest that these minerals have precipitated at the same time despite their non-equilibrium fractionation. Post-mineralisation exchange with a late fluid circulating through cracks is unlikely since no crystal defect is observed where oxygen isotope heterogeneities are maximum (Fig. 2c). Given the small size of calcite grains (~150 µm wide) and the even smaller wavelength of oxygen isotope pulse, self-diffusion must have

also been very limited, otherwise it would have reset any compositional heterogeneities. Non-equilibrium stable isotopes fractionations in cogenetic mineral species has been reported in numerous hydrothermal systems or zones and interpreted as the result of high fluid fluxes (Morrison & Valley, 1988 ; Burkhard et al., 1992 ; Palin, 1993 ; Crespo-Blanc et al., 1995). Disequilibrium has also been experimentally reproduced by Zheng (1993) under conditions of high fluid fugacities. A possible explanation lies in kinetic effects occurring at high mineral growth rates (Sharp & Kirschner, 1994 ; Zheng et al., 1999).

Following these interpretations, we consider that oxygen isotope heterogeneities and disequilibrium fractionations were recorded at the time of quartz and calcite initial co-precipitation, and result from fluctuating temperature and/or isotopic composition of the fluid. For the variations attributed entirely to temperature, fringe growth would have to proceed over a temperature rise of 100-150 °C to account for the 3 ‰ $\delta^{18}O$ fall observed in calcite. Taking the closure equation of Dodson (1973) and coefficients of Farver (1990), $\delta^{18}O$ heterogeneities in calcite would have been reset if temperature had exceeded ~350 °C. Besides, up-temperature flow is unlikely because it would imply dissolution of quartz rather than precipitation of this mineral phase. Only a down-temperature and/or down-pressure flow of isotopically light exotic fluid, either of magmatic (~10 ‰), connate (~4 ‰) or meteoric origin (<0 ‰) can reasonably explain the shift observed. We therefore conclude that the isotopic variations in mineral fibres from the strain fringe provide a record of exotic fluid infiltration into the shear zone. Fluid supply is episodic and interspersed with periods of closed system re-equilibration to wallrock $\delta^{18}O$ values. Such a cyclic pattern suggests that fluid pathways were made of transiently connected pore networks rather than continuous porous media.

5b) Fluid salinity variations

The two identified fluid types bracket the history of stable isotope variations. Textural repartition of fluid inclusions indicates that Type 1 represents the earliest fluid trapped and/or preserved in strain fringes. In absence of crystal growth zonation, their primary features reflect a closed fluid system behaviour at the time of trapping. This interpretation is supported by the very low (near zero?) apparent salinity, which could result from cation consumption by phyllosilicates crystallisation during retrograde reactions. It is thus very likely that Type 1 inclusions were trapped during periods of rock-buffered fluid composition. We therefore interpret Type 1 inclusions to be contemporaneous of high $\delta^{18}O$ values in quartz and calcite.

Type 2 secondary fluid inclusions were trapped in healed cracks during the growth of strain fringes, and match periods of open-system connected fluid behaviour. If, as suggested

by textures, Type 2 stage is contemporaneous of the shift of mineral $\delta^{18}O$ values, the gradual increase of apparent salinity can be interpreted in terms of fluid source. Type 2 apparent salinity of 3-4 wt% NaCl equivalent corresponds exactly to the chlorine composition of seawater. We thus suggest that pulses of seawater influxes transiently lower the oxygen isotope signature of rock-buffered fluids while they increase their cations content, during cyclic opening of cracks.

5c) Pore pressure fluctuations

Density isochores for Type 1 inclusions cross the field of lithostatic pressure gradients (λ = pore pressure/effective vertical stress = 1, (Hubbert & Rubbey, 1959)) in the 200-350 °C temperature range constrained by isotope and microthermometric data (Fig. 7a, b). In contrast, density isochores for Type 2 inclusions span between sublithostatic and hydrostatic gradients ($\lambda \geq 0.4$) for the 200-350 °C temperature range. Two end-members scenarios can account for the isochore shift observed: an isobar temperature rise of 100 to 150 °C or an isothermal pressure drop of ~0.3 GPa. Once again, isobar temperature rise is unlikely, as long as it occurs at the time of silica precipitation within the strain fringes. Moreover, temperature is unlikely to have excess ca. 350 °C, as suggested by calcite closure temperature and fluid inclusions decrepitation. The field of possible pore fluid P-T paths fitting the isochore shift and the down silica isopleth condition is represented in Figure 7a. All the possible paths contained in this field involve a fluid pressure decrease to explain the isochore shift. We therefore interpret the evolution of density isochores as pore fluid pressure fluctuations from lithostatic ($\lambda = 1$) to hydrostatic values ($\lambda \approx 0.4$), during strain fringe growth in (late?) ductile context.

Sibson (1992 ; 1994) suggests that compressional tectonic regimes are more favourable to sustain high fluid pressure gradients than extensional regimes, in which subvertical extension fractures cutting across strata provide pathways for fluid drainage. Pressure fluctuations between hydrostatic and lithostatic levels indicated by fluid inclusions from Tinos detachment shear zone are strikingly in the same range than those of alpine or Pyrenean compressive shear zones (Fig. 7b, (Nwe & Grundmann, 1990 ; Henderson & McCaig, 1996 ; Küster & Stöckhert, 1999 ; Montolini et al., 2001)). This suggests that the mechanism responsible for pressure valving is triggered by the depth at which deformation occurs rather than by the tectonic regime.

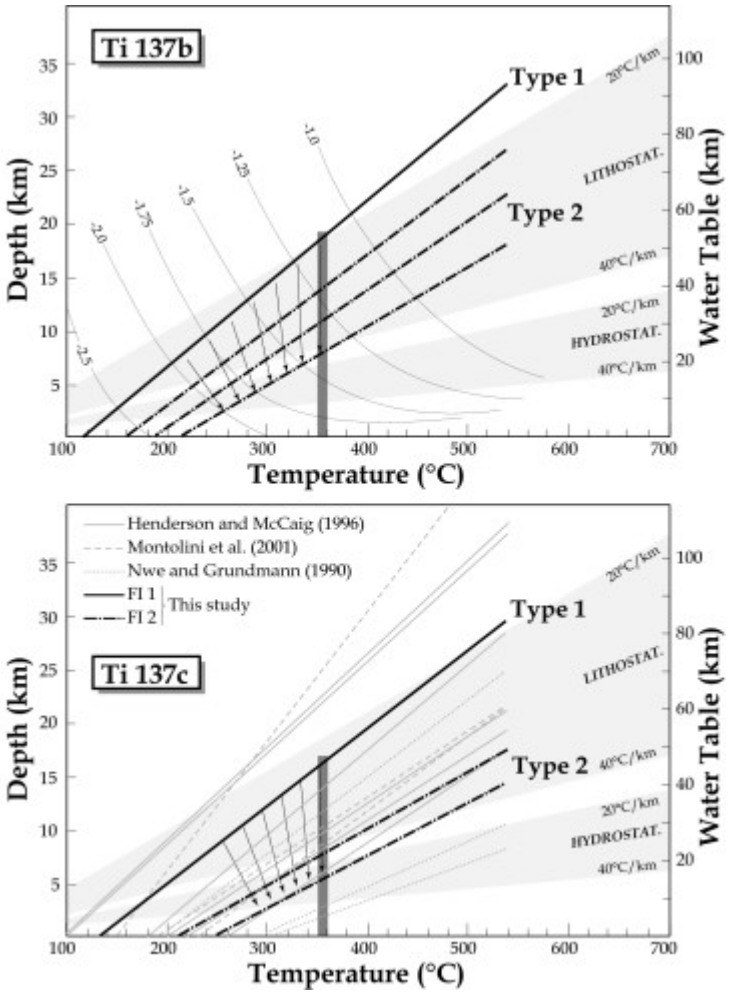


Figure 7: *Calculated isochores for Type 1 and Type 2 fluid inclusions. Shaded areas represent the possible range of lithostatic and hydrostatic fluid pressure conditions (rock density = 2.7 g.cm^{-3}, fluid density = 1g/cm^{-3}) based on a realistic range of geothermal gradients (20-40°C/km). Thick grey lines represent the maximum possible temperatures. Black arrows show the possible pressure-temperature paths from Type 1 to Type 2 fluid inclusions crossing silica solubility isopleths (See text for explanation). a) Ti 137b strain fringe. Silica solubility isopleths from Walther and Helgeson (2000). b) Ti 137c strain fringe. Literature microthermometric data from compressive ductile shear zones showing pressure fluctuations have been added for comparison (Nwe & Grundmann, 1990 ; Henderson & McCaig, 1996 ; Montolini et al., 2001).*

5d) Dilatancy pumping in extensional detachment shear zones

Salinity and pressure variations have to be put in parallel with stable isotope data. The steep decrease of $\delta^{18}O$ values in the strain fringe occurs in a time span between the trapping of Type 1 and Type 2 inclusions. We thus propose that the two events are correlated and represent a cycle of dilatancy pumping in the ductile shear zone. In Figure 8, stable isotopes and fluid inclusion data are compared to McCaig's model of pumping beneath the ductile-brittle transition (1988), in which fluid migration is triggered by seismic cycles at the base of the seismogenic zone. As such, our data are in excellent agreement with this model. Before rupture and during the inter-seismic period, stress accumulation in the seismogenic

zone opens dilatant fractures, which lower the fluid pressure. At the same time below the transition, fluid pressure is in contrast close to lithostatic values as a consequence of pore closure by ductile flow. Fluid isotopic signature at this time is rock-buffered, and cations are withdrawn from the fluid by retrograde reactions. Immediately after rupture, the situation is reversed; fluids are expelled from contracting cracks in the upper section of the crust, whereas micro-cracks transiently nucleate in the previously ductile regime, drastically lowering pore pressure down to hydrostatic values. The pressure drop promotes fluid income for a short time interval and massive silica mineralisation (Sibson, 1987). Oxygen isotope signature is fluid-buffered during this brief time lapse, and fluid salinity is close to that of the external reservoir. In the post-seismic period, cracks are overprinted by ductile microstructures or healed in the form of fluid inclusion planes. Pore pressure builds up again toward lithostatic values, while fluid isotopic composition is progressively buffered by that of the host rock. Stable isotope fluctuations and fluid inclusion isochores suggest that such a cyclic pumping was sufficient to generate long distance movement of exotic fluids in the ductile mylonite.

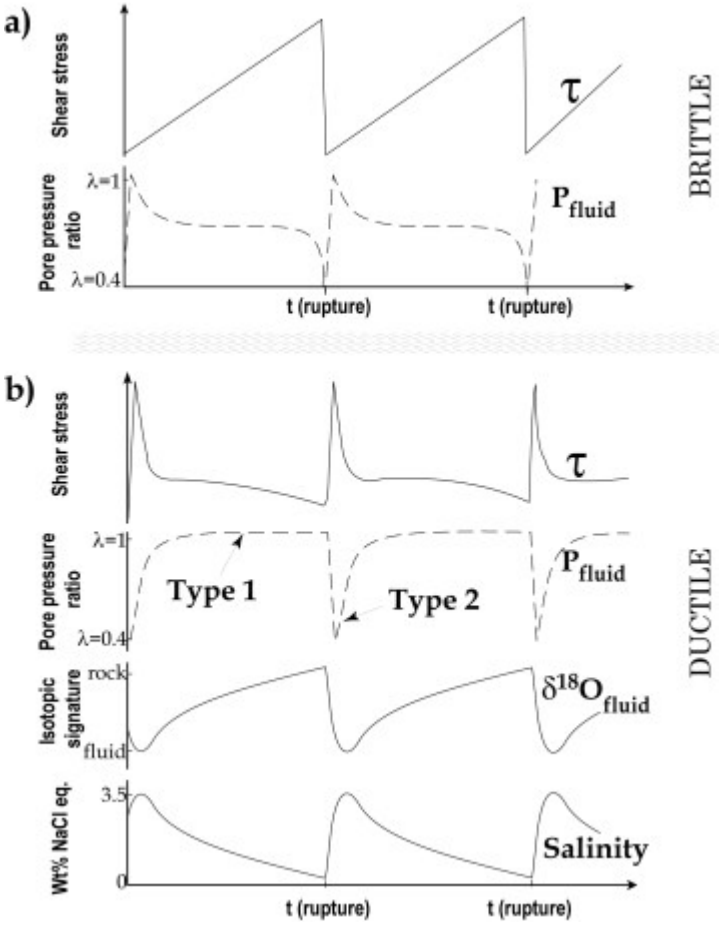


Figure 8: *Synthetic diagram showing the comparison between McCaig's model of seismic pumping (McCaig, 1988) and stable isotope-fluid inclusion data set from this study. a) Seismic pumping in the seismogenic zone. b) Seismic pumping in the ductile regime induced by earthquake cycles in the overlying seismogenic zone. Type 1 fluid inclusions are trapped in inter-seismic periods at lithostatic fluid pressure (l = 1). Stable isotope composition at this time is buffered by the host rock, while cations are withdrawn from the fluid by the crystallisation of phyllosilicates. Type 2 inclusions are trapped during cracks healing at near-hydrostatic pressure right after seismic cycles. Stable isotope signature is fluid-buffered and salinity is close to that of the composition of the external reservoir.*

Cyclic pore pressure fluctuations from lithostatic to hydrostatic conditions have already been documented in upper crustal tectonic environments, and interpreted to be the result of fault valve action or dilatancy pumping related to changes in shear stress (Parry & Bruhn, 1986 ; Parry et al., 1991 ; Robert & Boullier, 1993 ; Robert et al., 1995 ; Nguyen et al., 1998 ; Montolini et al., 2001). Seismic pumping has also been put forward, then demonstrated, as a mechanism of fluid migration beneath the base of the seismogenic crust in compressive ductile shear zones (McCaig, 1988 ; Henderson & McCaig, 1996 ; McCaig & Wayne, 2000), where valve action is likely to reach its most extreme form (Sibson, 1992). The results presented in this study show that fluid migration by dilatancy pumping may also influence the behaviour of an extensional detachment shear zone at depth of active greenschist-facies mylonite.

The presence of strong pressure drops within the mylonite of a ductile extensional shear zone has important rheological consequences on the exhumation of core complexes. Pore pressure factor decrease down to hydrostatic values subsequent to fracture propagation in the ductile regime inevitably leads to an increase in effective shear stresses, leading in turn to brutal rises in strain rates. Strain rate drops have shown to be the determinant factor for the formation of a narrow fault zone by coalescence of fractures in experimental shear zones made of synthetic analogues (Streit & Cox, 2002). By applying these results to natural shear zones, repeated pumping cycles could rapidly lead to the brutal downward propagation of the detachment into the previously ductile regime.

6. Conclusion

Ion-probe analysis documents a micro-scale cyclic oxygen isotope shift of ~3‰ in a quartz-calcite strain fringe taken in the greenschist-facies mylonite of Tinos Island detachment. Syntectonic fluid inclusions contained in two other fringes display NaCl compositions between pure water and seawater, and density isochores between hydrostatic and lithostatic pressure gradients. Taken together, the results presented in this study show that: (1) Externally derived fluids, probably of marine origin, have penetrated into the shear zone. Fluid supply, promoted by transient fracture nucleation, was episodic and interspersed with periods of closed system behaviour. (2) Cyclic fluid influxes were accompanied by pore pressure fluctuations from lithostatic ($\lambda = 1$) to hydrostatic values ($\lambda \approx 0.4$), during strain fringe growth in ductile context. (3) Data fit models of periodic dilatancy pumping triggered by earthquake cycles in the overlying seismogenic zone. Seismic pumping was thus likely efficient in the extensional shear zone at depth of active greenschist-facies mylonite. (4) Cyclic valving developed suction forces sufficient to drive large-scale fluid migration, as in convergent tectonic settings.

Acknowledgements

We thank Marc Chaussidon, Etienne Deloule and Michel Champenois for assistance at the CRPG ion microprobe, Nancy. This work was supported by INSU-CNRS and CEPAGE grants.

SIXIEME PARTIE

INFLUENCE DE LA COMPOSITION DES FLUIDES SUR LA POROSITE INTERCONNECTEE DES ROCHES METAMORPHIQUES

Présentation de l'article n°3 ____ **194**

1. Microspectroscopie Infrarouge et Micro-Raman ____ **195**

2. Principe général ____ **196**

3. Variations du spectre IR de l'eau pure avec la température ____ **197**

4. Variation du spectre IR avec la composition des solutions aqueuses ____ **198**

5. Comparaison avec le comportement de l'angle dihédral ____ **200**

6. Conclusions de l'article n°3 ____ **202**

Article n°3 ____ **203**

Abstract ____ **205**

1. Introduction ____ **205**

2. Geological settings ____ **206**

2a) Aegean Sea ____ *206*

2b) Tinos Geology ____ *207*

2c) Sample description ____ *209*

2d) Fluid Inclusions ____ *211*

3. Methods ____ **213**

4. Results ____ **213**

4a) IR spectra of different fluid inclusions at room temperature ____ *213*

4b) Change of IR spectra of fluid-inclusions with temperature ____ *214*

5. Discussion ____ **217**

5a) O-H bands in IR spectra ____ *217*

5b) O-H bands at room temperature ____ *217*

5c) O-H bands at high temperature ____ *218*

5d) Relation between IR O-H bands and dihedral angles ____ *220*

5e) Fluid natures during metamorphism and deformation ____ *220*

6. Conclusion ____ **222**

Acknowledgement ____ **222**

PRESENTATION DE L'ARTICLE N°3

Dans les roches à très faible porosité, la structure moléculaire des fluides intersticiels (eau liée, avec une structure proche de celle de la glace, ou eau libre liquide) peut profondément modifier l'interconnexion des pores. La microspectroscopie infrarouge permet de caractériser la structure moléculaire de l'eau. L'article n°3 développe cette technique pour l 'appliquer à deux types d'inclusions fluides, respectivement piégées durant les épisodes schiste bleu et schiste vert de l'île de Tinos, afin de contraindre la structure moléculaire des fluides au cours du métamorphisme. Deux structures très distinctes sont obtenues. Ces différences sont interprétées en terme d'interconnexion des pores aux stades des deux événements métamorphiques.

1. Microspectroscopie Infrarouge et Micro-Raman

La microspectroscopie Raman est la technique la plus couramment employée, en dehors de la microthermométrie, pour déterminer la composition des inclusions fluides. Dans l'article n°3, nous employons pourtant la microspectroscopie infrarouge comme nouvelle technique d'analyse, non-pas pour déterminer la composition des inclusions, mais pour caractériser le comportement physique des fluides qu'elles contiennent.

Le spectre d'un élément ou d'un composé correspond à la vibration de ses molécules en réponse à l'énergie transmise par un train d'ondes. La fréquence (et le nombre d'onde) de vibration des molécules est uniquement fonction de la structure de ces molécules. Le pic de vibration des molécules d'eau pure se produit donc à un nombre d'onde constant de ~3400 cm^{-1} (à 20 °C, 1 atm.), quelle que soit la technique employée (spectroscopie Raman ou IR). En ce qui concerne l'étude de la composition

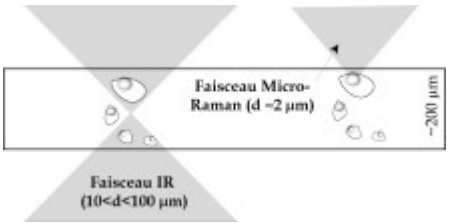


Figure VI.1 : *Comparaison des faisceaux IR et micro-Raman. Le faisceau Raman permet des analyses d'inclusion en haute résolution sous la surface de la lame. Le faisceau IR moyenne l'information sur une surface de ~100*100 µm, incluant une mesure de la quantité d'eau sur toute l'épaisseur de la lame entre deux angles coniques.*

des inclusions fluides, une différence fondamentale distingue pourtant les deux techniques d'analyses. Le faisceau d'ondes Raman véhicule une très forte énergie, permettent une très haute résolution spatiale. En contrepartie, la profondeur de pénétration du faisceau est très limitée et ne permet qu'une analyse qualitative de la composition des inclusions (Fig. VI.1). Le faisceau infrarouge, quant à lui, véhicule une énergie faible et ne permet pas une résolution spatiale élevée pour l'analyse des inclusions. En revanche il traverse largement l'épaisseur d'une lame double faces polies (200 µm). Connaissant l'épaisseur de la lame, cette propriété permet de comparer l'intensité des bandes d'absorption entre elles, et d'estimer de manière quantitative le nombre de molécules d'eau qui entrent en vibration. C'est la raison pour laquelle nous avons choisi cette technique pour les besoins de la présente étude.

2. *Principe général*

La structure moléculaire d'une solution aqueuse au sein d'une porosité d'interstices dépend avant tout de la taille des pores, de la composition de la solution, de la température et de la pression. La composition des phases minérales intervient seulement dans le cas d'une porosité texturalement équilibrée. Dans l'article n°3, nous isolons et identifions les effets de la composition, de la température et de la pression, en analysant des inclusions fluides piégées dans des veines à quartz. Après détermination de la composition des inclusions fluide en microthermométrie et au Raman, le comportement des fluides piégés est examiné aux pressions-températures d'homogénéisation par le biais de la microspectroscopie infrarouge. Les spectres sont comparés à ceux de la glace et de l'eau libre. Les seules données expérimentales concernant l'influence de la composition chimique sur la porosité sont celles de l'angle dihédral. Nous comparons ces données aux spectres infrarouge, sans toutefois faire l'hypothèse d'une porosité texturalement équilibrée.

Les échantillons analysés proviennent de la coupe de Marlas, au Nord de Tinos. Le premier type d'inclusions fluides provient d'un boudin d'épidote entouré d'une ombre de pression à quartz (attribuée au stade V1), récolté dans des métabasites schiste bleu. Ces inclusions sont primaires dans le boudin d'épidotes, et par conséquent antérieures ou synchrones de la croissance de l'ombre de pression V1 (les données microthermométriques de cet échantillon sont disponibles en annexe 6). Le deuxième type d'inclusions fluides est secondaire et provient de veines qui présentent toutes les textures du stade V2.

La microthermométrie des inclusions V1 s'est déroulée au laboratoire de Géologie de l'Université de Cergy-Pontoise. La microthermométrie des inclusions V2 a été réalisée par R. Garnaud au laboratoire de Géosciences Marines de l'IPGP (Garnaud, 1999). Toutes les analyses spectroscopiques (Raman et IR) se sont déroulées au Tokyo Institute of Technology (TITech) en collaboration avec le Professeur S. Nakashima, au cours de deux missions d'un

mois chacune, durant l'hiver 2000 et l'été 2001. Les analyses infrarouge emploient la dernière génération de spectromètre à champ proche JASCO FTIR 620plus, IRT 30.

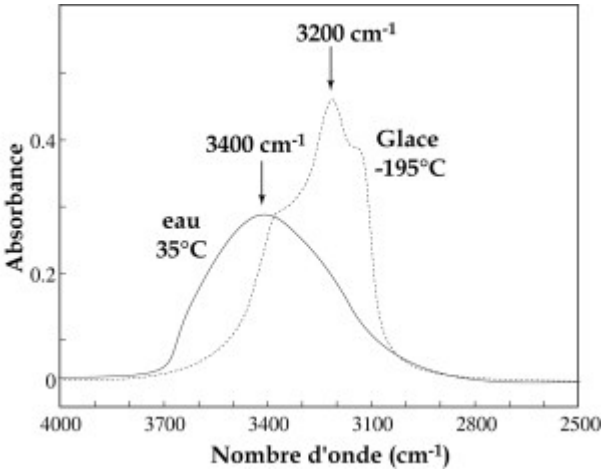


Figure VI.2 : *(à droite)Variation de la position du spectre IR de l'eau pure en fonction de la température (figure de Aines & Rossman, 1984 , d'après les données de Eisenberg & Kauzmann, 1962). Le pic apparent de la glace à -195 °C est à 3200 cm-1. Le pic apparent de l'eau liquide à 35 °C est à 3400 cm-1.*

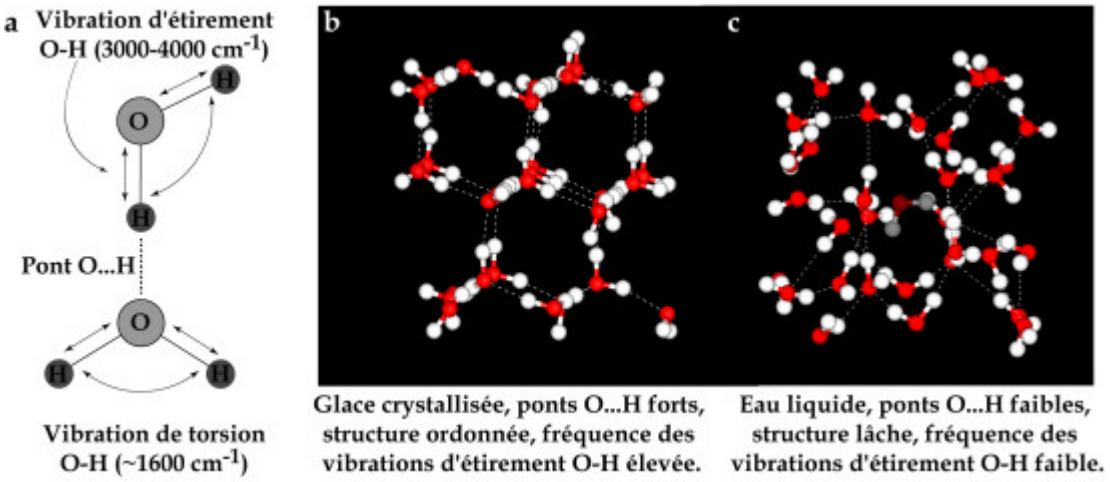


Figure VI.3 : *(ci-dessous) Structures des molécules d'eau. a) Vibrations de la molécule d'eau dans l'infrarouge. La vibration d'étirement est celle qui produit un spectre dans la gamme 3000-4000 cm-1. Le pont O…H est engendré par les forces d'attraction O H+. La distance des ponts O…H influe sur la fréquence de vibration d'étirement O-H. b) et c) modèles structuraux de l'agencement des molécules d'eau à l'état liquide et à l'état cristallisé (image obtenue sur le site http://www.sbu.ac.uk/water/index.html).*

3. *Variations du spectre IR de l'eau pure avec la température*

Les spectres IR de l'eau pure sont représentés sur la Figure VI.2. L'abscisse est en nombre d'onde (cm-1), une échelle d'énergie proportionnelle à la fréquence de la lumière excitatrice. L'ordonnée représente l'intensité normalisée d'absorption lumineuse des molécules d'eau (sans unité). La position du spectre sur l'abscisse est commandée par la fréquence de vibration d'étirement des molécules d'eau (Fig. VI.3a, Nakamoto et al., 1955).

Cette fréquence de vibration est fortement influencée par la longueur des liaison hydrogène (O…H) entre les molécules d'eau. Plus le pont O…H est court, plus la fréquence des vibrations d'étirement O-H des molécules d'eau est faible, et tend vers une valeur minimale qui est celle de l'agencement de la glace cristalline (état "structuré", Fig. VI.3b). A l'inverse, plus la température est grande, et plus les ponts O…H sont lâches (et tendent vers une distance infinie à l'état de vapeur) et l'agencement des molécules d'eau peu structuré (Fig. VI.3c). La fréquence de vibration d'étirement des molécules d'eau est alors élevée, et la position du pic est déplacée vers les forts nombres d'onde.

La position du pic apparent suit donc une corrélation positive avec la température. Ainsi, le spectre de la glace est centré sur 3200 cm^{-1} à –195 °C, contre 3250 cm^{-1} à 0 °C (Eisenberg & Kauzmann, 1962), tandis que le spectre de l'eau liquide à 35 °C est centré sur 3400 cm^{-1}. **La position du pic peut donc être considérée comme un indicateur de l'état de structuration des molécules d'eau**.

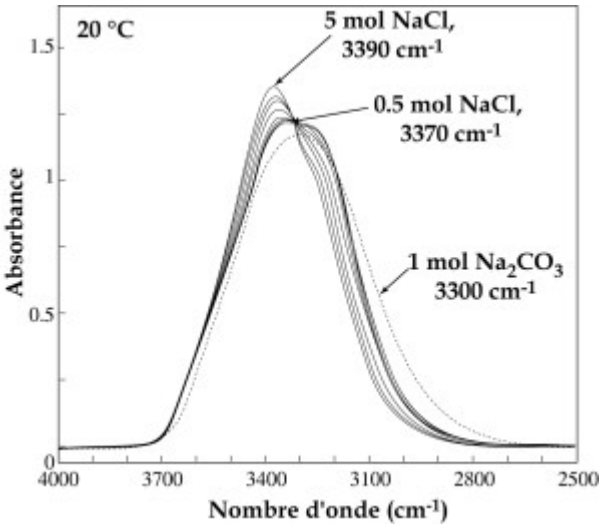


Figure VI.4 : *Variation de la position du spectre IR d'une solution aqueuse en fonction de la composition et de la concentration, à température constante (par une méthode ATR). Le pic apparent d'une solution à 0.5 mol NaCl est à 3370 cm^{-1}. Le pic apparent d'une solution à 5 mol NaCl est à 3390 cm^{-1}. Le pic apparent d'une solution à 1 mol Na_2CO_3 est à 3300 cm^{-1}(Masuda et al., in press).*

4. Variation du spectre IR avec la composition des solutions aqueuses

Un comportement identique est observé lorsque l'on remplace l'eau pure par des solutions aqueuses de composition variable. A une température donnée, l'adjonction d'ions alcalins déplace le pic apparent du spectre de la solution vers les forts nombres d'onde (Fig. VI.4). En revanche, l'adjonction d'ions carbonés déplace le spectre de la solution vers les faibles nombres d'onde. Des observations similaires ont très récemment été remarquées en microspectroscopie Raman, et sont actuellement en cours de calibration (Dubessy et al., 2002). Si l'on se calque sur le modèle de déplacement du spectre IR en fonction de la température, ces propriétés peuvent être interprétées en termes de structuration des

Référence	Agrégat polycristallin	Système fluide	Effet de la composition du fluide sur θ	Effet de la pression et de la température sur θ
(Watson & Brenan, 1987)	Quartz, clinopyroxène, olivine, anorthite, orthopyroxène, diopside (Lherzolite)	H_2O-$C0_2$ H_2O-solutés	- Augmentation de θ avec addition de CO_2 de 57° (eau pure) à 90° (X_{CO2} = 0.9). - Diminution de θ dans les agrégats de quartz avec addition de NaCl de 57° (eau pure) à 40° (50 %wt). Variations similaires pour KCl, CaF_2, Na_2CO_3. Pas de variation pour les agrégats d'olivine.	Conditions expérimentales : 950-1150 °C, 1 GPa. - Pas de variation de θ avec T°.
(Hay & Evans, 1988)	Calcite	H_2O-CO_2-NaCl.	Texture d'équilibre non atteinte dans les conditions d'expérimentation (Holness & Graham, 1991).	Conditions expérimentales : - 760-880 °C, 1GPa (CO_2) - 450-500 °C, 0.2 GPa (H_2O)
(Holness & Graham, 1991)	Calcite	H_2O-CO_2-NaCl. Phases aqueuse et carbonée immiscibles.	- Diminution de θ avec addition de NaCl de 80° (eau pure) à 44° (60 % wt). - Variations de θ avec addition de CO_2, de 80° (eau pure) à 90 °C (CO_2 pur), avec un minimum à 50° pour X_{CO2} = 0.5.	Conditions expérimentales : 550-750 °C, 0.1 et 0.2 GPa. - Pas de variation de θ avec T°. - Pas de variation de θ avec P.
(Laporte & Watson, 1991)	Quartz	H_2O-CO_2-NaCl	Pas de variation en fonction de la composition	Conditions expérimentales : 600-800 °C, 0.3-0.6 GPa et 1 GPa. - θ < 60° pour P≤0.6 GPa - θ > 60° pour P≥1 GPa
(Lee et al., 1991)	Novaculite	H_2O-$MgCl_2$-$CaCl_2$-KCl – NaCl Et H_2O-CO_2	- Diminution de θ avec addition de NaCl, KCl, $MgCl_2$ (θ < 60°). - Diminution moins marquée avec addition de $CaCl_2$ (θ < 60°). - Augmentation de θ avec addition de CO_2 (θ > 60°).	Conditions expérimentales : 600 °C, 0.2 GPa.
(Holness, 1992)	Quartz	H_2O-CO_2-NaCl. phases aqueuse et carbonée immiscibles.	- Augmentation de θ avec addition de CO_2 de 77° (eau pure) à 98° (X_{CO2} = 0.96) à 0.15 GPa. - Diminution de θ avec addition de NaCl de 77° (eau pure) à 60° (27.5 % wt) à 0.15 GPa.	Conditions expérimentales : 800 °C, 0.1-1.5 GPa. Augmentation de θ de 77° (0.1 GPa) à 84° (0.6 GPa) avec augmentation de P, puis chute de 7°/0.1 GPa jusqu'à 60° à 1 GPa pour l'eau pure. Variations similaires pour H_2O-NaCl et pour X_{CO2} < 0.5. Pas de variation avec P pour le CO_2 pur.
(Holness, 1993)	Quartz	H_2O-CO_2	Augmentation de θ avec addition de CO_2 de 81° (eau pure) à 98° (X_{CO2} = 0.96) à 0.4 GPa et 600 °C. θ constant autour de 92° dans la gamme de T° 600–900°C pour X_{CO2} = 0..5.	Conditions expérimentales : 450-1080 °C, 0.1-0.95 GPa - Augmentation de θ de 60° (450 °C) à 81° 600 °C) avec augmentation de T°, stagnation, puis décroissance jusqu'à 60° au-delà de 1000 °C, à 0.4 GPa pour les solutions H_2O-NaCl. - Pas de variation avec T° pour le CO_2 pur. - Variations de θ avec P similaires à celles de Holness (1992).
(Watson & Lupulescu, 1993)	Clinopyrox-ènes	H_2O- CO_2-NaCl/$CaCl_2$	65° < θ < 69° quelle que soit la composition de la phase fluide (0-0.2 %wt NaCl, 0-0.11 %wt $CaCl_2$, 0-0.5 XCO_2) ou la teneur en solution (0-8 % vol).	Conditions expérimentales : 900-950 °C, 1.5 GPa, 0-8 % vol de solution. Pas de variation de θ avec T°.
(Holness & Graham, 1995)	Calcite, dolomite, magnésite	H_2O-CO_2-NaCl	- θ minimum de 74° pour X_{CO2} = 0.5 pour la dolomite et la magnésite à 650 °C et 0.1 GPa. Variations similaires à celles de la calcite (Holness & Graham, 1991) - Diminution générale de θ jusqu'à 65° avec addition de NaCl ∀ carbonate, P et T°.	Conditions expérimentales : 450-750 °C, 0.05-0.7 GPa. - Augmentation générale de θ avec augmentation de P ∀ carbonate et composition de fluide à 650 °C. La fenêtre de θ < 60° dans le champ P-T-X pour X_{CO2}~0.5 à 0.1 GPa (Holness & Graham, 1991) se ferme à 0.2 GPa pour la calcite. - Pas de variation de θ avec T°.
(Mibe et al., 1998, 1999)	Forstérite	H_2O	- θ < 60° dans les conditions du manteau supérieur. - θ > 60° dans les conditions moins profondes.	Conditions expérimentales : 1000 °C, 3, 5 GPa. θ = 48° et 40-42° à 3 et 5 GPa, respectivement.
(Yoshino et al., 2002)	Anorthite	H_2O et CO_2	- θ > 120° pour le CO_2 à 900 °C et 1 GPa. - θ > 60° pour l'eau dans les conditions expérimentales.	Conditions expérimentales : 800-1000 °C, 0.8-1.2 GPa. - Diminution générale de θ avec augmentation de P pour l'eau, jusqu'à ~60° à 1.2 GPa. - θ constant pour 800 < T° < 900 °C, puis diminution entre 900 et 1000 °C pour l'eau.

Tableau VI.1 : *Synthèse des données expérimentales publiées sur les variations de l'angle dihédral (θ) en fonction de la pression et de la température, de l'agrégat minéralogique et de la composition de la phase fluide (seules les données concernant des fluides aqueux-carbonés sont présentées).*

molécules d'eau de la solution aqueuse. La présence d'ions carbonés "structure" les molécules d'eau, tandis que la présence de sels dissous casse les ponts O…H.

5. *Comparaison avec le comportement de l'angle dihédral*

La valeur de l'angle dihédral, régie par les tensions d'interface (Eq. I.6), est sensible aux compositions des phases solide et fluide, ainsi qu'aux conditions de pression et de température. Les principales données expérimentales qui caractérisent l'influence de chacun de ces paramètres sont compilées dans le Tableau VI.1. Cette dépendance a des conséquences majeures sur l'interconnexion de la porosité, et donc sur la perméabilité des roches dans divers contextes géologiques.

Dans le champ pression-température de la transition fragile-ductile en domaine continental, les données expérimentales peuvent s'interpréter de la manière suivante :

- Dans les roches silicatées (granites, quartzites, dunites, pyroxénites, péridotites), la présence d'eau pure ou faiblement saline occasionne des angles dihédraux supérieurs à 60° (Fig. VI.5). Par ailleurs, la présence de CO_2 dans la phase fluide, qui provoque des angles dihédraux élevés, est rédhibitoire pour l'interconnexion des pores. Seules des saumures fortement concentrées sont susceptibles de provoquer des angles dihédraux suffisamment faibles pour permettre le transfert de masse. La pression, qui tend à diminuer la valeur de l'angle dihédral au-delà de 0.5 GPa. Une roche silicatée perméable à un fluide donné en profondeur peut donc devenir imperméable au cours de son exhumation par décompression.
- Pour les roches carbonatées (calcaires, marbres…), les relations de dépendance sont plus complexes. Les travaux de Holness et Graham (1991, 1995) définissent une fenêtre de pression-concentration en CO_2 dans laquelle l'angle dihédral est faible et l'interconnexion des pores possible, entre 0.05 et 0.2 GPa pour $0.3 < X_{CO2} < 0.6$ (Fig. VI.6). Par ailleurs, une augmentation de la salinité ou de la concentration en cations dissous a pour effet une diminution générale de l'angle de mouillage, tout comme pour les roches silicatées. En revanche, l'angle dihédral n'est pas thermo-dépendant. La température influence les tensions d'interface, mais pas leur rapport.

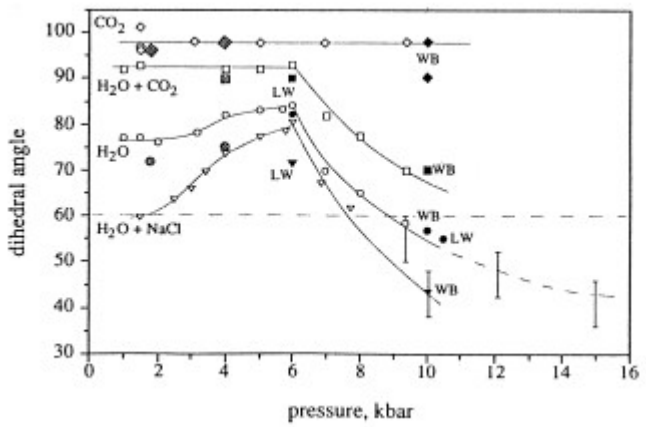


Figure VI.5 : *Variation de l'angle dihédral quartz-fluide avec la pression à 800 °C, d'après (Holness, 1992). Cercles = quartz-H_2O ; carrés = quartz-CO_2-H_2O ; losanges = quartz-CO_2 ; triangles = quartz-NaCl ; symboles noirs : données issues d'autres publications (WB : Watson & Brenan, 1987 ; LW : Laporte & Watson, 1991). Symboles grisés : données à 1000 °C. erreur ±5° sur les mesures d'angle dihédral.*

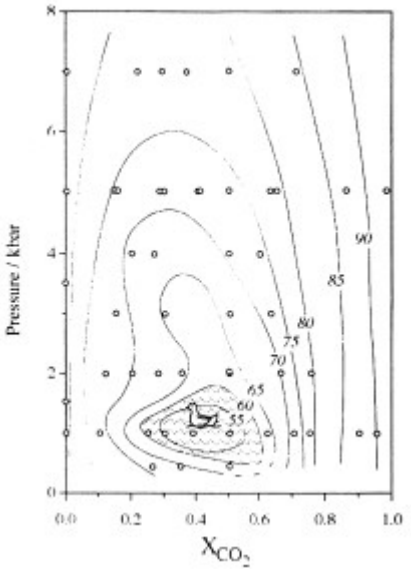


Figure VI.6 : *Diagramme P-X_{CO2}-θ pour la calcite à 650 °C d'après (Holness & Graham, 1995). La zone grisée représente la fenêtre dans laquelle une roche composée de calcite est perméable ($\theta < 60°$).*

En résumé, l'adjonction d'ions alcalins a pour effet de diminuer la valeur de l'angle dihédral et de faciliter l'interconnexion des pores. L'adjonction de CO_2 a au contraire pour effet d'augmenter l'angle dihédral et de fermer l'interconnexion des pores (excepté pour des concentrations proches de 0.5). Ce comportement présente une forte similitude avec l'évolution des spectres IR en fonction de la composition des solutions aqueuses.

Dans l'article n°3, nous suggérons que cette correspondance n'est pas fortuite et qu'une relation existe entre la composition d'un fluide aqueux, l'état de structuration des molécules d'eau, et les tensions d'interface fluide-solide. Un agencement ordonné des molécules d'eau, lié à une composition carbonée du fluide, augmente les tensions d'interface. Au contraire, une solution saline coupe les liaisons entre molécules d'eau, et diminue les tensions d'interface (les mécanismes de ces interactions sont encore mal contraints). Dans le cas d'une porosité texturalement équilibrée, cette relation expliquerait le moyen par lequel la composition du fluide affecte la valeur de l'angle dihédral, pour une composition de roche donnée. Dans le cas d'une porosité non-équilibrée texturalement, la composition influence aussi la répartition du ou des fluides dans les pores par deux mécanismes : 1) en agissant sur les tensions d'interfaces, et donc les angles de mouillage (non dihédraux) fluide-solide (et fluide-fluide si plusieurs phases fluides sont présentes), 2) en faisant varier l'épaisseur du film d'eau liée autour des grains. **Les spectres d'inclusions fluides peuvent donc indirectement être interprétés en terme d'interconnexion de la porosité**.

6. Conclusions de l'article n°3

(1) A température ambiante, les spectres IR des inclusions fluides sont très proches les uns des autres, qu'il s'agisse d'inclusions V1 ou V2a. Les variations de compositions influencent donc peu les spectres à température ambiante.

(2) Avec l'augmentation de température et jusqu'à l'homogénéisation des inclusions, la position des pics d'absorption OH des inclusions du stade V2 se déplace vers les forts nombres d'onde selon une pente de 0.5 $cm^{-1}.°C^{-1}$, tandis que les spectres de V1 se déplacent avec une pente plus faible de 0.25 $cm^{-1}.°C^{-1}$.

(3) Par extrapolation aux températures du métamorphisme schiste vert et schsite bleu (~400 °C, Parra et al. 2002), les positions respectives des pics OH des inclusions V1 et V2 sont à 3475 et 3585 cm^{-1}, soit un écart supérieur à 100 cm^{-1} (par comparaison, la glace à –195 °C et l'eau à 35 °C présentent des pics écartés de 200 cm^{-1}). Un tel écart reflète un agencement des molécules d'eau très structuré dans les inclusions du stade V1, en comparaison de celles du stade V2.

(4) Les données expérimentales sur la relation composition-angle dihédral des roches texturalement équilibrées sont en accord frappant avec les analyses spectrométriques : L'expérience prédit un angle dihédral faible (< 60°) pour les fluides contenus dans les inclusions V2 à H_2O-NaCl ou H_2O-NaCl avec X_{CO2} = 0.25. Ce sont aussi les fluides les moins "structurés" selon les spectres IR. Au contraire, l'expérience prédit un angle dihédral fort pour les inclusions V1 contenant de faibles proportions de CO_2. Ces inclusions contiennent par ailleurs les fluides les mieux "structurés" aux conditions du métamorphisme. Par analogie avec les roches texturalement équilibrées, on peut donc imaginer une correspondance entre la composition des inclusions fluides et l'interconnexion de la porosité.

(5) Selon une telle interprétation, les fluides métamorphiques ont des propriétés de circulation très différentes. Pour une quantité de vides donnée, **les fluides du faciès schiste bleu occupent une porosité non connectée ou connectée par de l'eau liée**, qui ne permet que des transports diffusifs, ou advectifs à petite échelle, en système fermé. Pour une quantité de vides identique en revanche, **les fluides du métamorphisme schiste vert occupent un réseau de pores connectés par une forte proportion d'eau libre**, qui permet les transports de matière et/ou de chaleur advectif à grande échelle en système ouvert, détaillés dans les précédents chapitres.

Cette interprétation résoudrait le paradoxe qui consiste à faire circuler des fluides d'origine externe dans un milieu clos et déjà saturé par des fluides à pression lithostatique. **L'ouverture du système serait (au moins partiellement) commandée par la composition du fluide**.

ARTICLE N°3

Accepté pour publication à la revue "Contribution to Mineralogy and Petrology"

BEHAVIOR OF METAMORPHIC FLUIDS INFERRED FROM INFRARED MICROSPECTROSCOPY ON NATURAL FLUID-INCLUSIONS. - THE EXAMPLE OF TINOS ISLAND (GREECE) -

Vincent Famin[1,3], Satoru Nakashima[1, 2], Laurent Jolivet[1] and Pascal Philippot[3]

1 : Laboratoire de Tectonique, case 129. Université Pierre & Marie Curie Paris VI. 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05. France.

2 : Interactive Research Center of Science. Graduate School of Science and Engineering, Tokyo Institute of Technology, O-okayama 2-12-1, Meguro, Tokyo. 152-8551, Japan.

3 : CNRS, Laboratoire de Géosciences Marines, IPGP, case 89. 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05. France.

Corresponding author : vincent.famin@lgs.jussieu.fr

Abstract

OH structure of metamorphic fluids has been studied by high temperature infrared (IR) microspectroscopy on natural fluid inclusions contained in quartz veins, over the temperature range 25-270 °C. Blueschist-facies veins from Tinos island core complex (Cyclades, Greece) display H_2O-NaCl-$CaCl_2$-CO_2 inclusions whereas greenschist-facies veins contains H_2O-NaCl±CO_2 inclusions. From 25 to 270 °C, peak positions of OH stretching IR absorption bands increase quasi-linearly with slopes of 0.25 and 0.50 for inclusions trapped under blueschist and greenschist conditions, respectively. Extrapolation to 400 °C yield peak positions of 3475 cm^{-1} for blueschist inclusions and 3585 cm^{-1} for greenschist inclusions. Since the smaller wavenumber indicates the shorter hydrogen-bond distance between water molecules, fluids involved in the greenschist event have a "loose" structure compared to blueschist fluids. We suggest that these properties might correspond to a low viscosity and wetting angle of fluids. This would explain the high mobility of aqueous fluids predicted in retrograde environments by isotopic profiles and mass-balance calculations.

1. Introduction

Because of their importance in quantifying migration and fluxes of metamorphic fluids, much attention has recently been focused on pore geometry and related permeabilities of deep-seated metamorphic rocks (Holness, 1992 ; Mancktelow & Grasemann, 1997 ; Wark & Watson, 2002). Fluids in such rocks are expected to be located mainly at grain boundaries (Nakashima et al., 1995 ; Farver & Yund, 1999 ; Ito & Nakashima, 2002), and to occupy microstructurally equilibrated pores, with geometries dictated by interfacial energy equilibria (Smith, 1964). The geometry of fluid-filled equilibrated pores, quantified by the dihedral angle (Smith, 1948), depends on temperature, pressure, mineralogy of the host rock and composition of the fluid phases (Holness & Graham, 1995). (Watson & Brenan, 1987) have shown that for dihedral angle θ over 60° and low porosities, most fluids occupy isolated pockets, whereas for θ fewer than 60°, porosity is connected, allowing fluid migration. Since the pioneering work of (Holness & Graham, 1991), numerous studies have successfully used the dihedral angle observation to infer the permeability of high-grade metamorphic rocks at mid-crustal conditions (Holness, 1992 ; Watson & Lupulescu, 1993 ; Holness & Graham, 1995 ; Mibe et al., 1998, 1999).

In many geodynamic environments, however, the permeability of rocks cannot be deduced from direct observation of the dihedral angle, because pore geometry results from a complex combination of deformation mechanisms under polymetamorphism, and textural

equilibration was not achieved or preserved. This is the case for medium-grade metamorphic rocks in core complexes, which have been partially reworked during their exhumation by low-grade retrogression and ductile deformation. A better understanding of the mechanisms of fluid migration is yet more urgent in these environments than elsewhere, since core complexes have shown to be the theatre of generalized aqueous fluid transport (Etheridge et al., 1983 ; McCaig et al., 1990 ; Baumgartner & Ferry, 1991 ; Morrison & Anderson, 1998 ; Smith & Yardley, 1999), despite the very low porosities of metamorphic rocks (Brace, 1984 ; Shmonov et al., 1994).

In this paper, we aim at documenting the wetting properties of metamorphic fluids involved in the two events, blueschist and greenschist, that have affected the core complex of Tinos island (Cyclades, Greece). This complex has been subjected to intense fluid circulation in association with ductile shear strain, as a consequence of its exhumation along a major extensive shear zone. For this purpose we use an innovative approach, based on infrared (IR) microspectroscopy on natural fluid inclusions contained in metamorphic veins. These veins are synkinematic to the metamorphism and deformation events. The experiments developed in this paper suggest that fluids associated with the blueschist event were very unlikely to circulate, whereas fluids associated with the greenschist overprint were highly mobile. This could explain the strong correlation observed on the field between the retrogression of high-pressure rocks and their deformation, during the exhumation of a metamorphic core complex.

2. *Geological settings*

2a) Aegean Sea

The Aegean Sea was formed on the site of the previous alpine orogenic belt of the Hellenides that existed in the early Tertiary (Bonneau & Kienast, 1982 ; Avigad & Garfunkel, 1991 ; Avigad et al., 1992). Crustal thinning has been active in the Aegean Sea in the back-arc domain of the Hellenic trench since the early Miocene (McKenzie, 1972, 1978 ; Dewey & Sengör, 1979 ; Le Pichon & Angelier, 1981 ; Taymaz et al., 1991). Aegea is currently extending in the N-S direction (Angelier et al., 1982 ; Armijo et al., 1992) at a rate of 4 cm/yr (Le Pichon et al., 1995). This present-day kinematics is governed by rigid extrusion of the Anatolian block along the North Anatolian fault, and by the internal collapse of this block toward the subduction zone free edge of the Hellenic trench (McKenzie, 1972, 1978 ; Le Pichon & Angelier, 1981 ; Angelier et al., 1982 ; Le Pichon et al., 1995). The reworking of the Hellenides by the process of crustal-scale extension has resulted in the widespread exposure of cordillerean-type high pressure–low temperature (HP-LT) metamorphic belts (Buick, 1991 ;

Faure et al., 1991), exhuming along crustal-scale detachment faults (Lee & Lister, 1992 ; Gautier & Brun, 1994b ; Gautier & Brun, 1994a).

The central Aegean Cycladic arc, delimited to the North by the islands of Evvia, Andros, Tinos, Mykonos and Ikaria, and to the south by Milos and Santorini, belongs to the most intern metamorphic belt, known as the Cycladic Blueschist (Blake et al., 1981 ; Bonneau & Kienast, 1982). At least two tertiary metamorphic events were recognized upon petrological studies and radiometric dating in this belt : (1) Regional eclogite-to-blueschist facies metamorphism culminating in the Eocene (40-50 Ma), and associated with the Alpine African-Eurasian collision (Maluski et al., 1987 ; Bröcker et al., 1993 ; Bröcker & Franz, 1998). (2) Barrovian-type overprint in the greenschist-to amphibolite facies of Miocene to Oligocene times (20-25 Ma), related to the final exhumation of the Cycladic blueschists (Andriessen et al., 1979 ; Altherr et al., 1982 ; Maluski et al., 1987 ; Altherr et al., 1988 ; Faure et al., 1991). The Cycladic Blueschists are capped by upper napes of sediments, ophiolites and metamorphic rocks, which were not affected by Tertiary polymetamorphism. The recorded metamorphism is a only low pressure-low temperature Cretaceous event (Bonneau, 1982).

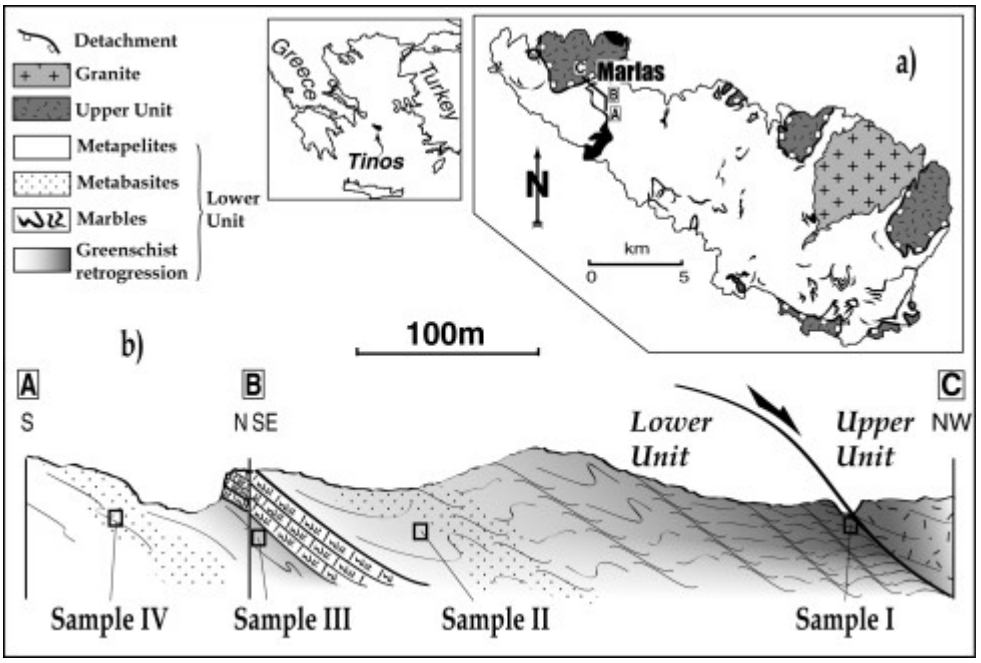


Figure 1 : *a) Simplified geological map of Tinos Island (after Mélidonis, 1980), with cross-section locations A, B and C. b) Sample locations within a cross-section of the uppermost Lower Unit underlying the major detachment.*

2b) Tinos Geology

Tinos is located in the northeastern part of the Cycladic arc between Andros and Mykonos. As these two other islands, Tinos presents a NW-SE elongated dome structure,

with shallow dips of the foliation on both sides. The geology of the island is divided into two main units (Mélidonis, 1980) brought in contact by the extensional detachment (Fig. 1a) (Avigad, 1990). The upper unit (UU) is composed of serpentinites, metabasites and metagabbros (Avigad & Garfunkel, 1989 ; Bröcker, 1990 ; Bröcker et al., 1993 ; Patzak et al., 1994 ; Bröcker & Franz, 1998). This succession has been interpreted by (Katzir et al., 1996) as a dismembered ophiolite sequence. The greenschist-facies metamorphism dated at around 70 Ma was attributed by these authors to hydrothermal alteration in marine environment (Putlitz et al., 2001). As in all the units of the Aegean upper napes, no trace of any Tertiary metamorphism is observable (Katzir et al., 1996 ; Stolz et al., 1997). The upper unit crops out in small areas, spread mainly on the southwestern and northeastern sides of the dome structure.

The lower unit (LU), belonging to the Cycladic Blueschists widely distributed in the Aegean Sea, comprises a sequence of interbedded metabasites, metapelites and marbles of volcanic and sedimentary origins (Fig.1a, b). P-T calibrations in basic and pelitic rocks lead to 1.2 GPa and 450-500 °C peak conditions for the eclogite- to blueschist-facies metamorphism (M1) (Bröcker, 1990). $^{40}Ar/^{39}Ar$ and Rb/Sr studies dated this event at 40-45 Ma (Bröcker et al., 1993 ; Bröcker & Franz, 1998). The greenschist-facies retrogression (M2) that overprinted M1 during the Miocene (23-21 Ma) was estimated at around 0.2-0.7 GPa, 440-470 °C (Bröcker, 1990 ; Parra et al., 2002). M2 retrogression resulted in the replacement of high-pressure minerals (omphacite, garnet, and glaucophane) by hydrated minerals (chlorite and phyllosilicates). This hydration was promoted by the infiltration of H_2O-rich fluids (Bröcker, 1990).

Both upper and lower units are intruded by two Early Miocene granodiorite bodies at 19 and 14 Ma, on the south-eastern part of the island, causing a contact metamorphism aureole of ~1 km width (Mélidonis, 1980 ; Altherr et al., 1982 ; Stolz et al., 1997). These plutonic intrusions seal the contact between the two units (Avigad & Garfunkel, 1991).

The detachment itself is a sharp shallow-dipping discontinuity, presenting all the features of a ductile extensional major shear zone. The domain affected by consistent and penetrative top-to-NE sense of shear is characterized by a complete retrogression in the greenschist facies. M2 metamorphic event is synkinematic to the motion of the detachment and occurred preferentially around the shear zone (Gautier & Brun, 1994a). Hydration relative to M2 is even maximum in a ≈10 m thick talc-rich layer, which soles the contact (Jolivet & Patriat, 1999). Both non-coaxial finite deformation and greenschist facies retrogression are located preferentially on the NE side of Tinos. In contrast, well preserved eclogites and blueschists are only present deep in the metamorphic dome on the south-west of Tinos, where structural distance from the detachment is maximum. These lithologies show only little, if any, evidence of asymetric kinematic indicators, and ductile deformation is nearly coaxial (Jolivet & Patriat, 1999). The facts described above suggest a causal relationship between the development of a shear zone and the inflow and circulation of

fluids required for M2 retrogression. Related or not, these fluid-circulation and deformation events occurred at mid-crustal conditions (10-15 km, 400-450 °C), at depth close to the so-called "ductile-brittle transition", where creeping flow and frictional sliding mineral rheologies overlap.

2c) Sample description

Sampling locality was chosen in the area of Marlas in the northwest of the island, as far as possible from the two granite intrusions, in order to avoid any eventual fluid perturbation by the late magmatic events. This area offers an almost unique cross-section in the lower unit, at least 300 m thick, starting from the detachment and ending in well-preserved eclogite- and blueschist-facies lithologies. As described above, this cross section shows a representative evolution of ductile deformation and retrogression when withdrawing from the detachment : The contact between the two units is marked by an ancient talc mine, in which top-to-NE sense of shear and hydration are clear. Deformation and hydration become less sensible away from the detachment in the succession of metapelites, metabasites and marbles. Well-preserved high-pressure rocks are found at a structural thickness of about 200 m. Coaxial ductile deformation prevails in these rocks and the only signs of simple shear deformation and retrogression are found in centimeter-scale shear bands outlined by chlorite mineralisation.

Four samples were collected along this cross section with increasing distance from the detachment. The three first samples are synfolial veins boudinaged and rotated by ductile flow. They have acquired a lens shape, symmetrical or sygmoïdal Top-to-NE, and are synkinematic to the motion of the shear zone. These veins are mainly constituted of quartz, with minor occurrences of calcite, chlorite and albite, independently of host rock mineralogy. Sample I was taken in the talc rich layer underlining the detachment (0 m). Sample II was collected in greenschist metabasites at about 150 m under the contact. Sample III comes from an aureole of retrogression under a ~10 m thick marble layer, at about 200 m from the detachment.

Sample IV was taken in the pressure shadow of an epidote boudin, in blueschist metabasites at 220 m under the detachment. The pressure shadow is composed of quartz and phengite, and contains fractured porphyroclasts of epidote and needles of glaucophane. No trace of chlorite or other minerals of the M2 retrogression were observed at the mesoscopic or microscopic scales in this pressure shadow.

In thin section, quartz contained in the four samples show evidence of intra-crystalline deformation. Relics of large old quartz grains with sweeping undulose extinction and elongate sub-grains are surrounded by neo-grains formed by dynamic re-crystallization.

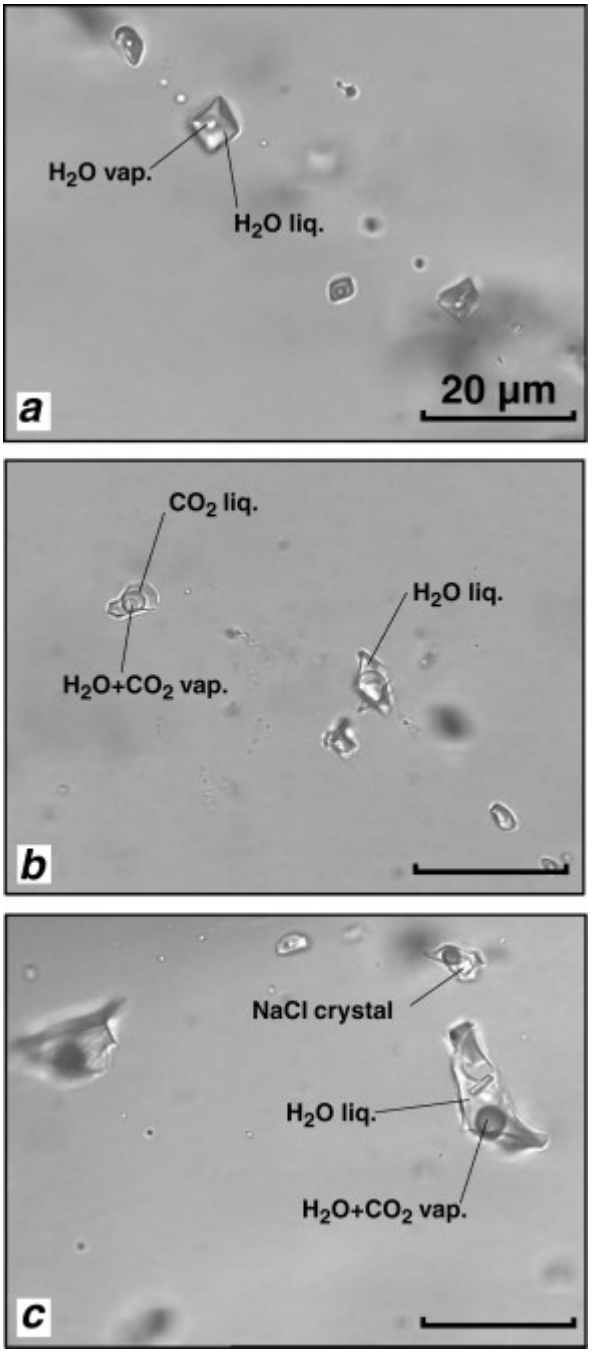


Figure 2 : *High magnification photomicrographs of typical fluid-inclusions encountered in the studied samples. a) Secondary biphased H_2O-NaCl inclusions planes, with low to moderate salinity and high filling ratios (FI I, II, IIIa). b) Secondary triphased H_2O-NaCl-CO_2 inclusions planes (FI IIIb). c) Biphased salts-CO_2 inclusions clusters (FI IV).*

Inclusion type	I	II	IIIa	IIIb	IV
System	H_2O-NaCl	H_2O-NaCl	H_2O-NaCl	H_2O-NaCl-CO_2	H_2O-NaCl-$CaCl_2$-CO_2
Salinity (%wt eq. NaCl)	1.5	6.5	10.5	4.5	supersaturated
X_{CO2}	-	-	-	0.23	trace

Table I : *Chemical system, salinity and CO_2 content of fluid inclusions I, II, IIIa, IIIb, IV.*

2d) Fluid Inclusions

Three main categories of fluid inclusions (FI) were recognized from microscopic observation in the four samples described above : biphased aqueous inclusions (Fig. 2a), triphased aqueous inclusions with liquid CO_2 (Fig. 2b), and biphased aqueous inclusions containing daughter crystals (Fig. 2c). Monophased dark inclusions are also visible in all the samples, but interpreted as decrepitated inclusions and for this reason not analyzed in this study. Microthermometric and micro-Raman analyses were performed on biphased and triphased inclusions in order to constrain their composition. These analyses were made on inclusions in quartz matrix only. The features and compositions of these inclusions can be summarized as follows (Table 1) :

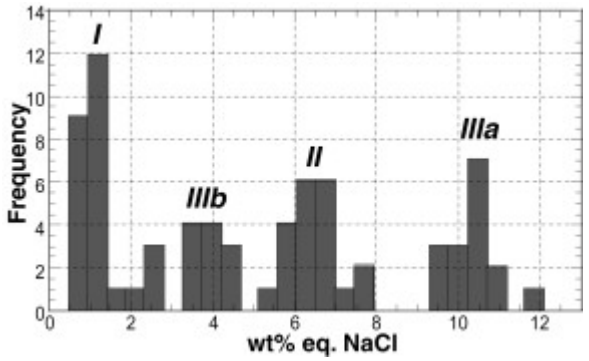


Figure 3 : *Frequency histograms of salinities encountered in H_2O-NaCl fluid-inclusions. a) Peak frequency in FI I (sample I) is centered on 1 %wt eq. NaCl. b) Sample II fluid-inclusion salinities are centered on 6.4 %wt eq. NaCl (FI II). c) Salinity in FI IIIa H_2O-NaCl inclusions (sample III) range between 10 and 10.5 %wt eq. NaCl.*

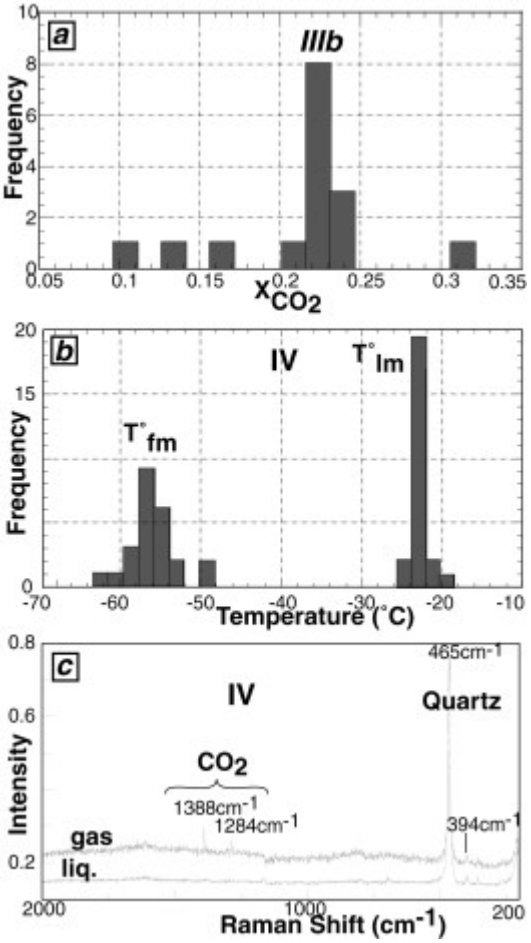


Figure 4 : *Frequency histograms and Raman shift of FI IIIb triphased fluid-inclusions (sample III) and FI IV salts-CO_2 inclusions (sample IV). a) X_{CO2} in FI IIIb centered on 0.23. b) First and last melting temperatures ($T°_{fm}$ and $T°_{lm}$, respectively) in FI IV are centered around –55 and –24 °C, respectively. c) Raman spectra of the vapor phase in FI IV, showing the two sharp peaks of gaseous CO_2 at 1284 and 1388 cm^{-1}.*

Fluid inclusions in sample I are biphased aqueous (labeled I) (Fig. 2a), in the H_2O-NaCl chemical system. Their melting temperatures cluster around –4.1 °C, indicating salinities around 1.5 %wt eq. NaCl (Fig. 3). FI I are secondary and distributed along planes. The fluid inclusion planes (FIP) are oriented perpendicular to the NE direction of extension recorded on Tinos, and interpreted as sealed tensile cracks.

Inclusions in sample II (II) contain also biphased aqueous fluids (Fig.2a) in the H_2O-NaCl chemical system. Salinity measurements cluster around 6.5 %wt eq. NaCl (Fig.3). Like in sample I, they are found in FIP perpendicular to the NE, but also in trails parallel to foliation of the host rock, around neo-grains formed by dynamic re-crystallization. FI II are therefore secondary.

Sample III shows two types of fluid inclusions : Biphased aqueous (IIIa) (Fig. 2a) in the H_2O-NaCl system, and triphased (IIIb) (Fig. 2b) in the H_2O-NaCl-CO_2 chemical system. FI IIIa show salinities around 10.5 %wt eq. NaCl (Fig. 3). FI IIIb display salinities around 4 %wt eq. NaCl (Fig. 3) and CO_2 concentrations around 0.23 (Fig. 4a). Both FI IIIa and IIIb are found in FIP or trails around neo-grains.

Fluid inclusions in sample IV are biphased aqueous, and contain one or more daughter crystal (IV) (Fig. 2c). The complexity of the chemical system of these inclusions allows only qualitative assessment on their composition. First melting temperature clusters around –55 °C (Fig. 4b), indicating the presence of $CaCl_2$. Last melting temperature shows a sharp peak at –24 °C (Fig. 4b), indicating high total ion concentrations. When only one daughter crystal is present, it is always a NaCl cube. Two other daughter crystals are visible in the biggest inclusions, but none of them were identified. Micro-Raman analyses in the vapor phase of FI IV give peaks at 1388 and 1284 cm^{-1}, indicating the presence of CO_2 (Fig. 4c). No liquid CO_2 was observed in these inclusions at room temperature. Chemical system of FI IV is therefore H_2O-NaCl-$CaCl_2$-CO_2 with some other unidentified components. These inclusions have high salts contents, and are supersaturated with respect to NaCl at room conditions. In contrast to samples I, II and III, sample IV is almost devoid of visible inclusions. FI IV were found only in glaucophane needles, epidote porphyroclasts or in the quartz matrix around these crystals. FI IV are found alone or in small clusters of two or three inclusions (Fig. 2c), and are not organized in FIP or trails. Although such features suggest a primary origin, this fact is not demonstrated.

The consistency of the four types of FI described above at the scale of Tinos was checked by qualitative observations of other samples collected on the whole island. (Schuiling et al., 1987) reported similar kinds of FI for the entire Cycladic Blueschist belt, and described supersaturated fluid inclusions associated to M1 metamorphism, and low- to medium-salinity inclusions ±CO_2, related to M2 greenschist overprint. Following their conclusions, we consider that FI IV are representative of M1 fluids, and FI I, II, IIIa and IIIb were trapped during the M2 fluid event.

3. Methods

Infrared (IR) spectra on fluid-inclusions in quartz grains were measured with a microscopic FTIR spectrometer (JASCO, FTIR 620plus, IRT 30). The standard infrared light source, a Ge-coated KBr beam splitter, and a MCT (HgCdTe) detector were used for the measurements. All the spectra were obtained by collecting 100 scans with a spectral range from 6000 to 700 cm^{-1} and with a 4 cm^{-1} resolution. Samples were mounted as doubly polished thin-sections of about 150 µm thick. Studied areas were chosen to avoid grain boundaries or decrepitated inclusion clusters. Infrared aperture was set to 100x200 µm for all the measurements, to fit a single fluid-inclusion plane (FIP).

A reference transmission spectrum (T_0) was measured in the apertured area without a sample (only the air), and a sample transmission spectrum (T) was measured on the desired position of the sample. A final absorption spectrum was obtained by taking absorbance A (= $-\log_{10} T/ T_0$) as a function of the wavenumber (cm^{-1}).

High temperature IR spectra on FIP were measured by using a heating stage (LINKAM FTIR 600) between 20 and 300 °C. Temperature accuracy was checked with melting points of sulfur (114.5 °C) and lead (329.3 °C). Errors on temperature were less than 2 °C. Samples were heated from 20 °C to 300 °C at a rate of 10 °C/min, held for 5 min at each temperature step, and cooled down to room temperature at the same rate. IR spectra were recorded during both the heating and the cooling steps. Temperature limit of heating was determined by homogenization temperature in order to avoid decrepitation.

All the spectra were corrected for baseline in the range 4500-2500 cm^{-1} and apparent peak positions, peak height ratios, and peak areas of OH bands were determined.

4. Results

4a) IR spectra of different fluid inclusions at room temperature

The typical IR spectra for different fluid inclusions at temperatures from 23 to 28 °C are given in Figure 5. Sample I FIPs (1 % eq. NaCl) have a broad band around 3405 cm^{-1} with absorbance close to 0.08. Sample II FIPs (6.5 % eq. NaCl) show a broad band around 3420 cm^{-1}, a bit higher than the wavenumber of sample I inclusions, with a similar absorbance. Sample IIIa FIPs (10.5 % eq. NaCl) have a similar band to sample II, with a lower absorbance around 0.04. Sample IIIb FIPs (4.5 % eq. NaCl, X_{CO2} = 0.25) have a weak broad band around

3395 cm^{-1}, with a low absorbance near 0.01. Sample IV inclusions (NaCl-$CaCl_2$ saturated, with some CO_2) have a band similar to sample IIIb, with an absorbance close to 0.02.

In the NaCl-rich inclusions (FI I, II, IIIa) a shoulder around 3520 cm^{-1} can be observed. On the other hand, CO_2-containing fluid inclusions (FI IIIb, IV) display two shoulders at around 3310 and 3210 cm^{-1}. No influence of the size of inclusion has been observed on the spectra.

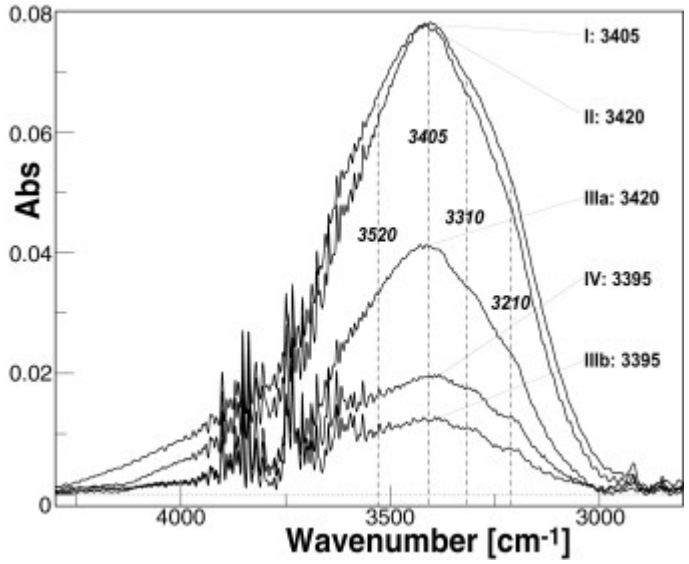


Figure 5 : *IR spectra of fluid inclusions at room temperature, with positions of shoulder components at 3210, 3310, 3405 and 3520 cm^{-1} in a normalized absorbance-versus-wavenumber diagram. All the spectra are shown after baseline correction and normalized to a thickness of 1 cm. Apparent peak positions of FI I, II, IIIa, IIIb and IV are at 3405, 3420, 3420, 3395 and 3395 cm^{-1}, respectively.*

4b) Change of IR spectra of fluid-inclusions with temperature

Change in IR spectra of fluid-inclusions with temperature from 23 to 270 °C are presented in Figure 6, 7, 8 and 9.

The peak-position in sample I inclusions (1 % eq. NaCl) shifts systematically from 3405 cm^{-1} at 23 °C to 3495 cm^{-1} at 200 °C (Fig.6a). The peak position in sample II inclusions (6.5 % eq. NaCl) increases regularly from 3420 cm^{-1} at 27 °C to 3525 cm^{-1} at 260 °C (Fig.6b). The peak position in sample IIIa inclusions (10.5 % eq. NaCl) shifts gradually from 3420 cm^{-1} at 27 °C to 3480 cm^{-1} at 190 °C (Fig.6c). The peak position in sample IIIb inclusions (4.5 % eq. NaCl, X_{CO2} = 0.25) shifts from 3395 cm^{-1} at 26 °C to 3470 cm^{-1} at 150 °C (Fig.6d). The peak position in sample IV inclusions (NaCl-$CaCl_2$-saturated, with some CO_2) shifts from 3395 cm^{-1} at 28 °C to 3445 cm^{-1} at 270 °C (Fig. 6e). These shifts can be explained by the relative decrease of lower wavenumber shoulders.

The evolution of peak position with temperature for H_2O-NaCl inclusions (FI I, II, IIIa) are reported in Figure 7a. All the three trends are quasi-linear. The slope is 0.51, 0.45 and 0.40 for 1 % 6.5 % and 10.5 % eq. NaCl, respectively. All the three cooling pathways show the same trend as the heating path.

The evolution of peak position with temperature for the two CO_2-containing inclusions is reported in Figure 7b. The two trends are quasi-linear. The slopes is 0.25 and 0.64 for CO_2-poor and CO_2-rich inclusions, respectively.

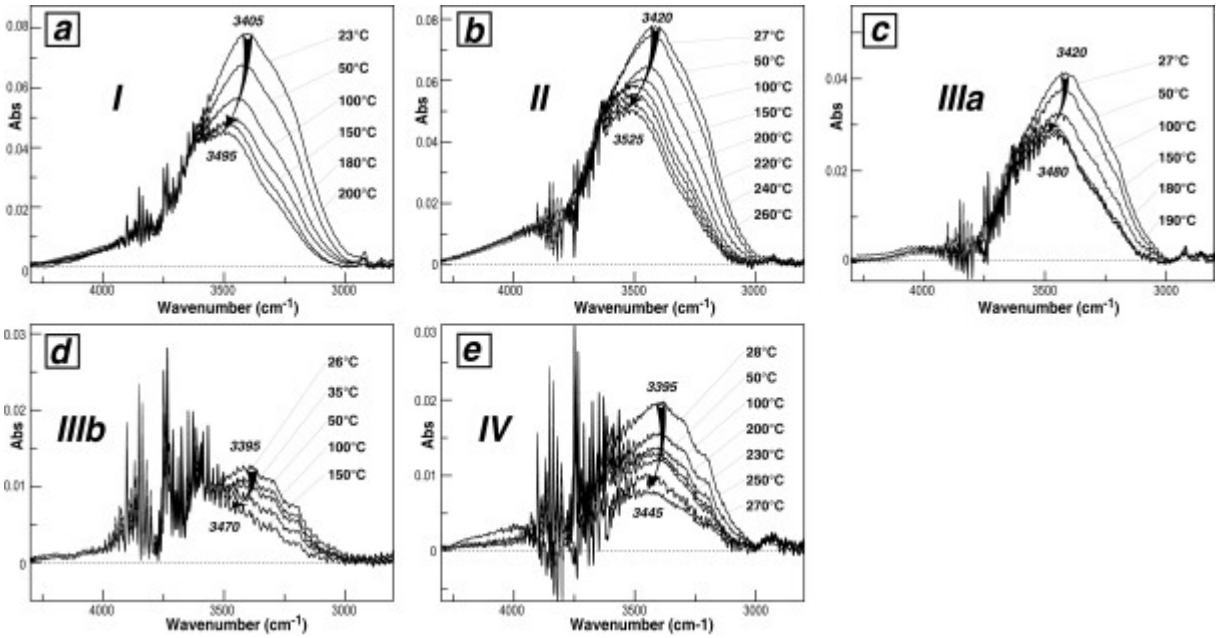


Figure 6 : *Evolution with heating of IR spectra on fluid-inclusions, in a normalized absorbance-versus-wavenumber diagram. All the spectra are shown after baseline correction and normalized to a thickness of 1 cm. Noise in the 3550-4000 cm^{-1} range is due to variation of water vapor in ambient air. a) Sample I, FI I, 1 %wt eq. NaCl inclusions. b) Sample II, FI II, 6.4 %wt eq. NaCl inclusions. c) Sample III, FI IIIa, 10.2 %wt eq. NaCl inclusions. d) Sample III, FI IIIb, 4 %wt eq. NaCl and 0.23 XCO_2 inclusions. e) Sample IV, FI IV, salts-CO_2 inclusions.*

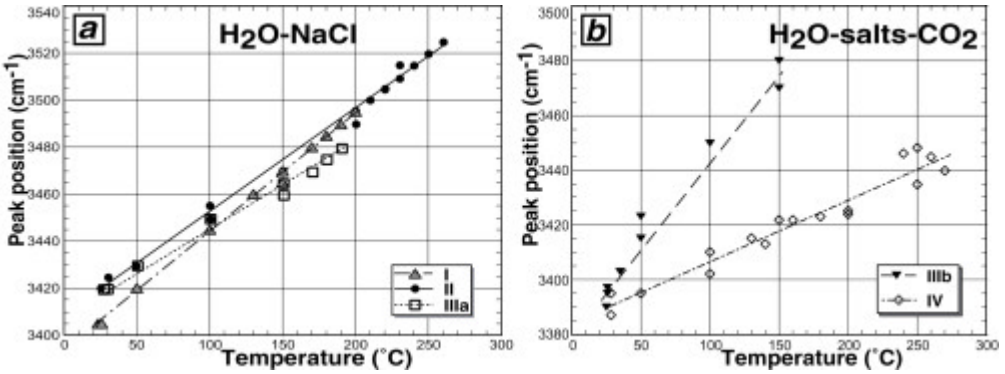


Figure 7 : *Plot diagrams showing peak position (after baseline correction) as a function of temperature, best fitted by linear relations. a) H_2O-NaCl inclusions. Slopes of 0.51, 0.45 and 0.40 for FI I (1 %wt eq. NaCl, sample I), FI II (6.4 %wt eq. NaCl, sample II) and FI IIIa (10.2 %wt eq. NaCl, sample III) respectively, are very close for the three samples. b) CO_2-bearing inclusions. FI IV (salts-CO_2, sample IV) display a slope of 0.25 whereas FI IIIb (4 %wt eq. NaCl, 0.23 X_{CO2}, sample III) shows a steep slope of 0.64.*

For each spectrum, a band area is determined, and reported as a function of temperature in Figure 8. With increasing temperature, the band area for NaCl-H_2O inclusions (FI I, II, IIIa) decrease gradually, but upon cooling, their recovery does not follow the same pathway. The band area is recovered at room temperature, except for sample I inclusions (1 % eq. NaCl), which have lost 20 % of their band area. This might be due to partial decrepitation or leaking of several fluid inclusions.

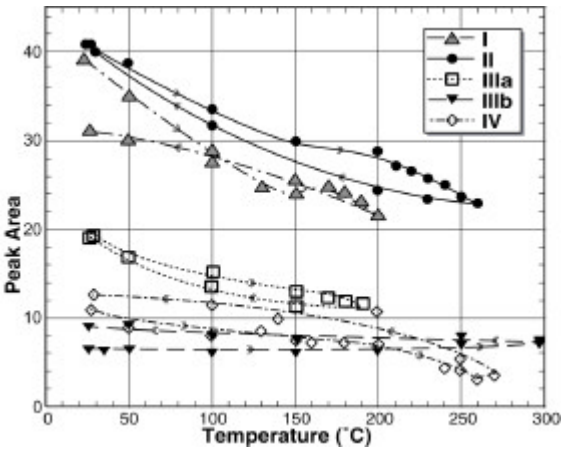


Figure 8 : *Plot diagrams showing peak area (after baseline correction) as a function of temperature, upon heating and cooling. Band area is recovered at room temperature, except for FI I, which show a lost of 20 % band area.*

The band area for CO_2-containing inclusions is also reported in Figure 8 as a function of temperature. The band area for CO_2-poor inclusions (FI IV) decreases quasi-linearly with a slope of -0.5. On the other hand, the band area for CO_2-rich inclusions (FI IIIb) remains low level close to the detection limit, because of large noise from water vapor (Fig. 6d).

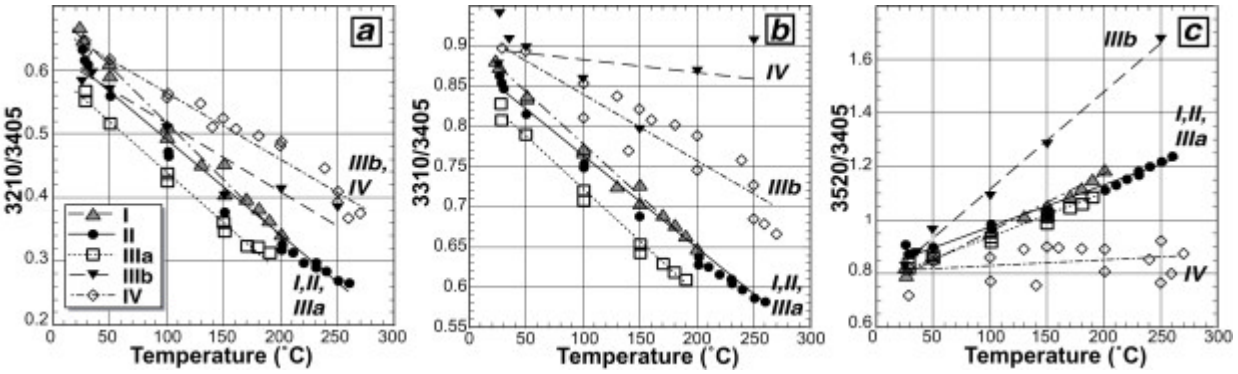


Figure 9 : *Plot diagrams showing relative peak intensities of fluid inclusion IR spectra (after baseline correction) as a function of temperature. a) 3210/3405 ratio. b) 3310/3405 ratio. c) 3520/3405 ratio. As temperature increases, 3210/3405 and 3310/3405 intensity ratios decrease, whereas 3520/3405 increases, as a result of peak shift towards higher wavenumbers. All the trends are quasi-linear.*

The intensities of bands at 3210, 3310, and 3520 cm^{-1} relative to 3405 cm^{-1} are represented as a function of temperature in Figure 9a, b, c, respectively. The 3210/3405 ratio decreases quasi linearly from about 0.6 for all the inclusions. The slopes for NaCl-H_2O inclusions (FI I, II, IIIa) are close to -0.0016, while those for CO_2-containing inclusions (FI IIIb, IV) are around -0.0010 (Fig. 9a). The 3310/3405 ratio decreases quasi-linearly from about 0.87 for all the inclusions. The slopes for NaCl-H_2O inclusions (FI I, II, IIIa) are close to -0.0013. The 3310/3405 ratio for CO_2-rich inclusions (FI IIIb) do not change significantly, while that for CO_2-poor inclusions (FI IV) shows a quasi-linear decrease with a slope of about -0.0008 (Fig.9b). The 3520/3405 ratio increases quasi-linearly from about 0.8 for all the inclusions. The slopes for NaCl-H_2O inclusions (FI I, II, IIIa) are close to +0.0016. The 3520/3405 ratio for CO_2-poor inclusions (FI IV) does not change significantly, while that for CO_2-rich inclusions (FI IIIb) shows a significant increase with a slope of about +0.0036 (Fig.9c).

5. Discussion

5a) O-H bands in IR spectra

IR spectra of liquid pure water and ice have been reported by (Aines & Rossman, 1984). A broad absorption band around 3400 cm^{-1} is due to O-H stretching vibration of H_2O molecules with varying hydrogen bond distance between water molecules. This IR band is shifted toward 3200 cm^{-1} for ice (at 78°K). Since the smaller wavenumber indicates the shorter hydrogen bond distance (Nakamoto et al., 1955), ice has more "constrained" structure than free water.

Although detailed structural models of liquid water have not yet been established, water molecules are considered to be in several clusters with varying hydrogen-bond distance (Aines & Rossman, 1984). Masuda et al. (in press) proposed four cluster components of water based on attenuated total reflectance (ATR) spectra of aqueous solutions containing NaCl and carbonates in different concentrations. NaCl solutions show less constrained "soft" nature with longer hydrogen-bond distance, while carbonate solutions have greater contribution of "hard" components with shorter H-bond distance.

5b) O-H bands at room temperature

The intensities of 3520, 3310 and 3210 cm^{-1} components relative to 3405 cm^{-1} are plotted in Figure 10. For H_2O-NaCl inclusions, the harder components (3310 and 3210 cm^{-1})

decrease systematically with increasing NaCl concentrations, from 1 % to 10.5 % eq. NaCl. This is in agreement with the increasing "softer" character of synthetic NaCl solutions for increasing concentrations found by ATR-IR measurements (Masuda et al., in press).

On the other hand, CO_2-containing inclusions do not show systematic changes in these relative intensities.

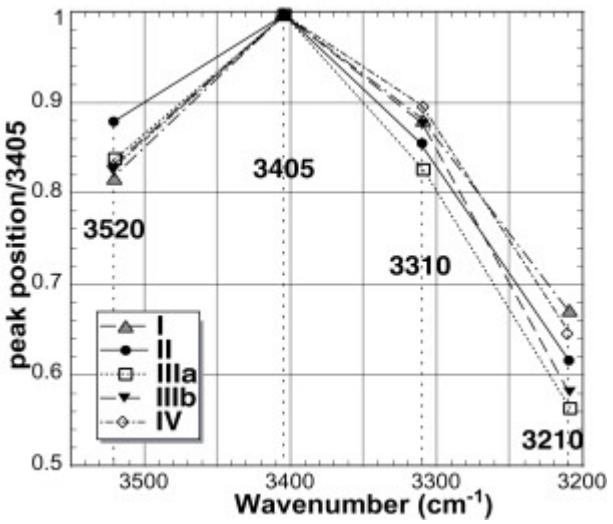


Figure 10 : *Peak intensities of 3520, 3310 and 3210 cm^{-1} components relative to 3405 cm^{-1} in fluid inclusion IR spectra at room temperature.*

5c) O-H bands at high temperature

Peak position and band area

For H_2O-NaCl fluid inclusions, the apparent peak position increases quasi-linearly with temperature. The slopes of the linear trends decreases from 0.51, 0.45 to 0.40 for 1 %, 6.5 % to 10.5 % eq. NaCl, respectively (Fig. 7a). The "softer" character of NaCl-rich inclusions becomes less significant at higher temperatures. This is also in agreement with the results of heating experiments of NaCl solutions up to 100 °C (Masuda et al., in press). This can be explained by the intense dissociation of water molecule clusters at high temperatures.

For H_2O-salts-CO_2 inclusions, the apparent peak position increases quasi-linearly with temperature. The slopes of the linear trends are quite different, from 0.64 for CO_2-rich inclusions to 0.25 for CO_2-poor inclusions (Fig. 7b). These indicate some competition between the "softening" effect of salts and the "hardening" effect of CO_2.

The band area decreases quasi-linearly as a function of temperature for all the fluid inclusions, except for sample IIIb (Fig. 8). In order to compare these results with literature data, the band areas are converted to normalized areas, with a sample thickness of

1 cm, and presented in Figure 11 as a function of wavenumber. All the slopes are close to –9, except for sample IIIb. The general trend is in agreement with the reported decrease of normalized integral absorbance of O-H bands with increasing wavenumber (Paterson, 1982 ; Yamagishi et al., 1997).However, the origin of band intensity decrease with wavenumber shift is not well understood.

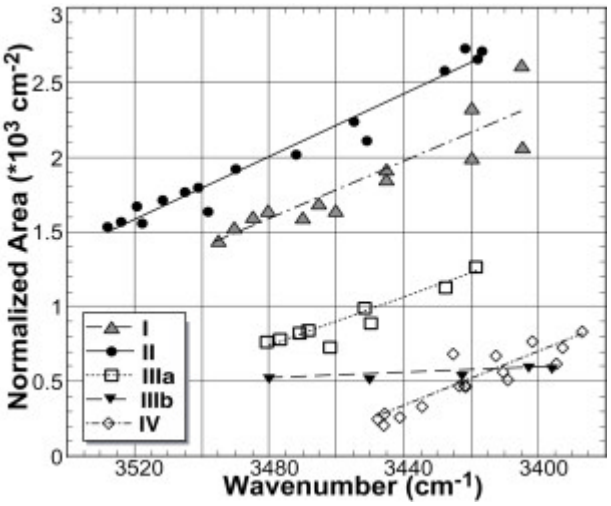


Figure 11 : *Plot diagram showing band area converted to normalized areas for a sample thickness of 1 cm, as a function of the peak top position (wavenumber). Slopes of regression lines are close to –9 for all types of inclusions, except for FI IIIb in sample III.*

Relative intensities of O-H bands

The relative intensity 3210/3405 (cm^{-1}) diverges at higher temperatures for H_2O-NaCl and CO_2-containing fluid inclusions (Fig. 9a). For instance, at 200 °C the 3210/3405 ratio is around 0.3 for NaCl inclusions and around 0.45 for CO_2-containing inclusions. Because this ratio represents the relative abundance of the hardest components of water clusters, the "harder" character of CO_2-containing fluids becomes more contrasted from the softer character of H_2O-NaCl fluids at higher temperatures.

The same trend is observed for the 3310/3405 ratio (Fig. 9b). However, CO_2-rich inclusions retain their "hard" character at higher temperatures, while CO_2-poor inclusions (salt-saturated, sample IV) show similar trends to H_2O-NaCl fluids. The hardness of CO_2-rich fluids is thus represented by the 3310/3405 ratio at higher temperatures.

The relative intensity of the softer component (3520/3405 ratio) increases with similar trends for H_2O-NaCl fluids (Fig. 9c). However, this ratio shows a contrasting behavior for CO_2-containing fluids at higher temperatures. This can be due to the competing effects of salt softening and CO_2 hardening.

All these different characters of fluid-inclusions can be summarized in Figure 12, where the linear trends of apparent peak position shift for increasing temperature for

different fluid-inclusions are presented. The competing salt-softening and CO_2-hardening effects are now synthesized in this apparent peak position. Two contrasting trends are now obvious : Fluid inclusions from greenschist facies display softer natures at higher temperatures, with apparent peak position reaching about 3585 cm^{-1} at 400 °C by extrapolation of the linear trend. On the other hand, CO_2-poor inclusions (salt-saturated) from blueschist facies conserve their relatively hard natures at higher temperatures. The apparent peak position can be extrapolated to about 3475 cm^{-1} at 400 °C for these blueschist facies fluids.

5d) Relation between IR O-H bands and dihedral angles

The behavior of fluids in the crust is often discussed, based on varying dihedral angles of fluids with different compositions, mineral constituents, temperatures and pressures (Holness & Graham, 1991 ; Farver & Yund, 1992 ; Nakashima, 1995). Generally speaking, NaCl-rich fluids have lower dihedral angles, while CO_2-rich fluids have higher ones. Therefore, metamorphic rocks are often considered to be impermeable to CO_2-rich fluids (Holness & Graham, 1991, 1995).

Our IR results on different fluid inclusions indicate that NaCl-rich fluids have a softer character due to a relative abundance of higher wavenumber components with longer H-bond distance. In contrast, CO_2-rich fluids have a harder character due to a relative abundance of lower wavenumber components with shorter H-bond distance. These IR results appear to be in agreement with the above dihedral angle observations. The "soft" or "hard" properties of fluids with different water molecule clusters might be in close relation with viscosity of fluids, and so with dihedral angles. We will therefore apply our IR results for the implication of fluid behaviors during metamorphism and deformation.

5e) Fluid natures during metamorphism and deformation

The CO_2-salts fluids (sample IV) in the blueschist facies rocks show the hardest character, indicating high dihedral angle, especially at temperature of metamorphism and deformation (Fig. 12) (400-450 °C : (Bröcker, 1990 ; Parra et al., 2002). This fact agrees with (Holness & Graham, 1995), who found high dihedral angles for lower X_{CO2} regions. The high dihedral angles prevented the circulation of metamorphic fluids associated to M1. No significant simple shear deformation in the greenschist facies is observed in these rocks.

In contrast, all the fluid inclusions found in greenschist facies have a softer nature (Fig. 12). Based on the above possible relation with dihedral angle, this softer nature of fluids

can make fluid circulation plausible in M2 metamorphic rocks, even if the permeability level might be very low (10^{-18} m^2/s for pure water at ambient conditions; Brace, 1984). In fact, in these greenschists, intense retrograde metamorphism is observed as a result of hydration of pre-existing blueschist rocks. This hydration was promoted by the circulation of highly mobile M2 aqueous fluids, due to their low wetting angle characteristics. The debate on whether these M2 fluid influxes were the caused or the consequence of ductile shearing is still open. Yet, the above suggests that the formation and propagation of shear zones away from the detachment was in close relation with the infiltration of highly mobile fluids.

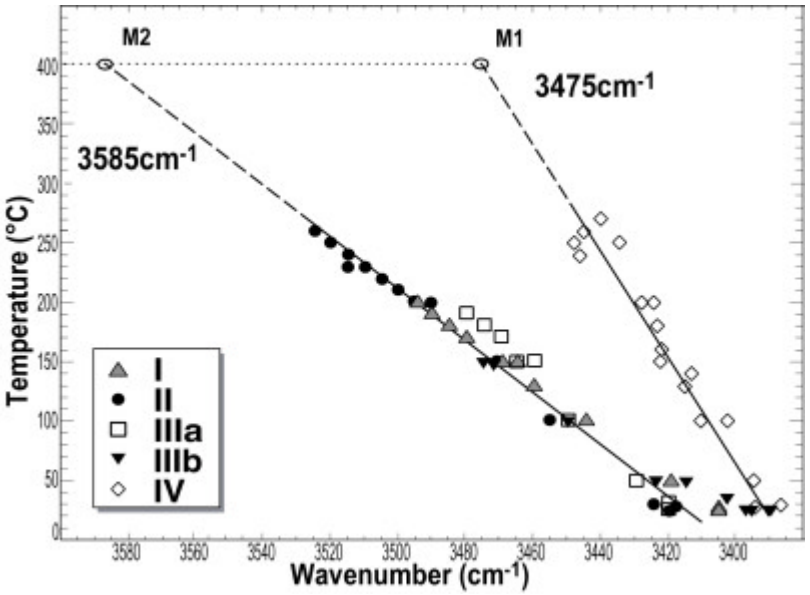


Figure 12 : *Plot diagram of apparent peak positions of IR OH bands as a function of temperature for all fluid inclusions. FI I, II, IIIa and IIIb show linear trends with a mean slope of 0.50, which reaches 3585 cm^{-1} by extrapolation to 400 °C. FI IV show another linear trend with a slope of 0.25, attaining 3475 cm^{-1} by extrapolation to 400 °C.*

The H_2O-CO_2-NaCl fluids (FI IIIb, X_{CO2} = 0.23) found under the marble layers show the softest appearance based on the apparent peak position (Fig. 12). This can be interpreted by the lower dihedral angles of CO_2-containing fluids with $0.2 < X_{CO2} < 0.6$ at high temperatures (Holness & Graham, 1995). The presence of NaCl in these inclusions might further lower the dihedral angles (Holness & Graham, 1995). These soft characters of fluids can explain the aureole of retrogression found under the marbles, which are supposed to be impermeable at pressure and temperature conditions of the greenschist facies (Holness & Graham, 1991, 1995).

It should be noted that the "soft" or "hard" natures of fluids become much more contrasted at higher temperatures (Fig. 12). The chemistry of fluids has much more significant effects on the permeability under metamorphic conditions. Further studies are

needed for elucidating the competing effects of salts and CO_2. The quantitative relations between IR O-H bands and dihedral angles should also be investigated.

6. Conclusion

High temperature infrared (IR) microspectroscopy on natural fluid inclusions contained in quartz veins has been applied in order to investigate the structure of metamorphic fluids over the temperature range 25-270 °C. Blueschist-facies veins from Tinos island contain H_2O-NaCl-$CaCl_2$-CO_2 inclusions whereas H_2O-NaCl±CO_2 inclusions are found in greenschist-facies veins. From 25 to 270 °C, peak positions of OH stretching IR absorption spectra increase quasi-linearly at slopes of 0.25 for inclusions trapped under blueschist metamorphism, and 0.50 for inclusions trapped during the greenschist overprint. Extrapolation to 400 °C yield peak positions of 3475 cm^{-1} for blueschist inclusions and 3585 cm^{-1} for greenschist inclusions. Since the smaller wavenumber indicates the shorter hydrogen-bond distance between water molecules, fluids involved in the greenschist event have a "loose" structure compared to blueschist fluids. We suggest that these properties might correspond to a low viscosity and wetting angle of fluids. Therefore, fluids present during blueschist conditions existed merely as isolated pores, while aqueous fluids involved during greenschist metamorphism may have formed an interconnected network along grain edges. This would explain the high mobility of aqueous fluids predicted in retrograde environments by isotopic profiles and mass-balance calculations. (Ferry & Dipple, 1991 ; Dipple & Ferry, 1992 ; Ague, 1994). These results have important implications not only for fluid migration but also for the physical and mechanical properties of deforming rocks at the ductile-brittle transition. Fluid chemistry, controlling the supply for hydration reactions through the wetting angle, might be a key factor of shear zone formation, promoting strain localization by reaction softening. A fuller knowledge of fluid properties a metamorphic condition becomes increasingly necessary to understand the processes of detachment evolution. Detailed infrared microspectroscopy studies could provide this knowledge.

Acknowledgement

The authors would like to thank Laurent Jolivet and Jean Paul Cadet for encouraging this work. Réjane Garnaud is acknowledged for her help in fluid inclusion data aquisition. Kaori Masuda is thanked for her useful discussions on IR spectra of aqueous solutions. Tetsuro Hirono and Midori Achisaki are thanked for their help during the experiments. We

are grateful to the Service for Science and Technology, Embassy of France in Japan for their financial support of this research project "l'eau dans la géodynamique".

SYNTHESE :

VERS UN MODELE DE CIRCULATION LE LONG D'UN DETACHEMENT

Synthèse et discussion ____ **227**

1. Caractéristiques des circulations ____ **227**

1a) L'écoulement est chenalisé ____ *227*

1b) Les fluides sont d'origine surfacique ____ *228*

1c) L'infiltration est arrêtée par la transition fragile-ductile ____ *229*

1d) La convection thermique ____ *229*

2. Mécanismes d'infiltration ____ **230**

2a) Infiltration passive par création de perméabilité ____ *230*

2b) Infiltration dynamique par pompage cyclique ____ *231*

3. Bilan ____ **232**

4. discussion ____ **234**

4a) Le paradoxe perméabilité-pression en période intersismique ____ *234*

4b) Interconnexion du système hydrologique à la rupture ____ *237*

4c) vers un modèle conceptuel de flux alternés ____ *237*

4c) Conséquences mécaniques : Le jeu d'une faille normale faible ____ *238*

Conclusion ____ **239**

Les fluides jouent-ils un rôle actif à l'initiation d'un détachement ? ____ **239**

Perspectives : étudier l'actuel ! ____ **240**

Références ____ **243**

SYNTHESE ET DISCUSSION

Dans ce mémoire nous nous sommes efforcés de contraindre les paramètres qui régissent les migrations de fluides dans une zone de cisaillement crustale en abordant la problématique selon deux axes majeurs. Le premier axe répond à des questions principalement descriptives. Quelle est l'origine des fluides ? A quel stade de l'évolution de la déformation ces fluides sont-ils mis en mouvement ? Quel est le sens des circulations ? Quelle est la géométrie de l'écoulement ? Le second axe traite la problématique d'un point de vue dynamique. Quelles sont les forces qui génèrent le transfert de masse ? Quels sont les mécanismes mis en jeu et leur échelle d'influence. Les principales interprétations tirées de l'étude de terrain, de la géochimie isotopique, de la microthermométrie et de la microspectroscopie infrarouge sont résumées et discutées ci-dessous.

1. Caractéristiques des circulations

1a) L'écoulement est chenalisé

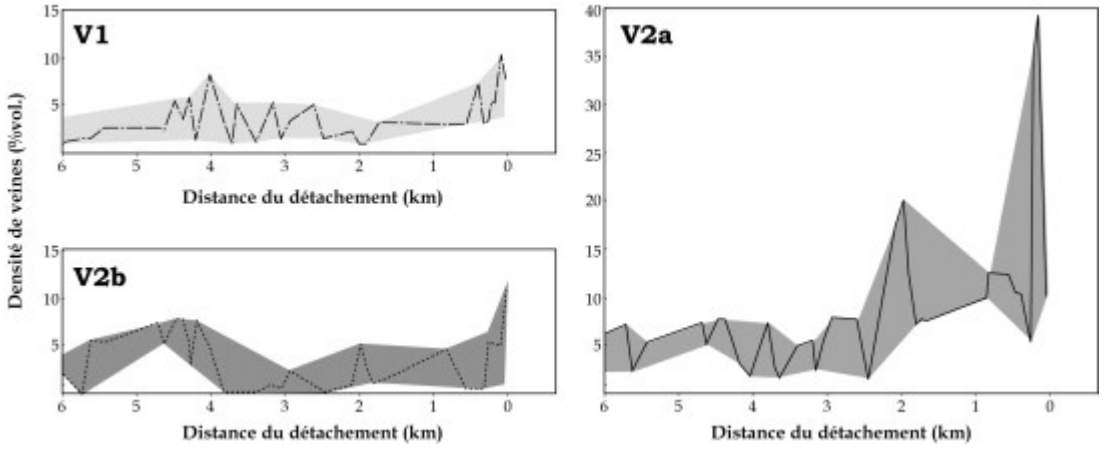


Figure VII.1 : *Densité moyenne de veines (toutes lithologies confondues) le long de la coupe Isternia-Panormos. L'enveloppe des variations est ajoutée.*

Parallèlement à la rétromorphose croissante des faciès de haute pression vers le détachement, les différents types de veines métamorphiques identifiées dans l'unité inférieure présentent une répartition caractéristique : L'abondance des veines V1, ouvertes en domaine ductile profond, est principalement contrôlée par les variations lithologiques, indépendamment de la structure du dôme (Fig. VII.1). En revanche, la densité des veines V2, ouvertes en contexte tardi-ductile schiste vert, montre une croissance marquée à l'approche de la zone de cisaillement. La densité des V2a atteint ~40 % du volume de la roche totale dans les métabasites qui soulignent le contact, soit un apport massif de silice dans des lithologies qui en contiennent peu. Bien que moins marquée, une évolution est aussi sensible au stade V2b. Cette répartition met en évidence une métasomatose croissante de la zone mylonitisée au cours de la transition rhéologique, occasionnée par des transferts de fluides vers les basses températures. L'écoulement est chenalisé et contrôlé par la discontinuité du détachement. Comme le montrent les profils de $\delta^{18}O_{H2O}$, l'écoulement, d'abord diffus dans une bande d'au moins 200 m, se focalise peu à peu au cours de l'exhumation dans un conduit restreint à ~50 m sous le détachement (Fig. VII.2).

1b) Les fluides sont d'origine surfacique

Le transect de veines analysées à la sonde ionique a permis d'identifier une variation de la signature isotopique du fluide au cours du temps et en fonction de la distance du détachement (Fig. VII.2). Le $\delta^{18}O$ de l'eau calculé à partir de la génération la plus ancienne de couples quartz-calcite 1 (correspondant au stade V1), donne des valeurs constantes autour de 15-20 ‰. En revanche, le $\delta^{18}O_{H2O}$ du couple quartz-calcite 2 (V2a) présente une nette chute de ~10 ‰ sur 200 m à l'approche du détachement. Mais c'est surtout dans les couples les plus récents que la chute du $\delta^{18}O_{H2O}$ est la plus marquée, passant de 15 à 0 ‰ en 50 m sous le détachement (quartz-calcite 3, 4, V2b, V3 ?). Cette variation systématique vers les générations les plus récentes et vers le cœur de la zone de cisaillement indique une influence croissante de fluides d'origine surfacique au passage de la transition rhéologique. La faible salinité des inclusions correspondant au stade V2 (~3.5 ‰), déterminée par microthermométrie, plaide en faveur d'une origine marine.

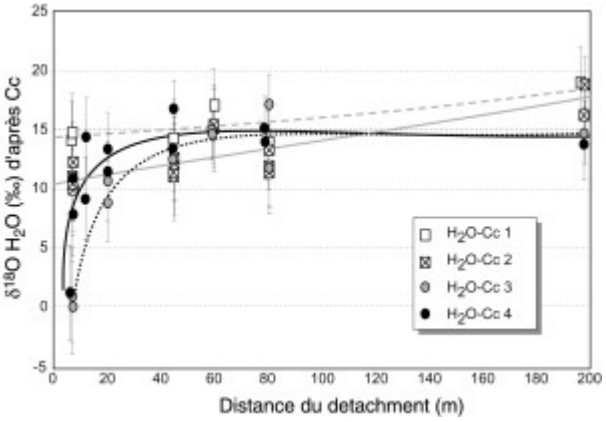


Figure VII.2 : *$d^{18}O_{H2O}$ calculé à partir de la calibration calcite-H_2O (Zheng, 1999), en fonction de la distance du détachement.*

1c) L'infiltration est arrêtée par la transition fragile-ductile

A distance égale de la faille, l'influence des fluides surfaciques disparaît dans les générations de quartz-calcite les plus profondes (Fig. VII.2). Dans les couples quartz-calcite associés au stade V1, l'altération causée par le fluide est seulement perceptible par comparaison avec la signature isotopique des roches préservées au Sud-Ouest de Tinos. Cette altération se manifeste par une homogénéisation des $\delta^{18}O$ vers le détachement (Fig. 11, article n°1). La pénétration des fluides surfaciques en domaine ductile est donc progressivement arrêtée par la transition fragile-ductile. La barrière de perméabilité correspondant au changement de rhéologie est graduelle.

1d) La convection thermique

La polarité des circulations est double. La précipitation de la silice dans les V2a indique un sens de mouvement vers les températures les plus basses, c'est à dire vers le haut dans le contexte du détachement. En revanche, l'altération isotopique indique une infiltration descendante des fluides surfaciques. Cette double polarité des flux peut être expliquée à partir des profils de température stade V2b. Le fractionnement isotopique du couple quartz-calcite 3 augmente de 3.5 ‰ vers le détachement. Cette hausse correspond à une chute de la température d'au moins 100 °C en 72 m (Fig. VII.3).

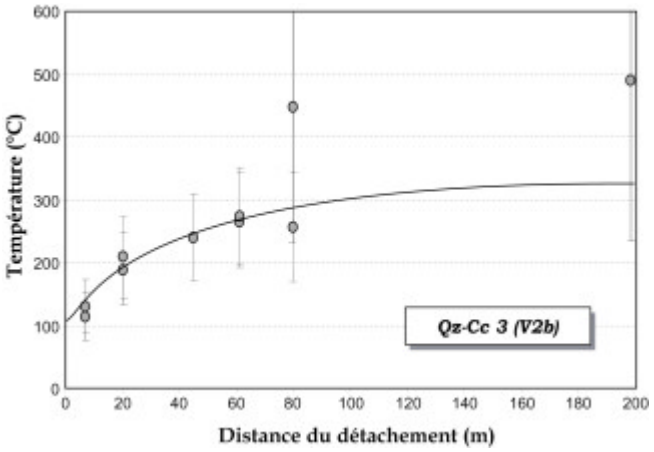


Figure VII.3 : *Température déduite du fractionnement isotopique du couple quartz-calcite 3 en fonction de la distance au détachement.*

Une chute de température similaire est aussi enregistrée dans la génération 4 de quartz-calcite. Un tel refroidissement est interprété comme le résultat d'un transport de chaleur advectif. Le seul mécanisme capable de rendre compte des circulations ascendantes, descendantes et du refroidissement advectif est la convection thermique. Ce mécanisme est instauré à partir de la fin du domaine ductile et lors de l'entrée dans le domaine cassant.

2. ***Mécanismes d'infiltration***

2a) Infiltration passive par création de perméabilité

Création de perméabilité par fracturation à la transition fragile-ductile

La création de perméabilité nécessaire à la pénétration des fluides en contexte tardi-ductile est en majeure partie contrôlée par l'ouverture des veines de type V2. Celles-ci forment un réseau dont la densité croît vers le détachement. L'apparition de plusieurs familles de veines synchrones et sécantes entre elles est prise comme le facteur déterminant qui conduit à l'infiltration massive (Fig. VII.4). L'interconnexion du réseau de veines produit l'effet d'un seuil de percolation lors des derniers incréments de déformation ductile.

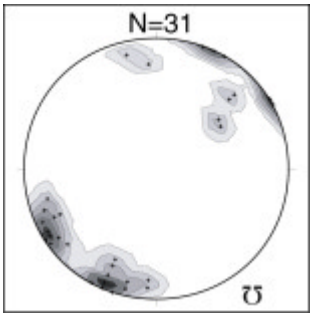


Figure VII.4 : *Pôles des V2b tardifs (Planitis, plans débasculés de la foliation).*

Création de perméabilité par interconnexion de la porosité d'interstices

L'infiltration diffuse en régime ductile profond (stade V1) est susceptible d'avoir été favorisée par les propriétés du fluide infiltrant. Aux températures du métamorphisme (~400 °C), le pic du spectre infrarouge des inclusions fluides piégées en faciès schiste bleu est situé autour de 3475 cm^{-1} (Fig. VII.5). Ce faible nombre d'onde indique un agencement ordonné des molécules d'eau, comme dans le cas de la glace. Par comparaison, les inclusions fluides piégées en faciès schiste vert au stade V2 présentent un pic situé à 3585 cm^{-1}. Ce nombre d'onde élevé indique au contraire un agencement désordonné des molécules d'eau. Nous suggérons que ces caractéristiques soient reliées aux propriétés de mouillage des fluides considérés, elles-mêmes liées à la composition des fluides. Cette hypothèse est étayée par les données expérimentales d'angle dihédral dans le cas des roches texturalement équilibrées. Les fluides du faciès schiste vert ont des propriétés mouillantes (faible tension d'interfaces, film d'eau liée peu épais) très supérieures à celle des fluides schiste bleu. Selon cette interprétation, la porosité non connectée et texturalement équilibrée du faciès schiste bleu ne constitue qu'un obstacle partiel à l'incursion des fluides surfaciques en domaine ductile jusqu'au stade V1, à condition que ces fluides puissent franchir la hausse du gradient de pression.

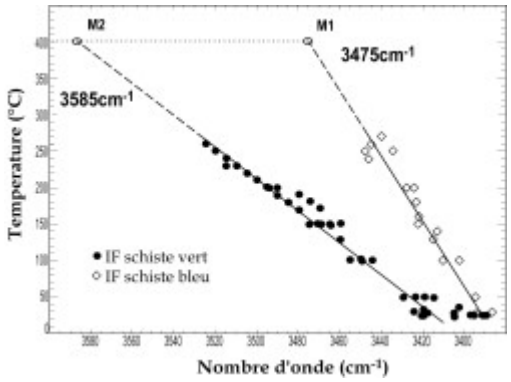


Figure VII.5 : *Position du pic des spectres d'inclusions fluides en fonction de la température. M1 : Inclusions du faciès schiste bleu. M2 : Inclusions du faciès schiste vert (tous types confondus).*

2b) Infiltration dynamique par pompage cyclique

Le mécanisme le plus vraisemblable pour franchir le saut de gradient de pression est le pompage sismique. Ce modèle a été testé au stade V2a sur des ombres de pression de pyrites. Un profil de $\delta^{18}O$ réalisé à la sonde ionique dans l'ombre de pression de l'une des pyrites montre une chute brutale du fractionnement entre deux périodes de hausse (Fig. VII.6a). Ces variations sont interprétées comme l'influx périodique de fluides surfaciques à

faible $\delta^{18}O$. Par ailleurs, les inclusions fluides contenues dans les ombres de pression présentent de fortes variations d'isochores de stabilité entre les champs pression-température des régimes lithostatique et hydrostatique (Fig. VII.6b). Ces variations, conjointes aux fluctuations du $\delta^{18}O$, sont en excellent accord avec les modèles de pompage sismique, et interprétées comme tel. Les fluides surfaciques sont aspirés de manière dynamique par la propagation de la rupture sismique en contexte ductile sous la zone sismogénique. En période intersismique, la pression lithostatique est reconstruite, et les fluides surfaciques ont franchi le seuil de gradient de pression.

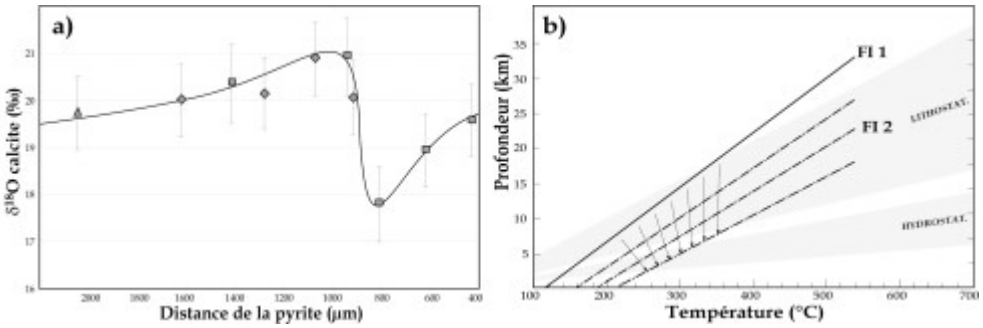


Figure VII.6 : *a) $d^{18}O$ des grains de calcite dans l'ombre de pression en fonction de la distance du porphyroblaste de pyrite. b) Fluctuation des isochores de stabilité dans l'ombre de pression. Les isochores les plus basses correspondent aux inclusions les plus tardives.*

3. Bilan

La Figure VII.7 résume les principales interprétations présentées dans cette étude concernant le profil de pression et de perméabilité et la nature des forces qui génèrent les transferts de fluides le long du détachement.

Etagement des transferts de fluides

A partir du stade V2b à la transition fragile-ductile et dans la suite de l'exhumation, les mouvements de fluides s'effectuent par convection thermique. Sous la transition, au stade V2a, la migration des fluides est cyclique et commandée par les effets de pompage sismiques, lors des cycles de rupture de la zone sismogénique. Les fluides surfaciques envahissent la porosité et connectent le réseau des pores en domaine ductile. La profondeur d'influence de ce mécanisme atteint le stade V1.

Profil de pression

La pression de fluide est sans doute déjà supérieure à la pression hydrostatique au stade V3, tout au moins de manière transitoire, comme le suggère le mode d'ouverture en fentes de tension à ce stade. C'est aussi le cas du stade V2b. Sous la transition fragile ductile, les inclusions fluides mettent en évidence les oscillations de la pression de fluides entre les états hydrostatique et lithostatique, associées au cycles sismiques. A plus grande profondeur, il est probable que les oscillations convergent vers le gradient de pression lithostatique lorsque l'influence de la zone sismogénique s'amenuise.

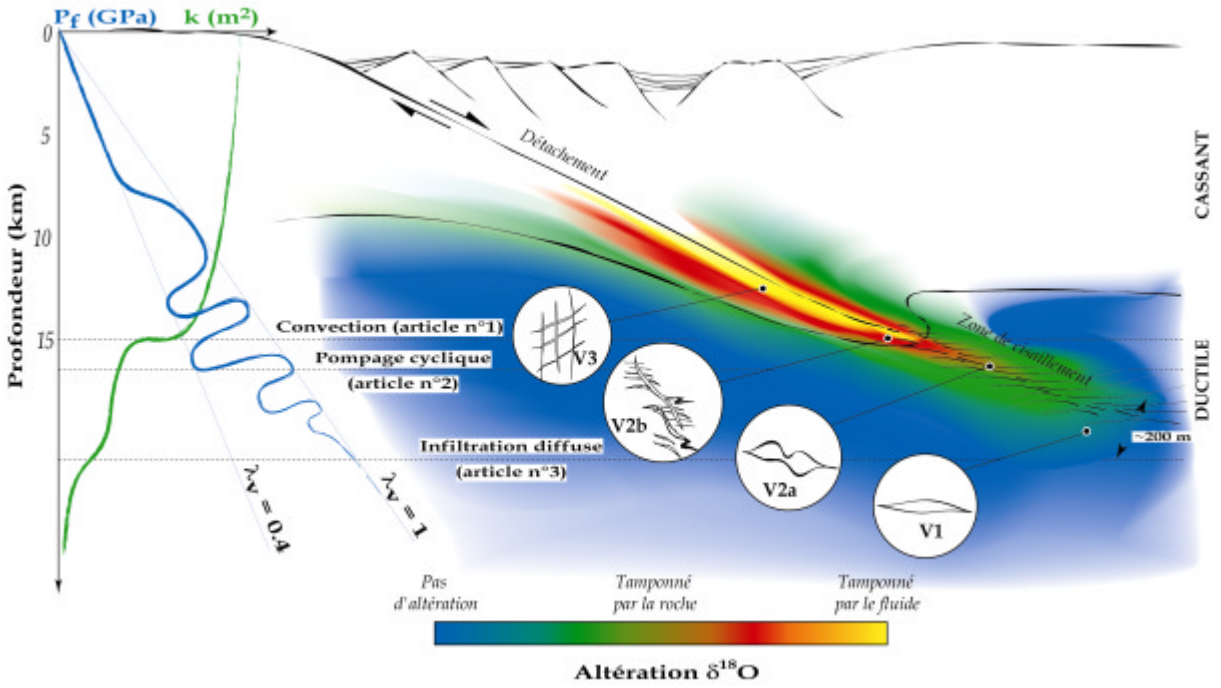


Figure VII.7 : *Synthèse des interprétations montrant l'étagement des mécanismes de circulation, ainsi que les profils de pression et de perméabilité en fonction de la profondeur. L'épaisseur de la frange d'altération isotopique ne respecte pas l'échelle horizontale.*

Profil de perméabilité

Dans la croûte supérieure et sur l'épaisseur de la transition fragile-ductile, au stade V2b, la perméabilité est élevée et principalement occasionnée par une porosité de fractures. Au stade V2a, la perméabilité est transitoire. Elle est contrôlée par le réseau de fractures peu après la propagation de la rupture sismique en domaine ductile. Le réseau de fractures est rapidement comblé par les minéralisations ou oblitéré par la déformation ductile. En période intersismique, la perméabilité est contrôlée par une porosité d'interstices. A plus grande profondeur et au moins jusqu'au stade V1, la perméabilité est faible mais non nulle. Le réseau de pores envahi par les fluides surfaciques est connecté. En dehors de cette zone d'action, la perméabilité est proche de zéro. Il faut noter l'influence croissante de la foliation (sub-parallèle à la zone de cisaillement) sur l'anisotropie de la perméabilité en profondeur,

lorsque le réseau de fractures disparaît. Le contraste de tortuosité favorise alors l'écoulement vertical dans le plan de la zone de cisaillement, mais freine fortement l'infiltration perpendiculaire à ce plan. La pénétration des fluides est fortement chenalisée.

4. discussion

Pour les besoins de la discussion, nous séparerons le mouvement normal d'un détachement en deux stades : 1) une période intersismique d'accumulation de la contrainte dans la croûte cassante, où le glissement est nul ou asismique, et 2) une période de rupture sismique, où le déplacement est brutal est se traduit par une relaxation des contraintes dans la croûte supérieure. La sismicité des détachements est faible mais non négligeable (Abers, 1991 ; Abers et al., 1997 ; Abers, 2001). Cette séparation est donc justifiée.

4a) Le paradoxe perméabilité-pression en période intersismique

En période de quiescence, l'accumulation de la contrainte au-dessus de la transition rhéologique devrait conduire à une dilatance progressive des fractures dans la zone endommagée qui borde le détachement. A ce stade, la perméabilité de fractures est vraisemblablement maximale et distribuée sur la totalité de la zone endommagée. En revanche, la dilatance des fractures se propage peu au-dessous de la transition rhéologique, car la croûte ductile n'accumule pas de contrainte. Au-delà d'une certaine profondeur, la perméabilité est indépendante des cycles sismiques et uniquement contrôlée par l'interconnexion des pores. La répartition de la perméabilité en période intersismique que suggèrent ces interprétations est représentée sur la Figure VII.8a par une bande large autour du détachement.

Si l'on s'appuie sur l'interprétation du mode d'ouverture des veines V2b et V3, la pression de fluide reste pourtant proche de la valeur lithostatique pendant et après l'entrée dans le domaine cassant du mur du détachement, en période intersismique (Fig. VII.8c). Cette interprétation entre en désaccord avec les données isotopiques, les densités de fractures et le concept de dilatance qui suggèrent de fortes perméabilités à partir de l'entrée dans le domaine cassant (Fig. VII.8a). Comment de telles perméabilités peuvent-elles maintenir les surpressions de fluides ? Deux phénomènes peuvent être envisagés :

1. Une fossilisation progressive du système de fractures au cours de l'exhumation, interdisant toute interconnexion avec la surface en période intersismique. Un tel phénomène a été décrit par Fournier (1991) dans des forages de géothermie. Dès leur ouverture, les fentes de tension sont rapidement minéralisées, et la perméabilité décroît.

La cinétique de minéralisation des veines jouerait alors un rôle décisif dans cette étape finale de fossilisation (les modèles de Chester & Higgs, 1992 et Chester, 1994, 1995 prédisent un rôle prépondérant des phénomènes de dissolution-précipitation dans les gouges de faille en période intersismique). En menant cette interprétation à son terme, cette fermeture du réseau de fractures devrait se produire au cours du stade V3, stade auquel la cinétique d'ouverture (et de création de perméabilité) semble moins rapide que la cinétique de remplissage (d'après la zonation syntaxiale des V3, cf. III.§II).

2. Une barrière de perméabilité dans la partie sommitale du détachement (actif), à faible profondeur (< 5 km). Les gouges de faille pourraient jouer un rôle important dans le maintient de telles surpressions à faible profondeur. Gudmundson (2001) montre que la gouge d'une faille naturelle présente un comportement biphasé : ductile lors du glissement de la faille, elle s'indure rapidement en période de quiescence et devient imperméable aux circulations. A partir d'un modèle de compaction par pression-dissolution, Renard et al. (2000) calculent le temps nécessaire à la fermeture de la porosité des gouges. Le résultat est très proche des temps de récurrence de la rupture sismique. Ce mécanisme expliquerait le découplage total des aquifères profonds et superficiels le long de la faille en période intersismique. Les "brèches à talc" de Kolimbithra pourraient représenter ce stade de gouges sommitales.

Indépendamment du mécanisme envisagé, l'hypothèse d'une barrière de perméabilité dans la croûte supérieure aux abords d'un détachement, en période intersismique, est-elle géologiquement recevable ? Jusqu'où s'étendent ces surpressions vers la surface ? Dans les puits de forage pétroliers du large du Texas, Xiao et al. (1991) relèvent une augmentation systématique du rapport λ ($\lambda = P_f/\sigma_v$, Hubbert & Rubey, 1959) avec la profondeur, au droit de détachements en domaine sédimentaire. Le rapport λ passe de 0.4 (pression hydrostatique) à 1 (pression lithostatique) entre 3 et 6 km, la valeur maximale étant atteinte au contact. Ces données suggèrent que de fortes pressions de fluides peuvent être maintenues jusqu'à des profondeurs inférieures à 5 km autour d'un détachement actif et des failles normales qui s'y enracinent. Très récemment, un forage expérimental réalisé dans le golfe de Corinthe a percé la faille normale active d'Aigion, supposée prendre racine sur un détachement à faible pendage en profondeur (cf. Fig. II.5, Rigo et al., 1996). Juste sous la zone de gouge de la faille à 960 m, la tête de forage a rencontré une nappe captive artésienne (site http://www.icdp-online.de/html/sites/corinth/news/gallery.html). Faut-il y voir une prolongation du domaine des surpressions intersticielles jusqu'à la portion sommitale des grandes failles normales ?

Sur la base de cette discussion, **nous choisissons donc, sur la Figure VII.8c, de représenter la zone de surpression de fluides ($0.4 < \lambda < 1$) par une bande étroite autour du détachement, interrompue à une profondeur inférieure ou égale à 5 km.** Nous verrons au paragraphe 4d) que ce choix est aussi justifié par des considérations mécaniques.

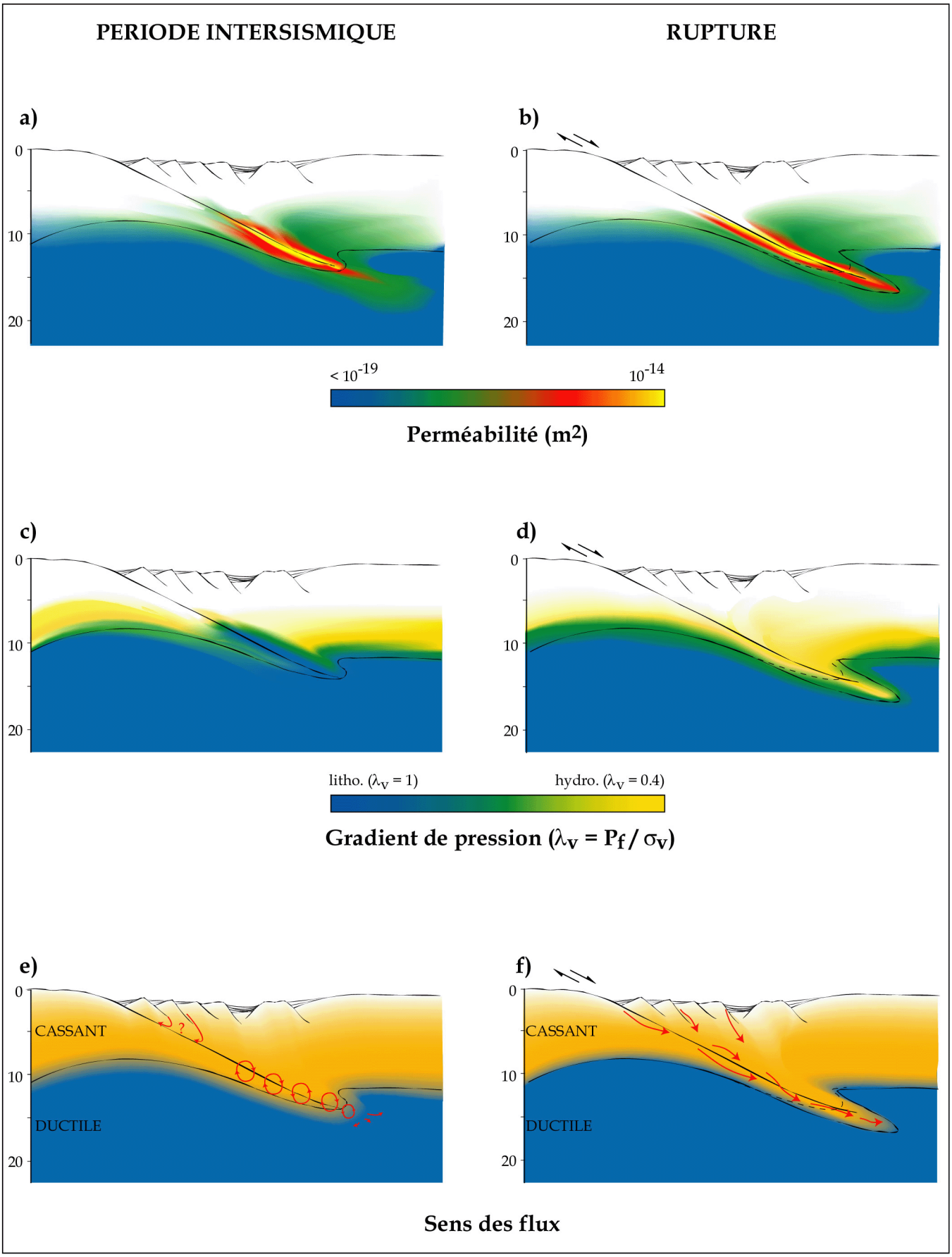

PERIODE INTERSISMIQUE
RUPTURE
a)
b)
0
10
20
< 10-19
10-14
Perméabilité (m2)
c)
d)
litho. (λV = 1)
hydro. (λV = 0.4)
Gradient de pression (λV = Pf / σV)
e)
f)
CASSANT
DUCTILE
?
Sens des flux

Figure VII.8 : *(page de gauche) Modèle conceptuel de circulation le long d'un détachement en période sismique et intersismique. a) La perméabilité en période de quiescence est forte dans la zone endommagée autour du détachement, mais non connectée avec les aquifères superficiels. La perméabilité dans la croûte supérieure est fixée à 10^{-17} m^2 (Townend & Zoback, 2000). Celle de la croûte inférieure est fixée à ~10^{-19} m^2 (Bailey, 1994 ; Huenges et al., 1997 ; Manning & Ingebritsen, 1999). b) En période de rupture, les fortes perméabilités sont concentrées sur une bande étroite autour du détachement. Les fluides de la base de la croûte cassante sont connectés avec la surface. c) Le gradient de pression est lithostatique au-dessus de la transition rhéologique en période de quiescence (jusqu'à quelle profondeur ?). d) A la rupture, en revanche, le gradient de pression est hydrostatique jusqu'à la transition fragile-ductile, laquelle est provisoirement abaissée. e) Les circulations sont convectives en période intersismique. Le système est isolé de la surface (mais ouvert à la croûte inférieure). Les fluides s'infiltrent et sont consommés par les réactions métamorphiques en domaine ductile. f) A la rupture, le système est connecté avec la surface, ce qui permet sa recharge.*

4b) Interconnexion du système hydrologique à la rupture

L'occurrence d'une rupture sismique a pour effet de propager la perméabilité de fractures sous la zone sismogénique et vers le domaine ductile (Fig. VII.8b). En revanche, la relaxation de la contrainte induite par le séisme occasionne une fermeture des fractures dans la zone endommagée. Les fortes perméabilités se concentrent alors probablement vers une bande étroite autour du plan de faille. La perméabilité d'interstices en contexte ductile ne varie pas.

A chaque cycle sismique, une interconnexion transitoire des fluides profonds avec les aquifères superficiels est à prévoir (voir les expériences de création de perméabilité sur les analogues de gouge de Zhang & Cox, 2000 et Zhang et al., 2001). Si tel est le cas, la pression de fluides à ce stade est hydrostatique (Fig. VII.8d). Cette interconnexion permettrait la recharge de la base du détachement en fluides surfaciques.

4c) vers un modèle conceptuel de flux alternés

Le terme des interprétations développées ci-dessus conduit à un modèle de circulations de fluides périodiques commandé par les cycles de rupture de la zone sismogénique. En période intersismique, l'aquifère fracturé constitué par la zone de cataclasites autour du détachement (veines V2, V3) n'est pas en contact avec les aquifères superficiels (Fig. VII.8e). La convection thermique à cette profondeur est permise par la perméabilité de fractures à partir du stade V2b. La convection à ce stade n'est pas stationnaire si l'on applique le modèle de Murphy (1979), mais cyclique (cf. I.§III). Au-dessous en domaine ductile, les fluides surfaciques imprègnent la porosité d'interstices. Ces fluides sont consommés par les réactions métamorphiques du faciès schiste vert.

Après la rupture, le système hydrique est connecté sur toute sa longueur et jusqu'à la transition fragile-ductile (Fig. VII.8f). Celle-ci est d'ailleurs repoussée à des profondeurs supérieures par l'incursion transitoire de la fracturation en domaine ductile. Cette interconnexion permet la recharge du système. Les fluides sont aspirés au-dessous de la transition par pompage sismique. Juste après la rupture, les fractures dilatantes sont concentrées sur une bande étroite autour de la faille (Zhang & Sanderson, 1996). Les cellules de convection sont provisoirement détruites par cette perturbation dynamique (cf. I.§III), avant de reprendre avec la fermeture du système lors de la nouvelle période intersismique.

4c) Conséquences mécaniques : Le jeu d'une faille normale faible

L'état de la pression de fluides au sein d'un détachement crustal en cours d'évolution a souvent été discuté en raison des conséquences mécaniques majeures de ce paramètre sur le jeu des détachements en tant que faille faible. Bartley & Glazner (1985) ont proposé très tôt un modèle mécanique faisant intervenir une pression de fluides élevée pour expliquer les faibles coefficients de frottement requis par le jeu d'un détachement.

Axen (1992) remarque que si la thèse de "l'affaiblissement" des détachements par la pression des fluides est privilégiée, les fortes pressions doivent être réparties sur toute la longueur du détachement, mais cantonnées sur une bande étroite autour de la faille. En effet, la pression de fluides dans la croûte supérieure doit être faible pour résister à la rupture en tension (Townend & Zoback, 2000 ; Zoback & Townend, 2001). Dans le cas contraire le compartiment supérieur serait tronçonné et les tronçons seraient abandonnés au fur et à mesure de l'extension (voir le modèle de prisme de Coulomb extensif de Xiao et al. , 1991). Axen (1992) en arrive nécessairement à la conclusion que des flux ascendants de fluides métamorphiques canalisés le long du détachement doivent être émis pour maintenir de telles surpressions. Devant le nombre croissant d'études démontrant l'origine surfacique des fluides en contexte cassant (unanimes à cette profondeur, cf. II.§II), ce modèle est finalement abandonné par cet auteur (Axen & Selverstone, 1994).

Nos interprétations sur la perméabilité, le gradient de pression et les circulations réactualisent les conclusions d'Axen (1992) dans le cadre du détachement de Tinos, en résolvant le paradoxe entre les observations hydrologiques et structurales. Les cycles sismiques permettraient la recharge des surpressions de fluides surfaciques, et le jeu du détachement en tant que faille faible.

CONCLUSION

L'application conjointe des approches structurales, isotopiques et spectroscopiques à l'étude de la zone de cisaillement exhumée de Tinos nous permet d'aboutir aux conclusions suivantes :

Les fluides responsables du métasomatisme des roches exhumées, dont **la source est superficielle** et probablement marine, ont emprunté la discontinuité du détachement jusqu'à la base de la croûte continentale supérieure en extension. La transition rhéologique entre le domaine fragile et le domaine ductile a fait l'office d'une double barrière à l'incursion des fluides dans la zone de cisaillement ductile; une barrière de perméabilité, d'une part, et d'autre part une barrière de charge hydraulique. Les fluides superficiels ont pourtant franchi la barrière de charge de manière épisodique et en quantité réduite, par **pompage dynamique** au cours des cycles de rupture de la zone sismogénique. Les fluides superficiels ainsi introduits en domaine ductile ont ensuite, par leurs **propriétés de mouillage** très supérieures à celles des fluides profonds, envahi la porosité auparavant non connectée des roches métamorphiques de la croûte ductile.

Les fluides jouent-ils un rôle actif à l'initiation d'un détachement ?

Dans son essence, le modèle conceptuel présenté plus haut peut être ramené à une interprétation géodynamique : **la propagation des fluides en profondeur est intimement liée à la progression descendante de la fracturation en contexte ductile**. Après une première incursion soudaine liée à l'initiation d'un détachement, le système évoluerait vers un état stationnaire, la pénétration de la fracturation et des fluides étant aussitôt compensée par un jeu normal du détachement et une exhumation du mur.

Ces conceptions sont en accord avec les deux types de modèles rhéologiques actuels d'initiation d'un détachement –par rotation des contraintes à pression de fluides lithostatique (Yin, 1990 ; Rice, 1992 ; Chéry, 2001) ou par réaction métamorphique adoucissante (White & Knipe, 1978 ; Wintsch et al., 1995 ; Gueydan, 2001)- pour lesquels l'initiation d'un détachement est activée par un critère cassant, et catalysée par la présence de fluides. Les conclusions de cette thèse ne permettent pas de trancher en faveur de l'un ou l'autre de ces

modèles; les cycles sismiques créent des conditions favorables aux réactions métamorphiques adoucissantes, par recharge de fluides surfaciques, tout comme aux rotations de contraintes, par régénération des surpressions intersticielles. Soulignons toutefois que dans le cas de Tinos, la deuxième solution est intuitivement plus plausible, car aucun adoucissement majeur n'est attendu des réactions de métasomatoses locales. Peut être faudrait-il imaginer un couplage entre les deux mécanismes ?

Perspectives : étudier l'actuel !

Les conclusions de cette étude ouvrent un champ de perspectives qui fera l'objet de nos recherches à venir : les causes de l'initiation d'un détachement sont à rechercher au stade où les fluides connectent la porosité en domaine ductile. Nous avons vu qu'à ce stade, la composition des fluides joue probablement un rôle capital sur l'interconnexion du réseau de pores. Récemment, Wawrzyniec et al. (1999) ont remarqué que chaque style de déformation – ductile ou cassant- des mylonites du détachement de Simplon (Suisse) est associé à une population d'inclusions fluides de composition différente. Cette constatation suggère une relation causale entre les caractéristiques physico-chimiques du fluide et la rhéologie de la roche imprégnée.

Dans cette optique, la démarche envisagée s'attachera à coupler l'étude spectrométrique à une analyse fine des textures (micro- et macroscopiques) de déformation, afin de corréler les propriétés de mouillage des fluides piégés en inclusions au style de déformation subie par la roche encaissante. Il serait particulièrement intéressant de trouver une correspondance systématique entre les propriétés des fluides et l'occurrence (ou l'absence) de la rupture.

L'idéal serait de comparer les résultats d'une telle étude aux fluides d'un détachement sismiquement actif situé dans le prolongement d'un dôme métamorphique. A ce titre, les carottes des sites 1108, 1117 et 1114 de la campagne ODP Leg 180, forées dans le détachement sismique du Mont Moresby (bassin de Woodlark, Papouasie Nouvelle Guinée) pourraient fournir cet équivalent actuel. L'étude conjointe des inclusions fluides contenues dans les carottes et des inclusions piégées aux divers stades de l'exhumation permettrait de contraindre la profondeur à laquelle se produit le contraste de mouillage des fluides. Cette profondeur serait à comparer à celle des séismes qui se déclenchent le long du détachement actif (> 5 km, Abers, 1997).

Un nombre croissant d'études pétro-structurales pressentent le rôle mécanique important que pourrait jouer la composition des fluides sur la déformation profonde et, incidemment, sur l'évolution des grandes failles crustales (e. g. Wawrzyniec et Selverstone,

2001, Pili et al., 2002). Notre analyse structurale, isotopique et spectroscopique du détachement de l'île de Tinos abonde dans ce sens.

REFERENCES

Abers, G. A., 1991, Possible seismogenic shallow-dipping normal faults in the Woodlark-D'Entrecasteaux extensional province, Papua New Guinea: Geology, v. 19, p. 1205-1210.

Abers, G. A., 2001, Evidence for seismogenic normal faults at shallow dips in continental rifts, *in* Wilson, R. C. L., Whitmarsh, R. B., Taylor, B., et Froitzheim, N., eds., Non-volcanic rifting of continental margins: A comparison of evidence from land and sea, Volume 187: London, Geological Society of London Special Publications, p. 305-318.

Abers, G. A., Mutter, C. Z., et Fang, J., 1997, Earthquakes and normal faults in the Woodlark-d'Entrcasteaux rift system, Papua New Guinea: Journal of Geophysical Research, v. 102, p. 15301-15317.

Agard, P., Goffé, B., Touret, J. L., et Vidal, O., 2000, Retrograde mineral and fluid evolution in high-pressure metapelites (Schistes lustrés unit, Western alps): Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 140, p. 296-315.

Ague, J. J., 1994, Mass transfer during barrovian metamorphism of pelites, south-central connecticut. II: Channelized fluid flow and the growth of staurolite and kyanite: American Journal of Science, v. 294, p. 1061-1134.

Aines, R. D., et Rossman, G. R., 1984, Water in minerals? a peak in the infrared: Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 4059-4071.

Alonso-Azcarate, J., Rodas, M., Bottrell, S. H., Raiswell, R., Velasco, F., et Mas, J. R., 1999, Pathways and distances of fluid flow during low grade metamorphism: evidence from pyrite deposits of the Cameros Basin, Spain: Journal of metamorphic geology, v. 17, p. 339-348.

Altherr, R., Henjes-Kunst, F., Matthews, A., Friedrichsen, H., et Hansen, B. T., 1988, O-Sr isotopic variations in Miocene granitoids from the Aegean: evidence for an origin by combined assimilation and fractional crystallization: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 100, p. 528-541.

Altherr, R., Kreuzer, H., Wendt, I., Lenz, H., Wagner, G. A., Keller, J., Harre, W., et Höhndorf, A., 1982, A late Oligocene/Early Miocene High Temperature Belt in the Attic-Cycladic Crystalline Complex (SE Pelagonian, Greece): Geologische Jahrbuch, v. E 23, p. 97-164.

Anderson, E. M., 1951, The dynamics of faulting: Transactions of the Edinburgh Geological Society, v. 8, p. 387-402.

Andriessen, P. M., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Priem, H. N. A., et Verdumen, E., 1979, Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the alpine orogen of Naxos (Cyclades, Greece): Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 69, p. 215-225.

Angelier, J., 1979, Recent quaternary Tectonics in the hellenic arc: Examples of geological observations on land: Tectonophysics, v. 52, p. 267-275.

Angelier, J., et Le Pichon, X., 1980, La subduction hellénique et l'expansion égéenne : Reconstitution cinématique et inteprétation dynamique: C. R. somm. Soc. géol. Fr., v. fasc 5, p. 158-161.

Angelier, J., Lybéris, N., Le Pichon, X., et Barrier, E., 1982, Tectonique en extension et mouvements verticaux dans l'arc hellenique.

Arch, J., et Maltman, A., 1990, Anisotropic permeability and tortuosity in deformed wet sediments: Journal of Geophysical Research, v. 95, p. 9035-9045.

Archie, G. E., 1950, Introduction to Petrophysics of reservoir rocks: Bulletin of the American Association of Petroleum Geology, v. 34, p. 943-961.

Armijo, R., Lyon-Caen, H., et Papanikolaou, D., 1992, East-west extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc: Geology, v. 20, p. 491-494.

Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., et Barka, A., 1999, Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics: Geology, v. 27, p. 267-270.

Aubouin, J., 1973, Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques: l'exemple des Dinarides: Bulletin de la Société Géologique de France, v. XV, p. 426-460.

Aubourg, C., Hebert, R., Jolivet, L., et Cartayrade, C., 2000, The magnetic fabric of metasediments in a detachment shear zone: The example of Tinos Island (Greece): Tectonophysics, v. 321, p. 219-236.

Austrheim, H., 1987, Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones: Earth and Planetary Science Letters, v. 81, p. 221-232.

Avigad, D., 1990, The geodynamic evolution of the Cycladic massif (Aegean Sea, Greece)- A contribution to the study of continental collision [PhD thesis], Hebrew University.

Avigad, D., Baer, G., et Heimann, A., 1998, Block rotations and continental extension in the central Aegean Sea: paleomagnetic and structural evidence from Tinos and Mykonos (Cyclades, Greece): Earh and Planetary Science Letters, v. 157, p. 23-40.

Avigad, D., et Garfunkel, Z., 1989, Low-angle faults above and below a blueschist belt-Tinos Island, Cyclades, Greece: Terra Nova, v. 1, p. 182-187.

Avigad, D., et Garfunkel, Z., 1991, Uplift and exhumation of high-pressure metamorphic terranes: the example of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea): Tectonophysics, v. 188, p. 357-372.

Avigad, D., Matthews, A., Evans, B. W., et Garfunkel, Z., 1992, Cooling during the exhumation of a blueschist terrane: Sifnos (Cyclades), Greece.: European Journal of Mineralogy, v. 4, p. 619-634.

Avigad, D., Ziv, A., et Garfunkel, Z., 2001, Ductile and brittle shortening, extension-parallel folds and maintenance of crustal thickness in the central Aegean (Cyclades, Greece): Tectonics, v. 20, p. 277-287.

Axen, G., 1992, Pore pressure, stress increase, and fault weakening in low-angle normal faulting: Journal of Geophysical Research, v. 97, p. 8979-8991.

Axen, G., Selverstone, J., et Wawrzyniec, T., 2001, High-temperature embrittlement of extensional Alpine mylonite in the mid-crustal ductile-brittle transition: Journal of Geophysical Research, v. 106, p. 4337-4348.

Axen, G. J., et Selverstone, J., 1994, Stress state and fluid-pressure level along the Whipple detachment fault, California: Geology, v. 22, p. 835-838.

Bailey, R. C., 1987, Fluid Transport and Metasomatic Storage in the Mantle, *in* Helgeson, H. C., ed., Chemical Transport in Metasomatic Processes, D. Reidel Publishing Company, p. 39-51.

Bailey, R. C., 1994, Fluid trapping in mid-crustal reservoirs by H_2O-CO_2 mixtures: Nature, v. 371, p. 238-240.

Baker, J., Bickle, M. J., Buick, I. S., Holland, T. J. B., et Matthews, A., 1989, Isotopic and petrological evidence for the infiltration of water-rich fluids during the Miocene M2 metamorphism on Naxos, Greece: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 53, p. 2037-2050.

Baker, J., et Matthews, A., 1995, The stable isotopic evolution of a metamorphic core complex, Naxos, Greece: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 120, p. 391-403.

Baker, J., et Spiegelman, M., 1995, Modelling an infiltration-driven geochemical front: Earth and Planetary Science Letters, v. 136, p. 87-96.

Barnett, D. E., Bowman, J. R., Bromley, C., et Cady, C., 1996, Kinetically limited isotope exchange in a shallow level normal fault, Mineral Mountains, Utah: Journal of Geophysical Research, v. 101, p. 673-685.

Barr, H. M., Graham, C. M., et Fallick, A. E., 1989, Stable isotope and petrological evidence on the scale of fluid-rock interactions during blueschist and greenschist metamorphism on Syros, Greece: Terra Abstracts, v. 1, p. 308.

Bartley, J. M., et Glazner, A. F., 1985, Hydrothermal systems and Tertiary low-angle normal faulting in the southwestern United States: Geology, v. 13, p. 562-564.

Baumgartner, L., et Rumble, D., III, 1988, Transport of stable isotopes, I, Developmentof a kinetic continuum theory for stable isotope transport: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 98, p. 417-430.

Baumgartner, L. P., et Ferry, J. M., 1991, A model of coupled fluid-flow and mixed-volatile mineral reactions with application to regional metamorphism: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 106, p. 273-285.

Bayuk, I. E., Belikov, B. P., Vernik, L. I., Volarovitch, M. P., Kuznetsov, Y. I., Kuzmenkova, G. E., et Pavlova, N. N., 1987, Rock density, porosity, and permeability, *in* Kozlovsky, Y. A., ed., The super-deep well of the Kola Peninsula: Berlin, Springer, p. 332-338.

Beach, A., 1976, The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian Complex: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, v. A280, p. 569-604.

Beach, A., et Fyfe, W. S., 1972, Fluid transport and shear zones at Scourie, Southerland: Evidence of overthrusting: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 36, p. 175-180.

Bebout, G. E., et Barton, M. D., 1993, Metasomatism during subduction : products and possible paths in the Catalina schist, California: Chemical Geology, v. 108, p. 61-92.

Berthé, D., Choukroune, P., et Jegouzo, P., 1979, Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the south armorican shear zone: Journal of Structural Geology, v. 1, p. 31-42.

Bertotti, G., et ter Voorde, M., 1994, Thermal effect of normal faulting during rifted basin formation, 2. The Lugano-Val Grande normal fault and the role of pre-existing thermal anomalies: Tectonophysics, v. 240, p. 145-157.

Bickle, M., et Baker, D. R., 1990, Migration of reaction and isotopic fronts in infiltration zones: Assesments on fluid fluxes in metamorphic terrains: Earth and Planetary Science Letters, v. 98, p. 1-13.

Bickle, M. J., Chapman, H. J., Wickham, S. M., et Peters, M. T., 1995, Strontium and oxygen isotope profiles across marble-silicate contacts, Lizzies Basin, East Humbolt Range, Nevada: constraints on metamorphic permeability contrasts and fluid flow: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 121, p. 400-413.

Bickle, M. J., et McKenzie, D., 1987, The transport of heat and matter by fluids during metamorphism: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 95, p. 384-392.

Blake, M. C., Bonneau, M., Geyssant, J., Kienast, J. R., Lepvrier, C., Maluski, H., et Papanikolaou, D., 1981, A geological reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece: Geological Society of America Bulletin, Part I, v. 92, p. 247-254.

Bonneau, M., 1982, Evolution géodynamique de l'arc égéen depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 7, p. 229-242.

Bonneau, M., 1984, Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction, *in* Dixon, J. E., et Robertson, A. H. F., eds., The Geological

evolution of the Eastern Mediterranean, Volume 17: Oxford, Geological Society of London Special Publications, p. 517-528.

Bonneau, M., et Kienast, J. R., 1982, Subduction, collision et schistes bleus: l'exemple de l'Egée (Grèce): Bulletin de la Société Géologique de France, v. 7, p. 785-791.

Bories, S. A., et Combarnous, M. A., 1973, Natural convection in a sloping porous layer: Journal of Fluid Mechanics, v. 57, p. 63-79.

Bos, B., et Spiers, C., 2002, Frictional-viscous flow of phyllosilicate-bearing fault rock: Microphysical model and implications for crustal strength profiles: Journal of Geophysical Research, v. 107, p. 10.1029/2001JB000301.

Bottinga, Y., et Javoy, M., 1973, Comments on oxygen isotope geothermometry: Earth and Planetary Science Letters, v. 20, p. 250-265.

Boullier, A. M., et Robert, F., 1992, Paleoseismic events recorded in Archean gold-quartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Quebec, Canada: Journal of Structural Geology, v. 14, p. 161-179.

Brace, W. F., 1984, Permeability of crystalline rocks: New in situ measurements: Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 4327-4330.

Brace, W. F., et Kohlstedt, D. L., 1980, Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments: Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 6248-6252.

Brady, J. B., 1988, The Role of Volatiles in the Thermal History of Metamorphic Terranes: Journal of Petrology, v. 29, p. 1187-1213.

Brantley, S. L., Fisher, D. M., Deines, P., Clark, M. B., et Myers, G., 1997, Segregation veins: evidence for the deformation and dewatering of a low-grade metapelite, *in* Holness, M. B., ed., Deformation-enhanced in the Earth's crust and mantle, Volume 8: Mineralogical Society Series: London, Chapman & Hall, p. 267-288.

Bröcker, M., 1990, Blueschist-to-greenschist transition in metabasites from Tinos Island, Cyclades, Greece: Compositional control or fluid infiltration?: Lithos, v. 25, p. 25-39.

Bröcker, M., et Enders, M., 1998, U-Pb zircon geochronology of unusual eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece): Geological Magazine, v. 136, p. 111-118.

Bröcker, M., et Frantz, J. D., 1994, The contact aureole on Tinos (Cyclades, Greece). Part I: Field relationships, Petrography and P-T conditions: Chemie der Erde, v. 54, p. 262-280.

Bröcker, M., et Franz, L., 1998, Rb-Sr isotope studies on Tinos Island (Cyclades, Greece): additional time constraints for metamorphism, extent of infiltration-controlled overprinting and deformational activity: Geological Magazine, v. 135(3), p. 369-382.

Bröcker, M., Kreuzer, H., Matthews, A., et Okrusch, M., 1993, 40Ar/39Ar and oxygen isotope studies of polymetamorphism from Tinos Island, Cycladic blueschist belt, Greece: Journal of Metamorphic Geology, v. 11, p. 223-240.

Brown, P. E., 1989, FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data: American Mineralogist, v. 74, p. 1390-1393.

Bruhn, R., Parry, W. T., Tonkee, W. A., et Thompson, A. B., 1994, Fracturing and hydrothermal alteration in fault zones: Pure and Applied Geophysics, v. 142, p. 609-644.

Brun, J. P., 1994, Analogue modelling of detachment fault systems and core complexes: Geology, v. 22, p. 319-322.

Buck, W. R., 1988, Flexural rotation of normal faults: Tectonics, v. 7, p. 959-973.

Buick, I. S., 1991, Mylonite facies development on Naxos, Greece: Journal of Structural Geology, v. 13, p. 643-655.

Buick, I. S., et Cartwright, I., 2002, Fractured-controlled fluid flow and metasomatism in the contact aureole of the Marulan Batholith (New South Wales, Australia): Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 143, p. 733-749.

Bulau, J. R., et Waff, H. S., 1979, Mechanical and thermodynamic constraints on fluid distribution in partial melts: Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 6102-6108.

Burg, J.-P., et Philippot, P., 1991, Asymmetric compositional layering of syntectonic metamorphic veins as way-up criterion: Geology, v. 19, p. 1112-1115.

Burkhard, M., 1993, Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review: Journal of Structural Geology, v. 15, p. 351-368.

Burkhard, M., Kerrich, R., Maas, R., et Fyfe, W. S., 1992, Stable and Sr-isotope evidence for fluid advection during thrusting of the Glarus nappe (Swiss Alps): Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 112, p. 293-311.

Cartwright, I., et Buick, I. S., 1999, The flow of surface-derived fluids through Alice springs age middle crustal ductile shear zones, Reynolds Range, central Australia: Journal of metamorphic Geology, v. 17, p. 397-414.

Catton, I., 1978, Natural convection in enclosures, Proceeding of the 6th International Heat transfer Conference: Toronto, Canada, p. 13-31.

Chamberlain, C. P., et Conrad, M. E., 1991, The relative permeabilities of quartzites and schists during active metamorphism at mid-crustal levels: Geophysical Research Letters, v. 18, p. 959-962.

Chapin, C. E., et Glazner, A. F., 1983, Widespread K_2O metasomatism of Cenozoic volcanic and sedimentary rocks in the souwestern United States: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 15, p. 282.

Chéry, J., 2001, Core complex mechanics: From the gulf of Corinth to the Snake Range: Geology, v. 29, p. 439-442.

Chester, F. M., 1994, Effect of temperature on friction: Constitutive equations and experiments with quartz gouge: Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 7247-7261.

Chester, F. M., 1995, A rheologic model for wet crust applied to strike-slip faults: Journal of Geophysical Research, v. 100, p. 13033-13044.

Chester, F. M., et Higgs, N. G., 1992, Multimechanism Friction Constitutive Model for Ultrafine Quartz Gouge at Hypocentral Conditions: Journal of Geophysical Research, v. 97, p. 1859-1870.

Chiba, H., Chacko, T., Clayton, R. N., Goldsmith, J. R., et (1989) Geochimica eet Cosmochimica Acta, p. 2985-2995, 1989, Oxygen isotope fractionations involving diopside, forsterite, and calcite: Applications to geothermometry: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 53, p. 2985-2995.

Chilès, J.-P., et de Marsily, G., 1993, Stochastic models of fracture systems and their use in flow and transport modelling, *in* Bear, J., Tsang, C.-F., et de Marsily, G., eds., Flow and contaminant transport in fractured rock, Academic Press, London, p. 169-231.

Clayton, R. N., Goldsmith, J. R., et Mayeda, T. K., 1989, Oxygene isotope fractionation in quartz, albite, anorthite and calcite: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 53, p. 725-733.

Clayton, R. N., et Keiffer, S. W., 1991, Oxygen isotopic thermometer calibrations, *in* Taylor, H. P., O'Neil, J. R., et Kaplan, I. R., eds., Stable Isotope Geochemistry: A tribute to Samuel Epstein, Volume 3, The Geochemical Society, Special Publication, p. 3-10.

Clayton, R. N., O'Neil, J. R., et Mayeda, T. K., 1972, Oxygen isotope exchange between quartz and water: Journal of Geophysical Research, v. 77, p. 3057-3067.

Connolly, J. A. D., 1997, Devolatilization-generated fluid pressure and deformation-propagated fluid flow during prograde regional metamorphism: Journal of Geophysical Research, v. 102, p. 18149-18173.

Cox, S. F., 1995, Faulting processes at high fluid pressures: An example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia: Journal of Geophysical Research, v. 100, p. 12841-12859.

Cox, S. F., et Etheridge, M. A., 1989, Coupled grain-scale dilatancy and mass transfer during deformation at high fluid pressures: examples from Mount Lyell, Tasmania: Journal of Structural Geology, v. 11, p. 147-162.

Crespo-Blanc, A., Masson, H., Sharp, Z. D., Cosca, M., et Hunziker, J. C., 1995, A stable and $^{40}Ar/^{39}Ar$ isotope study of a major thrust in the Helvetic nappes (Swiss Alps): Evidence for fluid flow and constraints on nappe kinematics: Geological Society of America Bulletin, v. 107, p. 1129-1144.

Criss, R. E., et Hofmeister, A. M., 1991, Application of fluid dynamics principles in tilted permeable media to terrestrial hydrothermal systems: Geophysical Research Letters, v. 18, p. 199-202.

Criss, R. E., et Taylor Jr, H. P., 1983, An 18O/16O and D/H study of Tertiary hydrothermal systems in the southern half of the Idaho batholith: Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 640-663.

Dana, J. D., 1863, Manual of Geology: Philadelphia, Theodore Bliss, 798 p.

Davis, G. A., 1988, Rapid upward transport of mid-crustal mylonitic gneisses in the footwall of a Miocene detachment fault, Whipple Mountains, southwestern California: Geologische Rundschau, v. 77, p. 191-209.

Davis, G. A., et Lister, G. S., 1988, Detachment faulting in continental extension; Perpectives from the Southwestern U.S. Cordillera: Geological Society of America Special Paper, v. 218, p. 133-159.

Davis, G. H., 1983, Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes: Geology, v. 11, p. 342-347.

de Marsily, G., 1986, Quantitative Hydrogeology, Groundwater Hydrology for Engineers, Academic Press, London, 440 p.

De Voogt, B., Truffert, C., Chamot-Rooke, N., et Lallemand, S., 1992, Two-ship deep seismic sounding in the basins of the Eastern Mediterranean Sea (Pasiphae Cruise): Geophysical Journal International, v. 109, p. 536-552.

Dewey, J. F., et Sengör, A. M. C., 1979, Aegean and surrounding regions: a complex multiplate and continuous tectonics in a convergent zone: Geological Society of America Bulletin, v. 90, p. 84-92.

Dinter, D. A., et Royden, L., 1993, Late Cenozoic extension in north-eastern Greece: Strymon Valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex: Geology, v. 21, p. 45-48.

Dipple, G. M., et Ferry, J. M., 1992, Fluid flow and stable isotopic alteration in rocks at elevated temperatures with applications to metamorphism: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 56, p. 3539-3550.

Dipple, G. M., et Ferry, J. M., 1993, Metasomatism andd fluid flow in ductile fault zones: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 112, p. 149-164.

Dipple, G. M., Wintsch, R. P., et Andrews, S., 1990, Identification of the scales of differential element mobility in a ductile fault zone: Journal of Metamorphic Geology, v. 8, p. 645-661.

Dodson, M. H., 1973, Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological Systems: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 40, p. 259-274.

Dubessy, J., Lhomme, T., Boiron, M.-C., et Rull, F., 2002, Determination of chlorinity in aqueous fluids using Raman spectroscopy of the stretching band of water at room temperature. Application to fluid inclusions: Applied Spectroscopy, v. 56, p. 99-106.

Dürr, S., 1986, Das Attisch-kykladische Kristallin, *in* Jacobshagen, V., ed., Geologie von Griechenland: Berlin, Borntraeger, p. 116-148.

Dürr, S., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M., et Seidel, E., 1978, The median Aegean crystalline belt: Stratigraphy, Structure, Metamorphism, Magmatism, *in* Cloos, H., Roeder, D., et

Schmidt, K., eds., Alps, Appenines, Hellenides: Inter Union Commission on Geodynamics; Scientific report, p. 455-477.

Eiler, J. M., Valley, J. W., Graham, C. M., et Baumgartner, L. P., 1995, The oxygen isotope anatomy of a slowly cooled metamorphic rock: American Mineralogist, v. 80, p. 757-764.

Eisenberg, O., et Kauzmann, W., 1962, The structure and properties of water: New York, Oxford University Press, 296 p.

England, P. C., et Thompson, A. B., 1984, Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfers during the evolution of regions of thickened continental crust: Journal of Petrology, v. 25, p. 894-928.

Etheridge, M. A., 1983, Differential stress magnitudes during regional deformation and metamorphism: Upper bound imposed by tensile fracturing: Geology, v. 11, p. 231-234.

Etheridge, M. A., Wall, V. J., et Cox, S. F., 1984, High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: Implications for mass transport and deformation mechanisms: Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 4344-4358.

Etheridge, M. A., Wall, V. J., et Vernon, R. H., 1983, The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation: Journal of metamorphic Geology, v. 1, p. 205-226.

Famin, V., Philippot, P., et Jolivet, L., 2000, Nature et rôle des fluides dans la localisation de la déformation, lors de l'exhumation d'un domaine métamorphique, RST 2000: Paris, France, Société Géologique de France, p. 129.

Farver, J. R., 1990, Oxygen Self-Diffusion in Calcite: Dependence on Temperature and Water Fugacity: EOS, v. 71, p. 1655.

Farver, J. R., et Yund, R. A., 1991, Oxygen diffusion in quartz: Dependence on temperature and water fugacity: Chemical Geology, v. 90, p. 55-70.

Farver, J. R., et Yund, R. A., 1992, Oxygen diffusion in fine-grained quartz aggregate with wetted and nonwetted microstructures: Journal of Geophysical Research, v. 97, p. 14017-14029.

Farver, J. R., et Yund, R. A., 1999, Oxygen bulk diffusion measurements and TEM characterization of a natural ultramylonite: implications for fluid transport in mica-bearing rocks: Journal of Metamorphic Geology, v. 17, p. 669-683.

Faure, M., et Bonneau, M., 1988, Données nouvelles sur l'extension néogène de l'Egée: la déformation ductile du granite miocène de Mykonos: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, v. 307, p. 1553-1559.

Faure, M., Bonneau, M., et Pons, J., 1991, Ductile deformation and syntectonic granite emplacement during the late Miocene extension of the Aegea (Greece): Bulletin de la Société Géologique de France, v. 162, p. 3-11.

Ferry, J. M., 1978, Fluid interaction between granite and sediment during metamorphism, south-central Maine: American Journal of Science, v. 278, p. 1025-1056.

Ferry, J. M., 1984, A biotite isograde in south-central Maine, U.S.A.: Mineral reactions, fluid transfer, and heat transfer: Journal of Petrology, v. 25, p. 871-893.

Ferry, J. M., 1986, Infiltration of Aqueous Fluid and High Fluid:Rock Ratios during Greenschist Facies Metamorphism: A Reply: Journal of Petrology, v. 27, p. 695-714.

Ferry, J. M., 1994, A historical review of metamorphic fluid flow: Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 15487-15498.

Ferry, J. M., et Dipple, G. M., 1991, Fluid flow, mineral reactions, and metasomatism: Geology, v. 19, p. 211-214.

Fisler, D. K., et Cygan, R. T., 1999, Diffusion of Ca and Mg in calcite: American Mineralogist, v. 84, p. 1392-1399.

Floyd, J. S., Mutter, J. C., Goodlife, A. M., et Taylor, B., 2001, Evidence for fault weakness and fluid flow within an active low-angle normal fault: Nature, v. 411, p. 779-783.

Forster, C. B., Bruhn, R. L., et Caine, J., 1995, Field and laboratory of the spatial and temporal varability in hydromechanical properties of an active normal fault, Dixie Valley, Nevada: US Geological Survey, Open File Report, v. 95-210, p. 71-84.

Fourcade, S., Kienast, J. R., et Ouzegane, K., 1996, Metasomatic effects related to channelled fluid streaming through deep crust: fenites and associated carbonatites (in Ouzzal proterozoic granulites, Hoggar, Algeria): Journal of Metamorphic Geology, v. 14, p. 763-781.

Fourcade, S., Marquer, D., et Javoy, M., 1989, $^{18}O/^{16}O$ variations and fluid circulation in a deep shear zone: The case of the Alpine ultramylonites from the Aar massif (Central Alps, Switzerland): Chemical Geology, v. 77, p. 119-131.

Fournier, R. O., 1991, The transition from hydrostatic to greater than hydrostatic fluid pressure in presently active continental hydrothermal systems in crystalline rock: Geophysical Research Letters, v. 18, p. 955-958.

Foxford, K. A., Nicholson, R., Polya, D. A., et Hebblethwaite, R. P. B., 2000, Extensional failure and hydrolic valving at Minas da Panasqueira, Portugal: evidence from vein spatial distributions, displacements and geometries: Journal of Structural Geology, v. 22, p. 1065-1086.

Fricke, H. C., Wickham, S. M., et O'Neil, J. R., 1992, Oxygen and hydrogen isotope evidence for meteoric water infiltration during mylonitization and uplift in the Ruby Mountains-East Humboldt Range core complex, Nevada: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 111, p. 203-221.

Fyfe, W. S., Price, N. J., et Thompson, A. B., 1978, Fluids in the Earth's crust: Amsterdam, Elsevier, 383 p.

Ganor, J., Matthews, A., et Paldor, N., 1989, Constraints on effective diffusivity during oxygen isotope exchange at a marble-schist contact, Sifnos (Cyclades), Greece: Earth and Planetary Science Letters, v. 94, p. 208-216.

Ganor, J., Matthews, A., et Paldor, N., 1991, Diffusional Isotopic Exchange Across an Interlayered Marble-Schist Sequence With an Application to Tinos, Cyclades, Greece: Journal of Geophysical Research, v. 96, p. 18,073-18,080.

Ganor, J., Matthews, A., et Schliestedt, M., 1994, Post-metamorphic low d13C calcite in the Cycladic complex (Greece) and their implications for modeling fluid infiltration processes using carbon isotope compositions: European Journal of Mineralogy, v. 4, p. 365-379.

Ganor, J., Matthews, A., et Schliestedt, M., 1996, Oxygen isotopic heterogeneities of metamorphic rocks: an original tectonostratigraphic signature, or an imprint of exotic fluids? A case study of Sifnos and Tinos islands (Greece): European Journal of Mineralogy, v. 8, p. 719-732.

Gans, P. B., Miller, E. L., McCarthy, J., et Ouldcott, M. L., 1985, Tertiary extensional faulting and evolving ductile-brittle transition zones int the northern Snake Range and vicinity: New insights from seismic data: Geology, v. 13, p. 189-193.

Gapais, D., Bale, P., Choukroune, P., Cobbold, P. R., Mahjoub, Y., et Marquer, D., 1987, Bulk kinetics from shear zone patterns : some field examples: Journal of Structural Geology, v. 9, p. 635-646.

Garnaud, R., 1999, Etude des intéractions entre fluides et déformation au niveau d'une zone de détachement en extension par l'analyse d'inclusions fluides; exemple de Tinos, Cyclades, Laboratoire de pétrologie: Paris, Paris VI, p. 21.

Gates, A. E., et Gundersen, L. C. S., 1989, Role of ductile shearing in the concentration of radon in the Brookneal zone, Virginia: Geology, v. 17, p. 391-394.

Gautier, P., et Brun, J. P., 1994a, Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands): Geodynamica Acta, v. 7, p. 57-85.

Gautier, P., et Brun, J.-P., 1994b, Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands): Tectonophysics, v. 238, p. 399-424.

Géraud, Y., Caron, J.-M., et Faure, P., 1995, Porosity network of a ductile shear zone: Journal of Structural Geology, v. 17, p. 1757-1769.

Giletti, B. J., 1986, Diffusion effects on oxygen isotope temperatures of slowly cooled igneous and metamorphic rocks: Earth an Planetary Science Letters, v. 77, p. 218-228.

Glazner, A. F., et Bartley, J. M., 1991, Volume loss, fluid flow and state of strain in extensional mylonites from the central Mojave Desert, California: Journal of Structural Geology, v. 13, p. 587-594.

Golyshev, S. I., Padalko, N. L., et Pechenkin, S. A., 1981, Fractionation of stable oxygen and carbon isotopes in carbonate systems: Geochemistry International, v. 18, p. 85-99.

Graham, C. M., Skelton, A. D. L., Bickle, M., et Cole, C., 1997, Lithological, structural and deformation controls on fluid flow during regional metamorphism, *in* Holness, M. B., ed., Deformation-enhanced Fluid transport in the Earth's Crust and Mantle, Volume 8: Mineralogical Society Series: London, Chapman & Hall, p. 196-226.

Graham, C. M., Valley, J. W., Eiler, J. M., et Wada, H., 1998, Timescale and mechanisms of fluid infiltration in a marble: an ion microprobe study: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 132, p. 371-389.

Greenwood, H. J., 1961, The system $NaAlSi_2O_6$-H_2O-argon: Total pressure and water pressure in metamorphism: Journal of Geophysical Research, v. 66, p. 3923-3946.

Gregory, R. T., Criss, R. E., et Taylor Jr, H. P., 1989, Oxygen isotope exchange kinetics of mineral pairs in closed and open systems: Applications to problems of hydrothermal alteration of igneous rocks and precambrian iron formation: Chemical Geology, v. 75, p. 1-42.

Gudmundson, A., 2001, Fluid overpressure and flow in fault zones: field measurements and models: Tectonophysics, v. 336, p. 183-197.

Guéguen, Y., et Dienes, J., 1989, Transport properties of rocks from statistics and percolation: Mathematical Geology, v. 21, p. 1-13.

Guéguen, Y., et Palciauskas, V., 1992, Introduction à la physique des roches: Paris, Hermann, 299 p.

Gueydan, F., 2001, La transition fragile-ductile de la croûte continentale en extension. Du terrain à la modélisation [PhD thesis]: Paris, P. & M. Curie.

Gueydan, F., Leroy, Y. M., Jolivet, L., et Agard, P., in press, Continental midcrustal shear zones induced by reaction softening and microfracturing: field evidence and localization analysis: Journal of Geophysical Research.

Hanson, J. B., 1992, Effect of fluid production on fluid flow during regional and contact metamorphism: Journal of Metamorphic Geology, v. 10, p. 87-97.

Hay, R. S., et Evans, B., 1988, Intergranular distribution of pore fluid and the nature of high-angle grain boundaries in limestone and marble: Journal of Geophysical Research, v. 93, p. 8959-8974.

Hejl, E., Riedl, H., et Weingartner, H., 2002, Post-plutonic unroofing and morphogenesis of the Attic-Cycladic complex (Aegea, Greece): Tectonophysics, v. 349, p. 37-56.

Henderson, I. H. C., et McCaig, A. M., 1996, Fluid pressure and salinity variations in shear zone-related veins, central Pyrenees, France: Implications for the fault-valve model: Tectonophysics, v. 262, p. 321-348.

Holness, M. B., 1992, Equilibrium dihedral angles in the system quartz-CO_2-H_2O-NaCl at 800°C and 1-15 kbar: the effects of pressure and fluid composition on the permeability: Earth and Planetary Science Letters, v. 114, p. 171-184.

Holness, M. B., 1993, Temperature and pressure dependance of quartz-aqueous fluid dihedral angles: the control of adsorbed H2O on the permeability of quartzites: Earth and Planetary Science Letters, v. 117, p. 363-377.

Holness, M. B., 1997, The permeability of non-deforming rocks, *in* Holness, M. B., ed., Deformation-enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle, Volume 8: Mineralogical Society Series: London, Chapman & Hall, p. 9-39.

Holness, M. B., et Graham, C. M., 1991, Equilibrium dihedral angles in the system H_2O-CO_2-NaCl-calcite, and implications for fluid flow during metamorphism: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 108, p. 368-383.

Holness, M. B., et Graham, C. M., 1995, P-T-X effects on equilibrium carbonate-H_2O-CO_2-NaCl dihedral angles: constraints on carbonate permeability and the role of deformation during fluid infiltration: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 119, p. 301-313.

Hubbert, M. K., et Rubbey, W. W., 1959, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: Bulletin of the Geological Society of America, v. 70, p. 115-166.

Huenges, E., Erzinger, J., et Kück, J., 1997, The permeable crust: Geohydraulic properties down to 9101m depth: Journal of Geophysical Research, v. 102, p. 18255-18265.

Hyndman, R. D., et Shearer, P. M., 1989, Water in the lower continental crust: Modelling magnetotelluric and seismic reflection results: Geophysical Journal International, v. 98, p. 343-365.

Ingebritsen, S. E., et Manning, C. E., 1999, Geological implications of a permeability-depth curve for the continental crust: Geology, v. 27, p. 1107-1110.

Ingebritsen, S. E., et Sanford, W. E., 1998, Groundwater in geologic processes: Cambridge, Cambridge University Press, 341 p.

Ito, Y., et Nakashima, S., 2002, Water distribution in low-grade siliceous metamorphic rocks by micro-FTIR and its relation to grain size: a case from the Kanto Mountain region, Japan: Chemical Geology, v. 189, p. 1-18.

Ivanov, S. N., 1999, An Impermeable Zone at the Boundary between the Upper and Middle Crust: Izvestiya, Physics of the Solid Earth, v. 35, p. 779-784.

Jackson, J., 1994, Active tectonics of the Aegean region: Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, v. 22, p. 239-271.

Jacobshagen, V., Dürr, S., Kockel, F., Kopp, K. O., Kowalczyk, G., Berckhemer, H., et Büttner, D., 1978, Structure and geodynamic evolution of the Aegean region, *in* Cloos, H., Roeder, D., et Schmidt, K., eds., Alps, Apennines, Hellenides, Volume 38: Stuttgart, Inter Union Commission on Geodynamics; Scientific report, p. 537-564.

Jolivet, L., 2001, A comparison of geodetic and finite strain pattern in the aegean, geodynamic implications: Earth and Planetary Science Letters, v. 187, p. 95-104.

Jolivet, L., Brun, J.-P., Gautier, P., Lallemant, S., et Patriat, M., 1994, 3-D kinematics of extension in he Aegean region from the early Miocene to the present, insights from the ductile crust: Bulletin de la Société géologique de France, v. 165, p. 195-209.

Jolivet, L., Dubois, R., Fournier, M., Goffé, B., Michard, A., et C., J., 1990, Ductile extension in alpine-Corsica: Geology, v. 18, p. 1007-1011.

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Mattei, M., Rossetti, F., Brunet, C., Storti, F., Funiciello, R., Cadet, J. P., d'Agostino, N., et Parra, T., 1998, Midcrustal shear zones in postorogenic extension: Example from the northern Tyrrhenian Sea: Journal of Geophysical Research, v. 103, p. 12123-12160.

Jolivet, L., Goffé, B., Monié, P., Truffet-Luxey, C., Patriat, M., et Bonneau, M., 1996, Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks: Tectonics, v. 16, p. 1129-1153.

Jolivet, L., et Patriat, M., 1999, Ductile extension and the formation of the Aegean sea, *in* Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., et Séranne, M., eds., The Mediterranean Basins:

Tertiary Extension within the Alpine Orogen, Volume 156: London, Geological Society, p. 427-456.

Katzir, Y., Matthews, A., Garfunkel, Z., Schliestedt, M., et Avigad, D., 1996, The tectono-metamorphic evolution of a dismembered ophiolite (Tinos, Cyclades, Greece): Geological Magazine, v. 133, p. 237-254.

Kawabe, I., 1978, Calculation of oxygen isotope fractionation in quartz-water system with special reference to the low temperature fractionation: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 42, p. 613-621.

Kerrich, R., 1988, Detachment zone of Cordilleran metamorphic core complexes: thermal, fluid and metasomatic regimes: Geologische Rundschau, v. 77, p. 157-182.

Kerrich, R., Fyfe, W. S., et Allison, I., 1977, Iron reduction around gold-quartz veins, Yellowknife district, Northwest Territories, Canada: Economic Geology, v. 72, p. 657-663.

Kerrich, R., et Hyndman, R. D., 1986, Thermal and fluid regimes in the Bitterroot lobe-Sapphire block detachment zone, Montana: Evidence from $^{18}O/^{16}O$ and geologic relations: Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 147-155.

Kerrich, R., La Tour, T. E., et Willmore, L., 1984, Fluid participation in deep fault zones: evidence from geological, geochemical and $^{18}O/^{16}O$ relations: Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 4331-4343.

Kerrich, R., et Rehrig, W., 1987, Fluid motion associated with Tertiary mylonitization and detachment faulting: $^{18}O/^{16}O$ evidence from the Picacho metamorphic core complex, Arizona: Geology, v. 15, p. 58-62.

Kim, S.-T., et O'Neil, J. R., 1997, Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 61, p. 3461-3475.

Kingery, W. D., Bowen, H. K., et Uhlmann, D. R., 1976, Introduction to Ceramics: New York.

Kirschner, D. L., Sharp, Z. D., et Masson, H., 1995, Oxygen isotope thermometry of quartz-calcite veins: Unravelling the thermal-tectonic history of the subgreenschist facies Morcles nappe (Swiss Alps): Geological Society of America Bulletin, v. 107, p. 1145-1156.

Kissin, I. G., 1999, Some Aspects of the Fluid Regime in the Crust: Speculations and Facts: Izvestiya, Physics of the Solid Earth, v. 35, p. 785-790.

Kronenberg, A. K., Kirby, S. H., et Pinkston, J., 1990, Basal slip and mechanical anisotropy of biotite: Journal of Geophysical Research, v. B.

Küster, M., et Stöckhert, B., 1999, High differential stress and sublithostatic pore fluid pressure in the ductile regime - Microstructural evidence for short-term post-seismic creep in the Sesia Zone, Western Alps: Tectonophysics, v. 303, p. 263-277.

Laigle, M., Hirn, A., Sachpazi, M., et Roussos, N., 2000, North Aegean crustal deformation : An active fault imaged to 10km depth by reflection seismic data: Geology, v. 28, p. 71-74.

Laporte, D., et Watson, E. B., 1991, Direct observation of of near-equilibrium pore geometry on synthetic quartzites at 600-800°C and 2-10.5kbar: Journal of Geology, v. 99, p. 873-878.

Lapwood, E. R., 1948, Convection of a fluid in a porous medium: Proceedings of Cambridge Philosophical Society, v. 44, p. 508-521.

Lasaga, A. C., et Rye, D. M., 1993, Fluid flow and reaction kinetics in metamorphic systems: American Journal of Science, v. 293, p. 361-404.

Lasaga, A. C., Rye, D. M., Lüttge, A., et Bolton, E. W., 2001, Calculation of fluid fuxes in Earth's crust: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 65, p. 1161-1185.

Lavier, L., Buck, W. R., et Poliakov, A. N. B., 1999, Self-consistent rolling-hinge model for the evolution of large-offset low-angle normal faults: Geology, v. 27, p. 1127-1130.

Le Pichon, X., et Angelier, J., 1979, The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern mediterranean area: Teconophysics, v. 60, p. 1-42.

Le Pichon, X., et Angelier, J., 1981, The Aegean Sea: Phil. Trans. Research Society of London, v. 300, p. 357-372.

Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., et Lallemant, S., 1995, Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics: Journal of Geophysical Research, v. 100, p. 12675-12690.

Lee, J., et Lister, G. S., 1992, Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece: Geology, v. 20, p. 121-124.

Lee, V., Mackwell, S. J., et Brantley, S. L., 1991, The effect of fluid chemistry on wetting textures in novaculite: Journal of Geophysical Research, v. 96, p. 10023-10037.

Lewis, S., Holness, M., et Graham, C., 1998, Ion microprobe study of marble from Naxos, Greece: Grain-scale fluid pathways and stable isotope equilibration during metamorphism: Geology, v. 26, p. 938-938.

Lister, G. S., Banga, G., et Feenstra, A., 1984, Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece.: Geology, v. 12, p. 221-225.

Lister, G. S., et Davis, G. A., 1989, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during the Tertiary continental extension in the Northern Colorado River region: Journal of Structural Geology, v. 11, p. 65-94.

Lòpez, D. L., et Smith, L., 1995, Fluid flow in fault zones: Analysis of the interplay of convective circulation and topographically driven groundwater flow: Water Resources Research, v. 31, p. 1489-1503.

Losh, S., 1997, Stable isotope and modeling studies of fluid-rock interaction associated with the Snake Range and Mormon Peak detachment faults, Nevada: Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 300-323.

Lowell, R. P., 1975, Circulation in fractures, hot springs, and convective heat transport on mid-ocean ridge crests: Geophysical journal of the Astronomical Society, v. 40, p. 351-365.

Malavieille, J., 1993, Late orogenic extension in mountain belts: Insights from the Basin and Range and the late paleozoic Variscan belt: Tectonics, v. 12, p. 1115-1130.

Maluski, H., Bonneau, M., et Kienast, J. R., 1987, Dating the metamorphic events in the Cycladic area: 39Ar/40Ar data from metamorphic rocks in the island of Syros (Greece): Bulletin de la Société Géologique de France, v. 8, p. 833-842.

Manatschal, G., Marquer, D., et Früh-Green, G., 2000, Channelized fluid flow and mass transfer along a rift-related detachment fault (Eastern Alps, Southern Switzerland): Geological Society of America Bulletin, v. 112, p. 21-33.

Mancktelow, N. S., et Grasemann, B., 1997, Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion: Tectonophysics, v. 270, p. 167-195.

Mandelbrot, B. B., 1983, The fractal geometry of Nature: New York, Freeman.

Manning, C. E., 1994, Fractal clustering of metamorphic veins: Geology, v. 22, p. 335-338.

Manning, C. E., et Ingebritsen, S. E., 1999, Permeability of the continental crust: The implications of geothermal data and metamorphic systems: Reviews of Geophysics, v. 37, p. 127-150.

Marquis, G., et Hyndman, R. D., 1992, Geophysical support for aqueous fluids in the deep crust: sismic and electrical relationships: Geophysical Journal International, v. 110, p. 91-105.

Masuda, K., Haramaki, T., Nakashima, S., Martinez, I., et Kashiwabara, S., in press, Structural change of water with solutes and temperature up to 100°C in Aqueous solutions as revealed by ATR-IR spectroscopy.

Matsuhisa, Y., Goldsmith, J. R., et Clayton, R. N., 1978, Mechanisms of hydrothermal crystallization of quartz at 250°C and 15 kbar: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 42, p. 173-182.

Matsuhisa, Y., Goldsmith, J. R., et Clayton, R. N., 1979, Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anothite-water: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 43, p. 1131-1140.

Matthaï, S. K., et Roberts, S. G., 1997, Transient versus continous fluid flow in seismically active faults: An investigation by electric analogue and numerical modelling, *in* Jamtveit, B., et Yardley, B. W. D., eds., fluid flow and transport in rocks: London, Chapman & Hall, p. 263-295.

Matthews, A., Lieberman, J., Avigad, D., et Garfunkel, Z., 1999, Fluid-rock interaction and thermal evolution during thrusting of an Alpine metamorphic complex (Tinos Island, Greece): Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 135, p. 212-224.

Matthews, A., et Schliestedt, M., 1984, Evolution of the blueschist and greenschist facies rocks on Sifnos, Cyclades, Greece: A stable isotope study of subduction-related metamorphism: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 88, p. 150-163.

McCaig, A. M., 1984, Fluid-rock interaction in some shear zones from the central Pyrenees: Journal of Metamorphic Geology, v. 2.

McCaig, A. M., 1988, Deep fluid circulation in fault zones: Geology, v. 16, p. 867-870.

McCaig, A. M., 1997, The geochemistry of volatile fluid flow in shear zones, *in* Holness, M. B., ed., Deformation-enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle, Volume 8: Mineralogical Society Series: London, Chapman & Hall, p. 227-266.

McCaig, A. M., et Wayne, D. M., 2000, Fluid expulsion in dilatancy pumping during thrusting in the Pyrenees: Pb and Sr isotope evidence: Geological Society of America Bulletin, v. 112, p. 1199-1208.

McCaig, A. M., Wickham, S. M., et Taylor, H. P., 1990, Deep fluid circulation in alpine shear zones, Pyrenees, France: Field and oxygen isotope studies: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 106, p. 41-60.

McCrea, J. M., 1950, On the isotopic chemistry of carbonate sand paleotemperature scale: Journal of Chemistry and Physics, v. 10, p. 1423-1436.

McKenzie, D., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region: Geophysical Journal of the Astronomical Society, v. 30, p. 109-185.

McKenzie, D., 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: The Aegean Sea and the surrounding regions: Geophysical Journal International, v. 55, p. 217-254.

Mélidonis, N. G., 1980, The geological structure and mineral deposits of Tinos island (Cyclades, Greece): Athens, 79 p.

Melosh, H. J., 1990, Mechanical basis for low-angle normal faulting in the Basin and Range province: Nature, v. 343, p. 331-335.

Mercier, J. L., 1977, L'arc égéen, une bordure déformée de la plaque eurasiatique; réflexions sur un exemple d'étude néotectonique: Bulletin de la Société Géologique de France, v. XIX, p. 663-672.

Mercier, J. L., Delibassis, N., Gautier, A., Jarrige, J. J., Lemeille, F., Philip, H., Sebrier, M., et Sorel, D., 1979, La néotectonique de l'arc Egéen: Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, v. 21, p. 67-92.

Mibe, K., Fujii, T., et Yasuda, A., 1998, Connectivity of aqueous fluid in the Earth's upper mantle: Geophysical Research Letters, v. 25, p. 1233-1236.

Mibe, K., Fujii, T., et Yasuda, A., 1999, Control of the location of the volcanic front in island arcs by aqueous fluid connectivity in the mantle wedge: Nature, v. 401, p. 259-261.

Miller, J. A., Buick, I. S., Cartwright, I., et Barnicoat, A., 2002, Fluid processes during the exhumation of high-P metamorphic belts: Mineralogical Magazine, v. 66, p. 93-119.

Montolini, C., Ruggieri, G., Boiron, M. C., et Cathelineau, M., 2001, Pressure fluctuation during uplift of the Northern Apennines (Italy): a fluid inclusions study: Tectonophysics, v. 341, p. 121-139.

Morrison, J., 1994, Meteoric water-rock interaction in the lower plate of the Whipple Mountain metamorphic core complex, California: Journal of Metamorphic Geology, v. 12, p. 827-840.

Morrison, J., et Anderson, J. L., 1998, Footwall Refrigeration Along a Detachment Fault: Implications for the thermal Evolution of Core Complexes: Science, v. 279, p. 279.

Morrison, J., et Valley, J. W., 1988, Post-granulite facies fluid infiltration in the Adirondack Mountains: Geology, v. 16, p. 513-516.

Muir-Wood, R., et King, G. C. P., 1993, Hydrothermal signatures of earthquake strain: Journal of Geophysical Research, v. 98, p. 22035-22068.

Murphy, H. D., 1979, Convective instabilities in vertical fractures and faults: Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 6121-6130.

Nadeau, S., P., P., et Pineau, F., 1993, Fluid inclusion and mineral isotopic compositions (H-C-O) in eclogitic rocks as tracers of local fluid migration during high-pressure metamorphism: Earth and Planetary Science Letters, v. 114, p. 431-448.

Nakamoto, K., Margoshes, M., et Rundle, R., 1955, Stretching frequencies as a function of distances in hydrogen bonds: Journal of American Chemical Society, v. 77, p. 6480-6488.

Nakashima, S., 1995, Diffusivity of ions in pore water as a quantitative basis for rock deformation rate estimates: Tectonophysics, v. 245, p. 185-203.

Nakashima, S., Matayoshi, H., Yuko, T., Michibayashi, K., Masuda, T., Kuroki, N., Yamagishi, H., Ito, Y., et Nakamura, A., 1995, Infrared microspectrometry analysis of water distribution in deformed and metamorphosed rocks: Tectonophysic, v. 245, p. 263-276.

Nesbitt, B. E., 1988, Gold deposit continuum: A genetic model for lode Au mineralization in the continental crust: Geology, v. 16, p. 1044-1048.

Nesbitt, B. E., et Muehlenbachs, K., 1989, Origins and movement of fluids during deformation and metamorphism in the Canadian Cordillera: Science, v. 245, p. 733-736.

Nesbitt, B. E., et Muehlenbachs, K., 1991, Stable isotopic constraints on the nature of the syntectonic fluid regime of the Canadian Cordillera: Journal of Geophysical Research, v. 18, p. 963-966.

Neuzil, C. E., 1995, Abnormal pressures as hydrodynamic phenomena: American Journal of Science, v. 295, p. 742-786.

Nguyen, P. T., Cox, S. F., Harris, L. B., et Powell, C., 1998, Fault-valve behaviour in optimally oriented shear zones: an example at the Revenge gold mine, Kambalda, Western Australia: Journal of Structural Geology, v. 20, p. 1625-1640.

Norton, D., et Knapp, R., 1977, Transport phenomena in hydrthermal systems: The nature of porosity: American Journal of Science, v. 277, p. 913-936.

Nwe, Y. Y., et Grundmann, G., 1990, Evolution of metamorphic fluids in shear zones : the record from the emeralds of Habachtal, Tauern Window, Austria: Lithos, v. 25, p. 281-304.

O'Hara, K. D., 1988, Fluid flow and volume loss during mylonitization - An origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, USA: Tectonophysics, v. 156, p. 21-36.

O'Hara, K. D., 1994, Fluid-rock interaction in crustal shear zones: A directed percolation approach: Geology, v. 22, p. 843-846.

O'Hara, K. D., et Haak, A., 1992, A fluid inclusion study of fluid pressure and salinity variations in the footwall of the Rector Branch thrust, North Carolina, U.S.A.: Journal of Structural Geology, v. 14, p. 579-589.

Okrusch, M., et Bröcker, M., 1990, Eclogites associated with high-grade blueschists in the Cyclades archipelago, Greece: A review: European Journal of Mineralogy, v. 2, p. 451-478.

Oliver, N. H. S., 1986, Fluids expelled tectonically from orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena: Geology, v. 14, p. 99-102.

Oliver, N. H. S., 1996, Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism: Journal of Metamorphic Geology, v. 14, p. 477-492.

Oliver, N. H. S., Cartwright, I., Wall, V. J., et Golding, S. D., 1993, The stable isotope signature of kilometre-scale fracture-dominated metamorphic fluid pathways, Mary Kathleen, Australia: Journal of Metamorphic Geology, v. 11, p. 705-720.

Oliver, N. H. S., Valenta, R. K., et Wall, V. J., 1990, The effect of heterogeneous stress and strain on metamorphic fluid flow, Mary Kathleen, Australia, and a model for large-scale fluid circulation: Journal of Metamorphic Geology, v. 8, p. 311-331.

O'Neil, J. R., Clayton, R. N., et Mayeda, T. K., 1969, Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates: Journal of Chemistry and Physics, v. 51, p. 5547-5558.

Palin, J. M., 1993, Oxygen isotopes disequilibrium in metasedimentary rocks: a prograde origin?: Eos Transactions of the American Geophysical Union, v. 74, p. 331 (abstr.).

Parra, T., Vidal, O., et Jolivet, L., 2002, Relation between deformation and retrogression in blueschist metapelites of Tinos Island (Greece) evidenced by chlorite-mica local equilibria: Lithos, v. 63, p. 41-66.

Parry, W. T., et Bruhn, R. L., 1986, Pore fluid and seismogenic characteristics of fault rock at depth on the Wasatch fault, Utah: Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 730-744.

Parry, W. T., Hedderly-Smith, D., et Bruhn, R. L., 1991, Fluid Inclusions and Hydrothermal Alteration on the Dixie Valley Fault, Nevada: Journal of Geophysical Research, v. 96, p. 19733-19748.

Passchier, C. W., et Trouw, R. A. J., 1998, Microtectonics: Berlin, Springer.

Paterson, M. S., 1982, The determination of Hydroxyl by infrared absorption in quartz, silicate glasses and similar materials: Bulletin de Minéralogie, v. 105, p. 20-29.

Patriat, M., 1996, Etude de la transition fragile-ductile en extension, application au transect Olympe-Naxos, Grèce [PhD thesis]: Paris, ENS.

Patzak, M., Okrusch, M., et Kreuzer, H., 1994, The Akrotiri Unit on the Island of Tinos, Cyclades, Greece: Witness to a lost terrane of late Cretaceous age: N. Jb Paläont. Abh., v. 194, p. 211-252.

Peters, M. T., et Wickham, S. M., 1995, On the cause of ^{18}O-depletion and $^{18}O/^{16}O$ homogenization during regional metamorphism; the East Humbolt Range core complex, Nevada: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 119, p. 68-82.

Philippot, P., 1993, Fluid-melt-rock interaction in mafic eclogites and coesite-bearing metasediments: constraints on volatile recycling during subduction: Chemical Geology, v. 108, p. 93-112.

Philippot, P., et Selverstone, J., 1991, Trace-element-rich brines in eclogitic veins: implications for fluid composition and transport during subduction: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 106, p. 417-430.

Pili, E., Poitrasson, F., et Gratier, J. P., 2002, Carbon-oxygen isotope and trace element constraints on how fluids percolate faulted limestones from the San Andreas Fault system: partitioning of fluid sources and pathways: Chemical Geology, v. 190, p. 231-250.

Putlitz, B., Katzir, Y., Matthews, A., et Valley, J. W., 2001, Oceanic and orogenic fluid-rock interaction in $^{18}O/^{16}O$-enriched metagabbros of an ophiolite (Tinos, Cyclades): Earth and Planetary Science Letters, v. 193, p. 99-113.

Ramsay, J. G., 1980, The crack-seal mechanism of rock deformation: Nature, v. 284, p. 135139.

Renard, F., Gratier, J. P., et Jamtveit, B., 2000, Kinetics of crack-sealing, intergranular pressure solution, and compaction around active faults: Journal of Structural Geology, v. 22, p. 1395-1407.

Reynolds, S. J., et Lister, G. S., 1987, Structural aspects of fluid-rock interactions in detachment zones: Geology, v. 15, p. 362-366.

Rice, J., 1992, Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of San Andreas fault, *in* Evans, B., et Wong, T. F., eds., Fault stress states, pore pressure distributions, and transport properties of rocks: A festschrift in honor of W. F. Brace: San Diego, California Academic press, p. 475-503.

Rigo, A., 1994, Etude sismotectonique et géodésique du golfe de Corinthe (Grèce): Paris, Paris VII.

Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., et Kassaras, I., 1996, A microseismicity study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms: Geophysical Journal International, v. 126, p. 663-688.

Robert, F., et Boullier, A. M., 1993, Mesothermal gold-quartz veins and earthquakes, *in* Hickman, S., Sibson, R., et Bruhn, R., eds., The mechanical involvement of fluids in faulting, Volume workshop LXIII, U. S. Geological Survey, p. 18-30.

Robert, F., Boullier, A.-M., et Firdaous, K., 1995, Gold-quarts veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting: Journal of Geophysical research, v. 100, p. 12861-12879.

Roberts, S., Sanderson, D. J., et Gumiel, P., 1999, Fractal analysis and percolation properties of veins, *in* McCaffrey, K. J. W., Lonergan, L., et Wilkinson, J. J., eds., Fractures, Fluid Flow and Mineralization, Volume 155: Geological Society, London, Special Publications, p. 7-16.

Roedder, E., 1984, Fluid inclusions, Reviews In Mineralogy, Volume 12, p. 644.

Rumble, D., III, 1994, Water circulation in metamorphism: Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 15499-15502.

Rumble, D., III, Ferry, J. M., Hoering, T. C., et Boucot, A. J., 1982, Fluid flow during metamorphism at the Beaver Brook fossil locality, New Hampshire: American Journal of Science, v. 282, p. 886-919.

Rye, R. O., Schuiling, R. D., Rye, D. M., et Jansen, J. B. H., 1976, Carbon, hydrogen, and oxygen isotope studies of the regional metamorphic complex at Naxos, Greece: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 40, p. 1031-1049.

Schliestedt, M., Altherr, R., et Matthews, A., 1987, Evolution of the Cycladic Crystalline Complex: Petrology, Isotope Geochemistry and Geochronology, *in* Helgeson, H. C., ed., Chemical Transport in Metasomatic Processes, D. Reidel Publishing Company, p. 389-428.

Scholz, C., 1973, Microfracturing and the inelastic deformation of rocks in compression: Journal of Geophysical Research, v. 73, p. 1417-1432.

Schuiling, R. D., et Kreulen, R., 1979, Are thermal domes heated by CO_2-rich fluids from the mantle?: Earth and Planetary Science Letters, v. 43, p. 298-302.

Schuiling, R. D., Kreulen, R., et Salemick, J., 1987, Metamorphic events in the Cyclades and their associated fluids, *in* Helgesson, H. C., ed., Chemical Transport in Metasomatic Processes, D. Reidel Publishing Company, p. 451466.

Seidel, E., 1978, Zur Petrologie des Phyllite-Quartzit Serie Kretas [PhD thesis]: Braunschweig, Braunschweig University.

Seidel, E., Kreuzer, H., et Harre, W., 1982, The Late Oligocene/early Miocene high pressure in the external hellenides: Geologische Jahrbuch, v. E23, p. 165-206.

Selverstone, J., Morteani, G., et Staude, J.-M., 1991, Fluid channelling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, Eastern Alps: Journal of Metamorphic Geology, v. 9, p. 419-431.

Sharp, Z. D., et Kirschner, D. L., 1994, Quartz-calcite oxygen isotope thermometry: A calibration based on natural isotopic variations: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 58, p. 4491-4501.

Sheppard, S. M. F., 1986, Characterization and isotopic variations in natural waters, *in* Valley, J. W., Taylor, M. P., et O'Neil, J. R., eds., Stable isotopes in high temperature geological processes, Volume 16: Reviews in Mineralogy.

Sheppard, S. M. F., Nielsen, R. L., et Taylor Jr, H. P., 1969, Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits: Economic Geology, v. 64, p. 755-777.

Shiro, Y., et Sakai, H., 1972, Calculation of the reduced partition function ratios of alpha-beta quartz and calcite: Japan Chemical Society Bulletin, v. 45, p. 2355-2359.

Shmonov, V. M., Vitovtova, V. M., et Zarubina, I. V., 1994, Permeability of rocks at elevated temperatures and pressures, *in* Shmulovitch, K. I., Yardley, B. W. D., et Gonchar, G. G., eds., Fluids in the Crust: Equilibrium and transport properties: London, Chapman & Hall.

Sibson, R., 1981, Controls on low-stress hydrofracture dilatancy in thrust, wrench and normal fault terrains: Nature, v. 289, p. 655-667.

Sibson, R. H., 1987, Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal system: Geology, v. 15, p. 701-704.

Sibson, R. H., 1992, Fault-valve behavior and the hydrostatic-lithostatic fluid pressure interface: Earth-Science Reviews, v. 32, p. 141-144.

Sibson, R. H., 1994, Crustal stress, faulting and fluid flow, *in* Parnell, J., ed., Geofluids: Origin, Migration and evolution of Fluids in Sedimentary Basins, Volume 78: London, Geological Society Special Publication, p. 69-84.

Sibson, R. H., 2000, Fluid involvement in normal faulting: Journal of Geodynamics, v. 29, p. 469-499.

Sibson, R. H., Moore, J. M., et Rankin, A. H., 1975, Seismic pumping - A hydrothermal transport mechanism: Journal of the Geological Society, London, v. 131, p. 653-659.

Sibson, R. H., Robert, F., et Poulsen, K. H., 1988, High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits: Geology, v. 16, p. 551-555.

Simpson, G., 2001, Influence of compression-induced fluid pressures on rock strength in the brittle crust: Journal of Geophysical Research, v. 106, p. 19465-19478.

Smith, 1948, Grains, phases and interphases: An interpretation of microstructures: Transactions of the Metallogenical Society, v. 175, p. 15-51.

Smith, 1964, Some elementary principles of polycristalline microstructure: Metall. Rev., v. 9, p. 1-47.

Smith, B. M., Reynolds, S. J., Day, H. W., et Bodnar, R. J., 1991, Deep-seated fluid involvement in ductile-brittle deformation and mineralization, South Mountains metamorphic core complex, Arizona: Geological Society of America Bulletin, v. 103, p. 559-569.

Smith, M. P., et Yardley, B. W. D., 1999, Fluid evolution during metamorphism of the Otago Schist, New Zealand: (I) Evidence from fluid inclusions: Journal of metamorphic Geology, v. 17, p. 173-186.

Sokoutis, D., Brun, J. P., Driessche, J. V. d., et Pavlides, S., 1993, A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension: Journal of the Geological Society, London, v. 150, p. 243-246.

Sorel, D., 2000, A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece: Geology, v. 28, p. 83-86.

Spear, F. S., 1993, Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths: Washington, Mineralogical Society of America, 799 p.

Stevenson, D. J., 1986, On the role of surface tension in the migration of melts and fluids: Geophysical Research Letters, v. 13, p. 1149-1152.

Stolz, J., Engi, M., et Rickli, M., 1997, Tectonometamorphic evolution of SE Tinos, Cyclades, Greece: Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., v. 77, p. 209-231.

Straus, J. M., et Schubert, G., 1977, Thermal Convection of Water in a Porous Medium: Effects of Temperature- and Pressure-Dependant Thermodynamic and Transport Properties: Journal of Geophysical Research, v. 82, p. 325-333.

Streit, J. E., et Cox, S. F., 2002, Evolution of fracture networks in shear zones: Insights from see-through experiments on biphenyl aggregates: Journal of Structural Geology, v. 24, p. 107-122.

Tapponnier, P., 1977, Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide plastique: Bulletin de la Société Géologique de France, v. XIX, p. 437-460.

Taylor, B., Goodlife, A. M., et Martinez, F., 1999, How continents break up: Insights from Papua New Guinea: Journal of Geophysical Research, v. 104, p. 7497-7512.

Taylor, H. P., 1968, The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 19, p. 1-71.

Taylor, H. P., 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: Economic Geology, v. 69, p. 843-883.

Taylor, H. P., 1977, Water/rock interactions and the origin of H_2O in granitic batholiths: Journal of the Geological Society, London, v. 133, p. 509-558.

Taylor, H. P., et Forester, R. W., 1971, Low-^{18}O igneous rocks from the intrusive complexes of Skye, Mull, and Ardnamurcham, western Scotland: Journal of Petrology, v. 12, p. 465-477.

Taymaz, T., Jackson, J., et McKenzie, D., 1991, Active tectonics of the north and central Aegean Sea: Geophysical Journal International, v. 106, p. 433-490.

Thompson, A. B., 1983, Fluid-absent metamorphism: Journal of the Geological Society, London, v. 140, p. 533-547.

Tiberi, C., 1999, Rifts de Corinthe et d'Evvia (Grèce) : structure lithosphérique par tomographie télésismique et gravimétrie [PhD thesis]: Paris, Paris VII.

Tiberi, C., Diament, M., Lyon-Caen, H., et King, T., 2000, Moho topography beneath the Corinth rift area (Greece) from inversion of gravity data: Geophysical Journal International, v. 145, p. 1-18.

Todd, V. R., 1980, Structure and petrology of a Tertiary gneiss complex in northwestern Utah, *in* Crittenden, M. D., Coney, P. J., et Davis, G. H., eds., Cordilleran metamorphic core complexes, Volume 153, Geological Society of America Memoir, p. 349-384.

Tourigny, G., et Tremblay, A., 1997, Origin and incremental evolution of brittle/ductile shear zones in granitic rocks: natural examples from the southern Abitibi Belt, Canada: Journal of Structural Geology, v. 19, p. 15-17.

Tournier, C., Genthon, P., et Rabinowicz, 2000, The onset of natural convection in vertical fault planes: consequences for the thermal regime in crystalline basements and for heat recovery experiments: Geophysical Journal International, v. 140, p. 500-508.

Townend, J., et Zoback, M. D., 2000, How faulting keeps the crust strong: Geology, v. 28, p. 399-402.

Turcotte, D., L., et Schubert, G., 1982, Geodynamics, Cambridge University Press, 456 p.

Urey, H. C., Lowenstam, H. A., Epstein, S., et CMcKinney, C. R., 1951, Measurements of paleotemperatures and temperatures of the upper Cretaceous of England, Danmark, and the southeastern United States: Geological Society of America Bulletin, v. 62, p. 399-416.

Von Bargen, N., et Waff, H. S., 1986, Permeabilities, interfacial areas and curvatures of partially-molten systems: results of numerical computations of equilibrium microstructures: Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 9261-9276.

Wada, H., Ando, T., et Susuki, M., 1998, The role of the grain boundary at chemical and isotopic fronts in marble during contact metamorphism: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 132, p. 309-320.

Walker, G., Abumere, O. E., et Kamaluddin, B., 1989, Luminescence spectroscopy of Mn^{2+} centres in rock-forming carbonates: Mineralogical Magazine, v. 53, p. 201-211.

Walsh, J. B., 1965, The effect of cracks on the compressibility of rocks: Journal of Geophysical Research, v. 70, p. 381-389.

Walther, J., 2000, Darcy Flow at Fluid Pressure Equal Rock Pressure: Journal of Conference Abstracts, v. 5, p. 1066.

Walther, J., et Helgeson, H. C., 1977, Calculation of the thermodynamic properties of aqueous silica and solubility of quartz and its polymorphs at high pressures and temperatures: American Journal of Science, v. 277, p. 1315-1351.

Walther, J. V., et Orville, P. M., 1982, Volatile Production and Transport in Regional Metamorphism: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 79, p. 252-257.

Wark, D. A., et Watson, E. B., 2002, Grain-scale channelization of pores due to gradients in temperature or composition of intergranular fluid or melt: Journal of Geophysical Research, v. 107.

Watson, E. B., 1982, Melt infiltration and magma evolution: Geology, v. 10, p. 236-240.

Watson, E. B., et Brenan, J. M., 1987, Fluids in the lithosphere, 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO_2-H_2O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties, and fluid inclusion formation: Earth and Planetary Science Letters, v. 85, p. 497-515.

Watson, E. B., et Lupulescu, A., 1993, Aqueous fluid connectivity and chemical transport in clinopyroxene-rich rocks: Earth and Planetary Science Letters, v. 117, p. 279-294.

Watson, E. B., et Wark, D. A., 1997, Diffusion of dissolved SiO_2 in H_2O at 1GPa, with implications for mass transport in the crust and upper mantle: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 130, p. 66-80.

Wawrzyniec, T., et Selverstone, J., 2001, Styles of footwall uplift along the Simplon and Brenner normal fault systems, central and eastern Alps: Tectonics, v. 20, p. 748-770.

Wawrzyniec, T., Selverstone, J., et Axen, G. J., 1999, Correlations between fluid composition and deep-seated structural style in the footwall of the Simplon low-angle normal fault, Switzerland: Geology, v. 27, p. 715-718.

Wernicke, B. P., 1981, Low-angle normal faults in the Basin and Range province : nappe tectonics in an extending orogen: Nature, v. 291, p. 645-648.

Wernicke, B. P., et Axen, G. J., 1988, On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems: Geology, v. 16, p. 848-851.

White, S. H., et Knipe, R. J., 1978, Transformation- and reaction-enhanced ductility in rocks: Journal of the Geological Society of London, v. 135, p. 513-516.

Wickham, S. M., et Peters, M. T., 1992, Oxygen and carbon isotope profiles in metasediments from Lizzies Basin, East Humbolt Range, Nevada: constraints on mid-crustal metamorphic and magmatic volatile fluxes: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 112, p. 46-65.

Wickham, S. M., Peters, M. T., Fricke, H., et O'Neil, J. R., 1993, Identification of magmatic and meteoric fluid sources and upward- and downward-moving infiltration fronts in a metamorphic core complex: Geology, v. 21, p. 81-84.

Wickham, S. M., et Taylor, H. P., 1985, Stable isotopic evidence for large-scale seawater infiltration in a regional metamorphic terrane; the Trois Seigneurs Massif, Pyrenees, France: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 91, p. 122-137.

Wintsch, R. P., Christoffersen, R., et Kronenberg, A. K., 1995, Fluid-rock reaction weakening of fault zones: Journal of Geophysical Research, v. 100, p. 13021-13032.

Wood, B. J., et Graham, C. M., 1986, Infiltration of Aqueous Fluid and High Fluid : Rock Ratio During Greenschist Facies Metamorphism: A Discussion: Journal of Petrology, v. 27, p. 751-761.

Wood, B. J., et Walther, J. V., 1986, Fluid Flow during Metamorphism and its Implications for Fluid-Rock Ratios, *in* Walther, J. V., et Wood, B. J., eds., Advances in Physical Geochemistry, Volume 5: New York, Springer-Verlag, p. 89-108.

Xiao, H. B., Dahlen, F. A., et Suppe, J., 1991, Mechanics of extensional wedges: Journal of Geophysical Research, v. 96, p. 10301-10318.

Yamagishi, H., Nakashima, S., et Ito, Y., 1997, High temperature infrared spectra of hydrous microcristalline quartz: Phys Chem Minerals, v. 24, p. 66-74.

Yardley, B. W. D., 1983, Quartz veins and devolatilization during metamorphism: Journal of the Geological Society, London, v. 140, p. 657-663.

Yardley, B. W. D., 1984, Fluid Migration and Veining in the Connemara Schists, Ireland, *in* Walther, J. V., et Wood, B. J., eds., Fluid-Rock Interaction during Metamorphism: New York, Springer Verlag.

Yardley, B. W. D., et Bottrell, S. H., 1992, Silica mobility and fluid movement during metamorphism of the Connemara schists, Ireland: Journal of metamorphic Geology, v. 10, p. 453-464.

Yardley, B. W. D., et Valley, J., 1999, The petrologic case for a dry lower crust: Journal of Geophysical Research, v. 102, p. 12173-12185.

Yardley, B. W. D., et Valley, J. W., 1994, How wet is the Earth's crust?: Nature, v. 371, p. 205-206.

Yin, A., 1990, Reply to comment on "Origin of regional rooted low-angle normal faults: A mechanical model and its tectonic implications" by A. Yin: Tectonics, v. 9, p. 547-549.

Yoshino, T., Mibe, K., Yasuda, A., et Fujii, T., 2002, Wetting properties of anorthite aggregates: Implications for fluid connectivity in continental lower crust: Journal of Geophysical Research, v. 107.

Young, E. D., 1995, Fluid flow in metamorphic environments: Reviews of Geophysics, v. 33, p. 41-52.

Zhang, S., et Cox, S. F., 2000, Enhancement of fluid permeability during shear deformation of a synthetic mud: Journal of Structral Geology, v. 22, p. 1385-1393.

Zhang, S., Tullis, T. E., et Scruggs, V. J., 2001, Implications of permeability and its anisotropy in a mica gouge for pore pressure in fault zones: Tectonophysics, v. 335, p. 37-49.

Zhang, X., et Sanderson, D. J., 1996, Numerical modelling of the effects of fault dip on fluid flow around extensional faults: Journal of Structural Geology, v. 18, p. 109-119.

Zheng, Y. F., 1999, Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals: Geochemical Journal, v. 33, p. 109-126.

Zheng, Y.-F., 1993, Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 57, p. 1079-1091.

Zheng, Y. F., Satir, M., Metz, P., et Sharp, Z. D., 1999, Oxygen isotope exchange processes and disequilibrium between calcite and forsterite in an experimental C-C-H fluid: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 63, p. 1781-1786.

Zoback, M. D., et Townend, J., 2001, Implications of hydrostatic pore pressures and high crustal strength for the deformation of intraplate lithosphere: Tectonophysics, v. 336, p. 19-30.

ANNEXES

Annexe 1 : Calculs d'erreur sur la température et la composition isotopique de l'eau __ 265
1. Erreur sur la température_____ 265
2. Erreur sur la composition isotopique de l'eau _____ 266
Annexe 2 : Carte de localisation des échantillons _____ 269
Annexe 3 : Données de sonde ionique _____ 271
Echantillon "V1.1" _____ 271
Echantillon "V1.2" _____ 272
Echantillon "V1.3" _____ 272
Echantillon "V1.4" _____ 274
Echantillon "V1.5" _____ 274
Echantillon "Ti.137a" _____ 274
Echantillon "V2b.1" _____ 276
Echantillon "V2b.2" _____ 276
Echantillon "V2b.3" _____ 276
Echantillon "V2b.4" _____ 278
Echantillon "V2b.5" _____ 278
Echantillon "V2b.6" _____ 278
Echantillon "V2b.7" _____ 279
Echantillon "V2b.8" _____ 279
Echantillon "V2b.9" _____ 279
Annexe 4 : Données isotopiques publiées sur Tinos_____ 281
Unité Inférieure_____ 281
Unité supérieure_____ 284
Monzogranite principal_____ 285
Analyses de veines métamorphiques par fluorination (Famin et al., 2000)_____ 285
Annexe 5 : Transferts de chaleur par convection _____ 287
Annexe 6 : Données microthermométriques _____ 289
Echantillon "Ti.137c" _____ 289
Echantillon "Ti.137b" _____ 292
Echantillon "Sample IV"_____295

ANNEXE 1

CALCULS D'ERREUR SUR LA TEMPERATURE ET LA SIGNATURE ISOTOPIQUE DES FLUIDES AQUEUX

Pour le calcul d'erreur nous ferrons la simplification :

$$1000 \ln a_{qz-cc} \approx \Delta_{qz-cc} = \partial^{18}O_{qz} - \partial^{18}O_{cc}$$

Dans ce mémoire de thèse, cette simplification n'a été faite ni pour le calcul des températures, ni pour celui de la composition de l'eau en équilibre avec les couples quartz-calcite.

1. Erreur sur la température

Si l'on fait l'hypothèse que l'erreur σ_{xi} sur chacune des variables x_i est indépendante de l'erreur sur les autres variables, l'incertitude $\sigma_{T°}$ sur la température T° est donnée par l'équation

$$s^2_{T°} = \sum_i s^2_{x_i} \cdot \left(\frac{\partial T°}{\partial x_i} \right)^2 \qquad \text{(A1.1)}$$

Dans cette étude, l'incertitude sur la température est propagée d'une part par l'erreur σ_{Ai} sur les coefficients A_i de la calibration fractionnement-température du couple quartz-calcite, et d'autre part par l'erreur σ_Δ sur la mesure du fractionnement $\Delta_{qz\text{-}cc}$ entre les deux phases minérales. Pour la calibration de Sharp & Kirschner (1994), qui comporte un seul coefficient A = 0.78±0.08, l'incertitude sur la température devient

$$s^2_{T°} = s^2_A \left(\frac{\partial T}{\partial A} \right)^2 + s^2_{T°} \left(\frac{\partial T}{\partial \Delta} \right)^2 \qquad \text{(A1.2)}$$

Une remarque intéressante mérite d'être faite lorsque l'on passe du calcul de l'erreur sur la température au calcul de l'erreur sur un gradient de température. En effet, dans ce cas de figure l'équation A.2 devient

$$s^{2}_{\Delta T^\circ} = s^{2}_{A}\left(\frac{\partial T_2}{\partial A} - \frac{\partial T_1}{\partial A}\right)^2 + \left(s^{2}_{\Delta 1}\right)\left(\frac{\partial T_1}{\partial \Delta_1}\right)^2 + \left(s^{2}_{\Delta 2}\right)\left(\frac{\partial T_2}{\partial \Delta_2}\right)^2 \qquad \text{(A1.3)}$$

où Δ_1 et Δ_2 sont les fractionnements isotopiques de deux couples quartz-calcite à partir desquels est déterminée la variation de température (T_2-T_1), et $\sigma_{\Delta 1}$, $\sigma_{\Delta 2}$ et $\sigma_{\Delta T^\circ}$ les erreurs respectives de ces quantités. Chaque $\sigma_{\Delta i}$ peut être décomposé en deux termes :

$$s^{2}_{\Delta i} = s^{2}_{std} + s^{2}_{\mathrm{int}\,i} \qquad \text{(A1.4)}$$

σ_{std} est l'erreur sur la mesure des standards et $\sigma_{\mathrm{int}\,i}$ l'erreur analytique sur les fractionnements Δ_i. Si l'on injecte la relation (A1.4) dans l'équation (A1.3) on obtient

$$s^{2}_{\Delta T^\circ} = s^{2}_{A}\left[\left(\frac{\partial T_2}{\partial A}\right) - \left(\frac{\partial T_1}{\partial A}\right)\right]^2 + s^{2}_{std}\left[\left(\frac{\partial T_2}{\partial \Delta_2}\right) - \left(\frac{\partial T_1}{\partial \Delta_1}\right)\right]^2 + \left[s^{2}_{\mathrm{int}1}\left(\frac{\partial T_1}{\partial \Delta_1}\right)^2 + s^{2}_{\mathrm{int}\,2}\left(\frac{\partial T_2}{\partial \Delta_2}\right)^2\right] \qquad \text{(A1.5)}$$

Le premier terme de cette équation donne l'erreur propagée sur la température propagée par le modèle de calibration. Le deuxième terme provient de l'erreur propagée par la mesure des standards. Enfin le troisième terme donne l'erreur propagée sur la température par la précision analytique (interne) de la sonde ionique. Les deux premiers termes portent un signe "-" car σ_A et σ_{std} vont dans le même sens à T_1 et T_2. Dans la thermométrie présentée en quatrième partie, il n'a pas été tenu compte de cette expression et les erreurs de chaque température ont été additionnées pour estimer l'erreur sur les gradients de température**. En conséquence, l'erreur sur les variations de température présentées dans cette étude est majorée par rapport à l'erreur réelle**. Ceci a son importance notamment pour le calcul des nombres de Peclet et de Rayleigh, où le $\Delta T°$ de 100°C est une valeur minimale, ce qui renforce nos conclusions.

2. *Erreur sur la composition isotopique de l'eau*

L'incertitude sur la composition isotopique de l'eau en équilibre avec le couple quartz-calcite est fonction 1) de l'erreur sur les coefficients de la calibration fractionnement-température du couple quartz-H_2O ou calcite-H_2O, 2) de l'erreur sur la température calculée précédemment, et 3) de l'erreur **absolue** sur la mesure du $\delta^{18}O$ du minéral. Par exemple, pour le couple quartz-H_2O avec la calibration de Sharp & Kirschner (1994), on obtient

$$s^2_{\partial^{18}O_{H_2O}} = s^2_A\left(\frac{\partial\partial^{18}O_{H_2O}}{\partial A}\right)^2 + s^2_B\left(\frac{\partial\partial^{18}O_{H_2O}}{\partial B}\right)^2 + s^2_{T°}\left(\frac{\partial\partial^{18}O_{H_2O}}{\partial T°}\right)^2 + s^2_{\partial^{18}O_{qz}} \qquad \text{(A1.6)}$$

L'incertitude sur les coefficients A et B n'est pas donnée dans la publication de Sharp & Kirschner (1994), pas plus que celle sur les coefficients de la calibration calcite-H_2O de Zheng (1999). Nous avons donc du omettre cette source d'erreur dans le calcul de la signature isotopique des fluides métamorphiques. Toutefois, l'erreur est parfaitement négligeable pour le couple calcite-H_2O dans la gamme de températures qui nous intéresse (voir Fig. IV.2), et la calibration quartz-H_2O de Sharp et Kirschner donne des incertitudes très proches de la calibration calcite-H_2O de Zheng (1999). La source d'erreur qui n'a pas été prise en compte est donc négligeable pour le calcul de la composition isotopique de l'eau.

ANNEXE 2

CARTE DE LOCALISATION DES ECHANTILLONS

(présentée au verso)


* Garnaud (1999)
Ti.137c (V2a)
Ti.137b (V2a)
Ti.137a (V2a)
Sample I (V2a)*
Sample II (V2a)*
Sample III. (V2a)*
V1. 5
Sample IV (V1)
V2b. 1
V2b. 2
V2b. 3
V2b. 4
V2b. 5
V2b. 6
V2b. 7
V2b. 8
V2b. 9
V1. 1
V1. 2
V1. 3
V1. 4

ANNEXE 3

MESURES DE SONDE IONIQUE

Une cartographie des données de sonde ionique est présentée dans cette annexe sur les planches couleur 1, 2 et 3. Cette cartographie est accompagnée d'une description des échantillons. Les points qui localisent la mesure ne sont pas à l'échelle du faisceau d'ions Cs^+. Les résultats sont corrigés du fractionnement des standards et présentés en ‰ par rapport au SMOW. Seules les mesures représentées en blanc ont été retenues. Les analyses présentées en noir ont été rejetées pour trois motifs : 1) Une charge de la surface de l'échantillon, malgré le faisceau de charges O^-, 2) une erreur de localisation constatée par un examen postérieur aux analyses. La dorure de la surface de l'échantillon occasionnant un relief très important aux interfaces quartz-calcite, certaines mesures se sont avérées être à cheval sur le contact entre les grains. 3) une anomalie du signal : Certaines analyses, et tout particulièrement celles effectuées en bordure de lame, ont montré un signal faible (peu d'ions oxygènes arrivant au collecteurs). Ces analyses ont été écartées même lorsqu'elles indiquaient une température acceptable.

En cathodoluminescence, la calcite présente des teintes allant du noir ou rouge sombre au jaune vif, en passant par les tons oranges. Cette luminescence exclut la présence d'aragonite, qui émet dans les tons verts. Le quartz est non luminescent à violet sombre. L'intensité de la luminescence des minéraux dépend du temps de pause de chaque prise de vue. Pour cette raison, les couleurs ne sont pas directement comparables d'une photo à l'autre. Afin de permettre tout de même une comparaison qualitative, les temps de pause sont signalés pour chaque image[1].

Les générations de quartz-calcite précoce et tardives dans les V1 sont libellées Qz-Cc 1 et Qz-Cc 2, respectivement. Les générations précoces et tardives des V2b sont libellées Qz-Cc3 et Qz-Cc 4, respectivement.

Echantillon "V1.1"

Planche 1a, b, c : Cet échantillon provient d'une veine synfoliale prélevée dans les ultramylonites du détachement de Kalopani (localité de Mali), à 7 m sous le contact. La veine a la forme d'une lentille asymétrique cisaillée vers le Nord-Est. La veine est composée de quartz et de calcite. dans un encaissant à talc + micas + chlorite + quartz + feldspath ± oxydes.

[1] A ce titre, on remarquera que les échantillons V2b ont un temps de pose plus court que les V1, et donc une luminescence plus forte. Qualitativement, cette observation indique une quantité d'éléments trace ecxitateurs (Mn, Mg essentiellement) plus importante dans les générations de calcite les plus récentes.

Les grains de quartz et de calcite présentent les traces d'une déformation intracristalline prononcée. Les grains millimétriques à l'extinction onduleuse sont entourés de néograins micrométriques formés par recristallisation dynamique. En bordure de lame, les grains de calcite ont subi une rotation antithétique et un maclage mécanique sous l'effet du cisaillement vers le Nord-Est. En cathodoluminescence la calcite révèle toute une gamme de teintes. La calcite la plus ancienne, rouge-violet sombre, est préservée en relique au cœur des grains. La plus récente, jaune vif, est présente sous forme de chenaux aux jointures de grains. Le quartz, violet sombre, ne présente pas de variation de teinte. Des fractures, très luminescentes dans la calcite, traversent ces structures. Ces fractures sont soulignées par des plans d'inclusions fluides. Deux générations d'équilibre textural peuvent être définies : Une génération précoce, située dans les reliques de calcite présentant des inclusions de quartz (photo c). Aucune frange luminescente n'est observée autour de ces inclusions. Une génération tardive, choisie dans les "chenaux" de calcite jaune vif (photo b). Les températures déduites du fractionnement isotopique tournent autour de 350 °C pour la génération précoce et 225 °C pour la génération tardive. Temps de pause des prises de vue : a) 10.5 sec. b) 12.9 sec. c) 12.8 sec.

Echantillon "V1.2"

Planche 1d : Cet échantillon provient d'une veine synfoliale collectée dans des métapélites schiste vert, au toit des marbres de Kalopani, à 45 m sous le détachement. La veine a la forme d'une lentille asymétrique cisaillée vers le Nord-Est. Assemblage de la veine à quartz + calcite ± micas. Paragenèse encaissante à phengite + albite + chlorite + quartz + calcite ± sphène ± oxydes.

La textures du quartz et de la calcite de cette veine est très similaire à celles de l'échantillon V1.1. Le site de mesure sonde ionique est choisi dans une bande de cisaillement vers le Nord-Est entre deux reliques, l'une de quartz et l'autre de calcite. Le fractionnement du quartz recristallisé et de la calcite rouge clair dans la bande de cisaillement donne des températures autour de 290 °C. Une température de 368 °C est obtenue si l'on compare le $\delta^{18}O$ du cœur des reliques de quartz et de calcite. Temps de pause : 12.4 sec.

Echantillon "V1.3"

Planche 1e : Cet échantillon provient d'une veine synfoliale collectée dans les marbres de Kalopani, à 60 m sous le détachement. La veine a la forme d'une lentille asymétrique cisaillée vers le Nord-Est. Assemblage de la veine à quartz + calcite. Paragenèse encaissante à calcite ± quartz ± micas.

Les textures sont très similaires à celles des échantillons précédents. Les mesures ont été effectuées sur des inclusions de quartz et dans la calcite adjacente, au cœur d'une relique centimétrique de calcite rouge sombre. Les inclusions de quartz ne sont entourées d'aucune frange de luminescence. Le site de mesure des assemblages tardifs est situé dans une bande de cisaillement vers le Nord-Est, en bordure de la relique de calcite. Temps de pause : 32.3 sec.

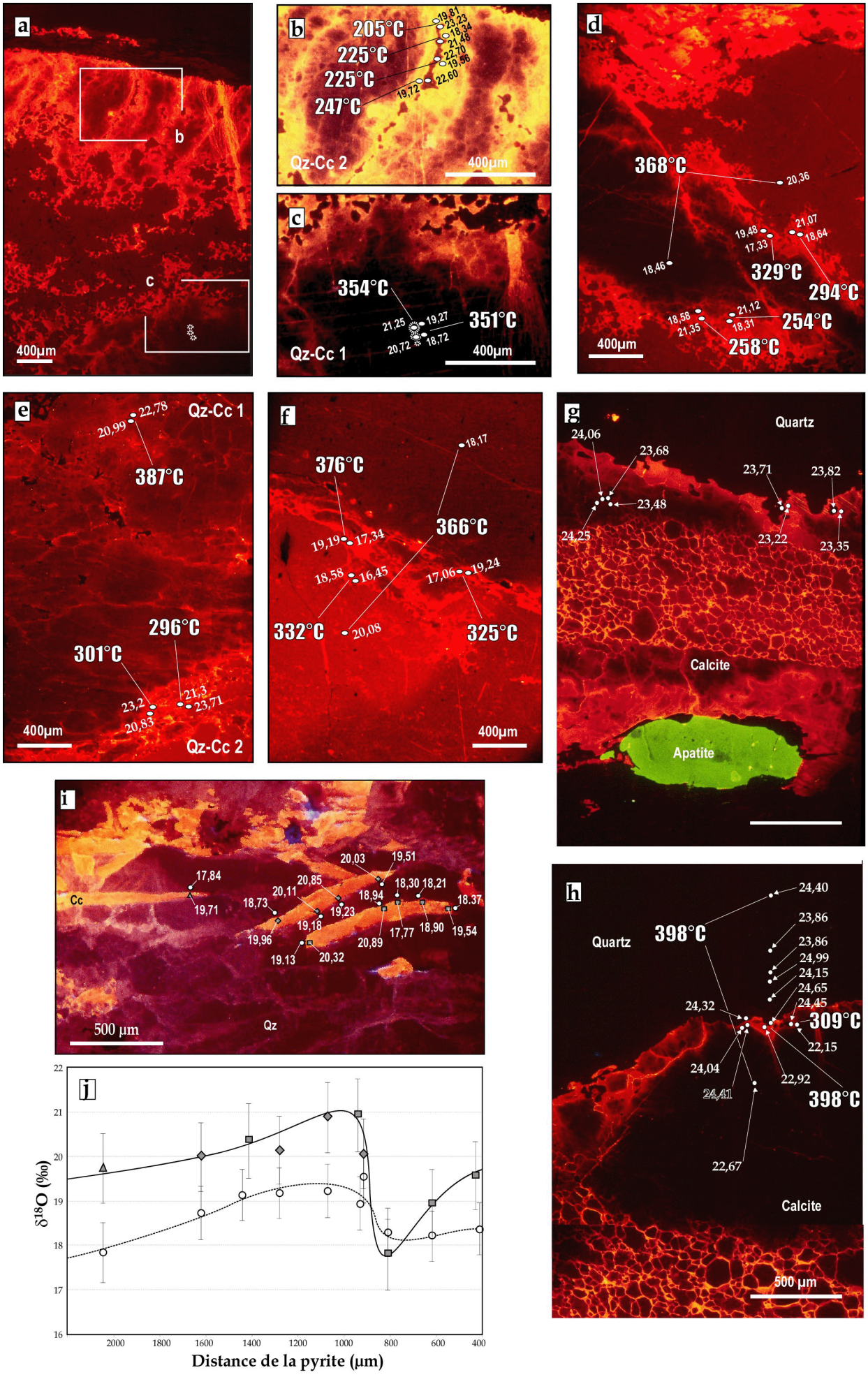

a
b
c
400µm
b
205°C
225°C
225°C
247°C
19,81
23,23
18,34
21,48
22,70
19,56
19,72
22,60
Qz-Cc 2
400µm
c
354°C
21,25
19,27
351°C
20,72
18,72
Qz-Cc 1
400µm
d
368°C
20,36
18,46
19,48
17,33
21,07
18,64
329°C
294°C
18,58
21,35
21,12
18,31
254°C
258°C
400µm
e
20,99
22,78
Qz-Cc 1
387°C
296°C
301°C
23,2
20,83
21,3
23,71
400µm
Qz-Cc 2
f
376°C
18,17
366°C
19,19
17,34
18,58
16,45
17,06
19,24
332°C
20,08
325°C
400µm
g
Quartz
24,06
23,68
23,48
24,25
23,71
23,82
23,22
23,35
Calcite
Apatite
i
17,84
19,71
Cc
18,73
20,11
20,85
19,23
20,03
19,51
18,94
18,30
18,21
18,37
19,96
19,18
19,13
20,32
20,89
17,77
18,90
19,54
500 µm
Qz
j
δ18O (‰)
22
21
20
19
18
17
16
2000
1800
1600
1400
1200
1000
800
600
400
Distance de la pyrite (µm)
h
Quartz
398°C
24,40
23,86
23,86
24,99
24,15
24,65
24,45
24,32
309°C
22,15
24,04
24,41
22,92
398°C
22,67
Calcite
500 µm

Planche n°1

Echantillon "V1.4"

Planche 1f : Cet échantillon provient d'une veine synfoliale collectée dans les métapélites de Kalopani, sous les métaquartzites, à 80 m sous le détachement. La veine a la forme d'une lentille asymétrique cisaillée vers le Nord-Est. Assemblage de la veine à quartz + calcite. Paragenèse encaissante à micas + albite + chlorite + quartz + calcite.

Les textures sont très similaires à celles des échantillons précédents. Le site de mesure sonde ionique est choisi dans une bande de cisaillement vers le Nord-Est entre deux reliques, l'une de quartz et l'autre de calcite. Le fractionnement du quartz et de la calcite donne des températures autour de 360 °C, qu'il s'agisse des assemblages tardifs ou du cœur des reliques Temps de pause : 102.3 sec (non représentatif car la lame était couverte au carbone).

Echantillon "V1.5"

Planche 1g, h : Veine synfoliale collectée dans les métacarbonates schiste bleu du col de Marlas, à ~200 m sous le détachement. La veine se présente sous la forme d'une lentille symétrique. Assemblage de la veine : quartz + calcite ± apatite ± chlorite. Paragenèse de l'encaissant : Calcite + glaucophane + épidote + phengite ± quartz ± chlorite.

Le quartz et la calcite présentent une déformation intracristalline intense. Les reliques montrent une extinction onduleuse et une individualisation en sous-grains allongés. Quartz et calcite sont affectés par des recristallisations dynamiques. En cathodoluminescence, les reliques de calcite sont non luminescentes à rouge sombre et entourées d'un réseau de calcite jaune vif aux jointures de grains. Le quartz est non luminescent. La photo g) montre aussi la présence d'un cristal zoné de fluoro-apatite entouré d'une ombre de pression à chlorite. La majorité des mesures sonde ionique montre un déséquilibre isotopique entre le quartz et la calcite tardifs. Seules deux températures (de fermeture ?) sont obtenues à 398 et 308 °C. Une température de 398 °C est déduite du cœur des grains. Un profil de $\delta^{18}O$ dans le quartz ne montre pas de zonation isotopique. Temps de pause : g) 12.3 sec. h) 9.1 sec.

Echantillon "Ti.137a"

Planche 1i, j : Ombre de pression de pyrite collectée dans des métabasites mylonitisées à 1 m sous le détachement de l'îlot de Planitis. L'ombre de pression est asymétrique et prolongée par des plans de cisaillement vers le Nord-Est. Assemblage de l'ombre de pression : quartz + calcite ± chalcopyrite ± arsénopyrite. Paragenèse de l'encaissant : talc + chlorite + micas ± sulfures.

Les fibres de quartz et de calcite montrent une croissance antitaxiale parallèle aux épontes de l'ombre de pression. Les fibres de la queue de l'ombre de pression présentent une extinction onduleuse et, pour la calcite, des macles mécaniques incurvées. Cette texture correspond aux textures du stade V2a. Dans le cœur de l'ombre de pression et vers la pyrite, les fibres sont intactes. Le quartz et la calcite, qui émettent dans les tons violet sombre et orange vif respectivement, sont homogènes en cathodoluminescence. Le profil sonde ionique réalisé dans les fibres de calcite et dans le quartz adjacent montre un déséquilibre isotopique entre les deux phases, malgré la texture d'équilibre. Les variations du $\delta^{18}O$ sont toutefois

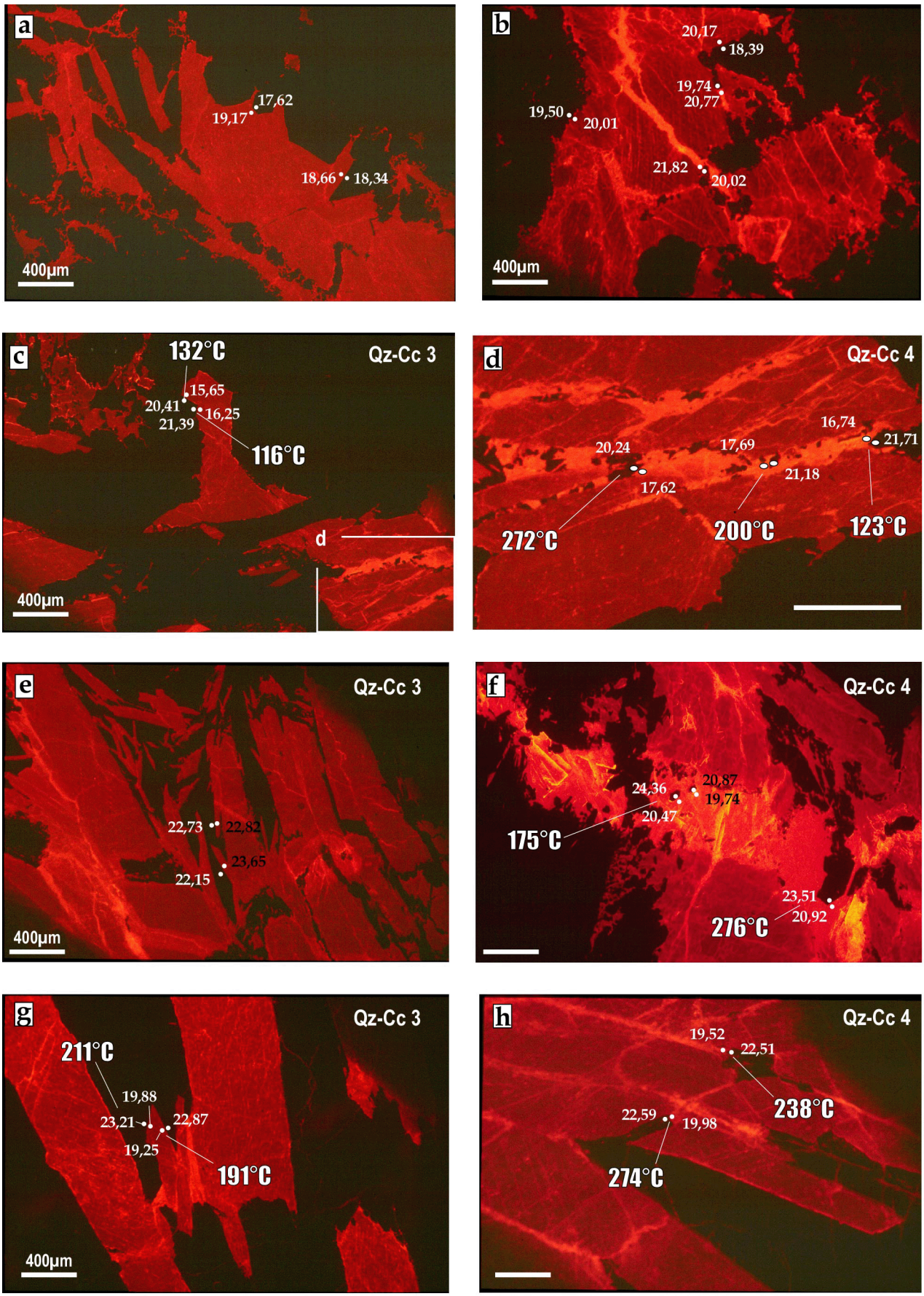

a
17,62
19,17
18,66
18,34
400µm
b
20,17
18,39
19,74
20,77
19,50
20,01
21,82
20,02
400µm
c
132°C
Qz-Cc 3
15,65
20,41
16,25
21,39
116°C
d
400µm
d
Qz-Cc 4
16,74
21,71
20,24
17,69
21,18
17,62
272°C
200°C
123°C
e
Qz-Cc 3
22,73
22,82
23,65
22,15
400µm
f
Qz-Cc 4
20,87
24,36
19,74
20,47
175°C
23,51
20,92
276°C
g
Qz-Cc 3
211°C
19,88
23,21
22,87
19,25
191°C
400µm
h
Qz-Cc 4
19,52
22,51
238°C
22,59
19,98
274°C

Planche n°2

concomitantes dans le quartz et la calcite vers la pyrite (à droite sur les Figures i et j). Temps de pause photo i) : 10.4 sec.

Echantillon "V2b.1"

Planche 2a : Cet échantillon provient d'une veine plissée, de direction moyenne N120 50S, prise dans les ultramylonites schiste vert à 1 m sous le détachement qui affleure au nord de Kalopani (localité de Mali). Les caractéristiques texturales appartiennent au stade V2b. La veine est entièrement composée de quartz et de calcite, dans un encaissant à talc + micas + chlorite + quartz + feldspath ± oxydes.

Deux générations de calcite sont visibles en cathodoluminescence. La plus ancienne, en grands cristaux rouge sombre présentant localement des mâles mécaniques, constitue 90 % du remplissage. Une deuxième génération orange est présente dans de fines fractures et dans les clivages de la première calcite. Une seule génération de quartz est identifiable, en cristaux automorphes en contact avec la calcite primaire. Les deux phases minérales sont en déséquilibre isotopique. Temps de pause : 2.3 sec.

Echantillon "V2b.2"

Planche 2b : Cet échantillon provient d'une veine plissée, de direction moyenne N125 70S, collectée dans des ultramylonites à 3 m sous le détachement de Kalopani. Les caractéristiques texturales appartiennent au stade V2b. La veine est entièrement composée de quartz et de calcite, pour une paragenèse encaissante identique à celui de V2b.1.

Deux générations de quartz et de calcite sont présentes dans cette veine. La calcite rouge sombre et le quartz non luminescent sont xénomorphes et présentes des déformations intracristallines sur l'ensemble de la veine. Des cristaux interdigités de calcite rouge sombre et de quartz sont toutefois localement préservés. Cette génération est recoupée par des fractures parallèles remplies d'une calcite orange vif et de quartz. Ce quartz de remplissage est par endroits automorphe. Tous les couples minéralogiques analysés dans cet échantillon sont en déséquilibre isotopique. Temps de pause : 6.8 sec.

Echantillon "V2b.3"

Planche 2c, d : Cet échantillon provient d'une veine plissée, de direction moyenne N150 65W, collectée dans des ultramylonites à 7 m sous le détachement de Kalopani. Les caractéristiques texturales appartiennent au stade V2b. La veine est composée de quartz, de feldspath plagioclase et de calcite, pour une paragenèse encaissante identique à celui de V2b.1.

La calcite rouge sombre et le quartz qui constituent le remplissage de la veine se présentent sous la forme de cristaux millimétriques interdigités et peu déformés. Le quartz automorphe contient localement des aiguilles de calcite rouge sombre. La calcite rouge sombre est aussi localement présente sous forme xénomorphe entre les cristaux de quartz.

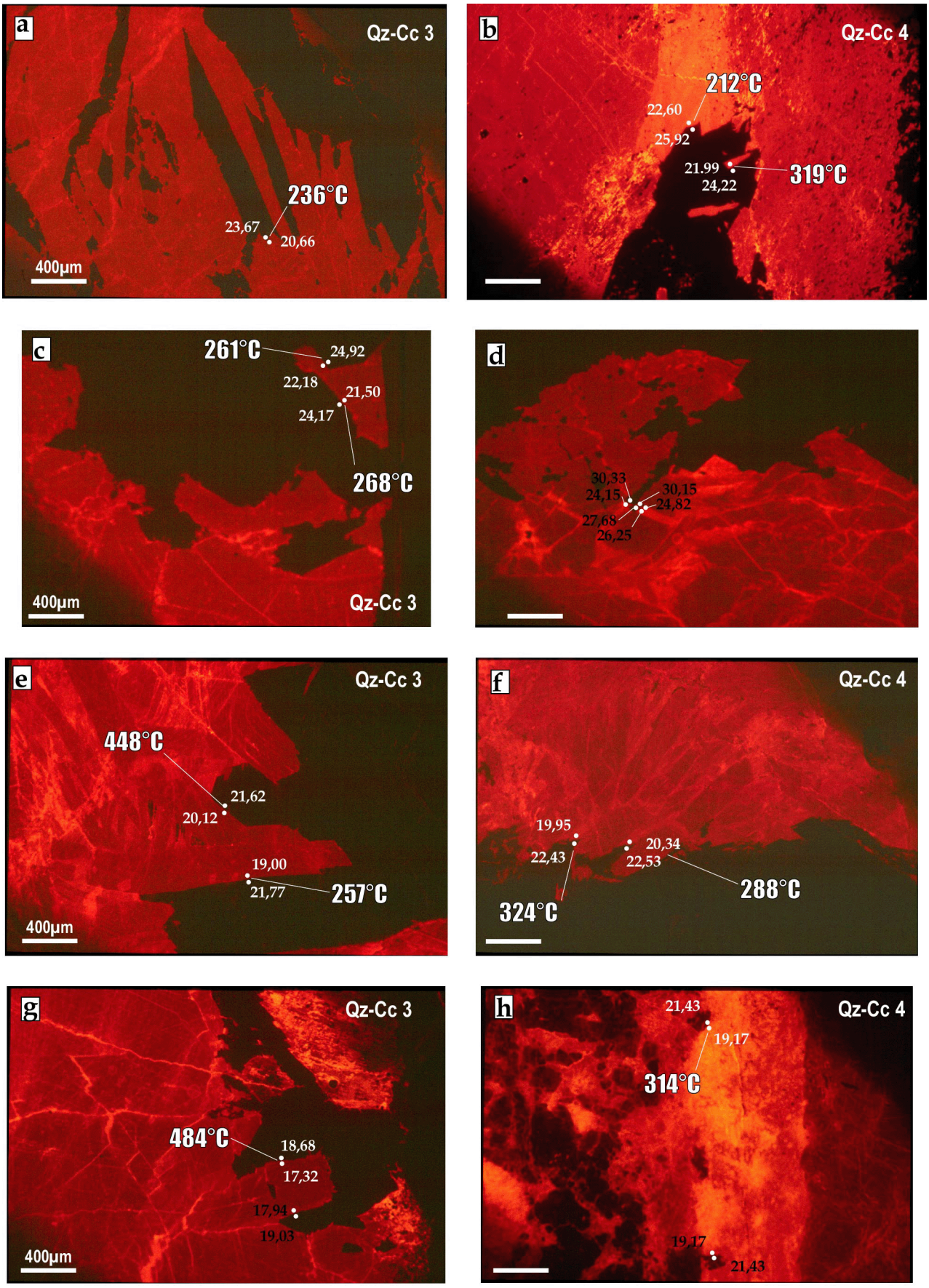

a
Qz-Cc 3
236°C
23,67
20,66
400µm
b
Qz-Cc 4
212°C
22,60
25,92
21,99
24,22
319°C
c
261°C
24,92
22,18
21,50
24,17
268°C
400µm
Qz-Cc 3
d
30,33
24,15
30,15
24,82
27,68
26,25
e
Qz-Cc 3
448°C
21,62
20,12
19,00
21,77
257°C
400µm
f
Qz-Cc 4
19,95
22,43
20,34
22,53
288°C
324°C
g
Qz-Cc 3
484°C
18,68
17,32
17,94
19,03
400µm
h
Qz-Cc 4
21,43
19,17
314°C
19,17
21,43

Planche n°3

Un léger halo de rééquilibration orange est par endroits observé au contact entre les grains. Le quartz et la calcite primaires sont déformés et traversés par des fractures remplies de calcite orange clair et de quartz. Le quartz est par endroits automorphe dans ces fractures, qu'elles traversent la calcite ou le quartz préexistants. Des températures isotopiques peuvent être calculées pour chacune de ces deux générations de quartz-calcite. Temps de pause : c) 5 sec. d) 5.2 sec.

Echantillon "V2b.4"

Planche 2e, f : Cet échantillon provient d'une veine plissée, toujours du stade V2b, de direction moyenne N140 80W, collectée dans des mylonites cisaillées à 12 m sous le détachement de Kalopani. La veine est composée de quartz, de feldspath plagioclase, de chlorite et de calcite, pour une paragenèse encaissante à micas + albite + chlorite + quartz.

Les aiguilles de calcite rouge et de quartz s'interpénètrent, chacune d'elle étant automorphe au sein de la suivante. Cette calcite rouge, qui constitue la majeure partie du remplissage de la veine, est aussi observable sous la forme d'une matrice sparitique clivée et fracturée. Une réouverture très nette de la veine est observable sur la photo f), où une calcite jaune orange recoupe la calcite rouge. D'autres fractures sont remplies de quartz, qui emballe des fragments de calcite rouge. Ce même quartz est automorphe au sein de la fracture de calcite jaune orange. Cette génération tardive de quartz et de calcite donne des températures isotopiques. Les mesures de la calcite primaire se sont en revanche révélées à cheval sur la bordure quartz-calcite, en raison du très fort contraste de relief entre les deux phases. Temps de pause : e) 5.2 sec. f) 3.3 sec.

Echantillon "V2b.5"

Planche 2g, h : Cet échantillon provient lui aussi d'une veine plissée, toujours du stade V2b, de direction moyenne N115 90W, collectée dans des métapélites cisaillées à 20 m sous le détachement de Kalopani. La veine est composée de quartz, de feldspath plagioclase et de calcite, pour une paragenèse encaissante à micas + albite + chlorite + quartz + calcite ± sphène.

Les deux générations de quartz et de calcite présentent des caractéristiques micro-texturales très similaires à celles des couples quartz-calcite de V2b.4, et par conséquent ne sont pas détaillées. La génération tardive montre un fractionnement plus faible et des températures isotopiques plus élevées que la génération précoce. Temps de pose : g) 4.4 sec. h) 5.6 sec.

Echantillon "V2b.6"

Planche 3a, b : Fente de tension plissée à quartz-calcite du stade V2b, de direction moyenne N105 70S, collectée dans des métapélites schiste vert, au toit des marbres de Kalopani, à 45 m sous le détachement. Paragenèse encaissante à phengite + albite + chlorite + quartz + calcite ± sphène ± oxydes.

Le quartz se présente sous forme de baguettes automorphes dans la matrice rouge sombre de calcite primaire (photo a). Ce même quartz contient des inclusions de calcite rouge. De la même manière, des inclusions de quartz sont rencontrées dans la calcite. Ces structures sont fracturées. Les fractures sont remplies de quartz et de calcite tardifs, et soulignées par de nombreux plans d'inclusions fluides. Le quartz tardif est xénomorphe en contact avec les épontes de la fracture, mai automorphe et dentelé à son contact avec la calcite orange vif (photo b). Ce quartz tardif contient à la fois des fragments équants de calcite rouge sombre et des aiguilles automorphes de calcite orange vif. Toutes les mesures donnent des températures isotopiques. Temps de pause : a) 4.7 sec. b) 2.7 sec.

Echantillon "V2b.7"

Planche 3c, d : Veine plissée du stade V2b, sécante à la foliation mais de direction moyenne non mesurable, collectée dans des marbres de Kalopani, à 60 m sous le détachement. Association minérale de la veine à quartz + calcite ± albite. Paragenèse encaissante à calcite ± phengite ± quartz.

La calcite précoce est toujours rouge sombre et localement maclée, mais le quartz se présente en cristaux trapus automorphes. Les mâcles de la calcite sont incurvées. Les phases tardives sont en remplissage de fracture. Les générations précoces donnent des températures, mais les générations tardives sont en déséquilibre isotopique. Temps de pause : c) 8.31 sec. d) 8.9 sec.

Echantillon "V2b.8"

Planche 3e, f : Veine plissée du stade V2b, de direction moyenne N145 90, collectée dans des métapélites de Kalopani, sous les métaquartzites, à 80 m sous le détachement. Association minérale de la veine à quartz + calcite ± albite. Paragenèse encaissante à micas + albite + chlorite + quartz + calcite.

Le quartz et la calcite précoce présentent les caractéristiques communes à cette génération. Les cristaux de quartz automorphes sont interdigités d'aiguilles de calcite rouge sombre. Le contact entre les deux phases minérales est franc et rectiligne. Les minéraux de cette génération présentent une déformation interne importante. Les mâcles de la calcite rouge sombre sont incurvées et déformées. L'extinction du quartz précoce est localement onduleuse. De très nombreuses fractures remplies de quartz, mais surtout de calcite orange vif recoupent le quartz et la calcite précoces. Un nombre important de plans d'inclusions fluides suivent ces fractures. Toutes les mesures donnent des températures isotopiques. Temps de pause : e) 6.2 sec. f) 5.6 sec.

Echantillon "V2b.9"

Planche 3g, h : Veine plissée du stade V2b, de direction moyenne N85 75N, collectée dans des métapélites de la pointe de Mali, à 200 m sous le détachement. Association minérale de la veine à quartz + calcite + chlorite ± albite. Paragenèse encaissante à micas + albite + chlorite + quartz + calcite ± sphène.

Le quartz et la calcite précoce ont des caractéristiques communes aux autres échantillons. En plus des très nombreux plans de fracture, la calcite orange vif tardive est aussi présente sous forme de matrice micritique autour d'un plan de glissement. Des néograins de quartz de faible diamètre sont aussi présents dans cette zone. Temps de pause : g) 5, 9 sec. h) 4 sec.

ANNEXE 4

DONNEES ISOTOPIQUES PUBLIEES SUR TINOS

Unité Inférieure

Site	Lithologie	Faciès[1]	Minéral[2]	$\delta^{18}O$ ‰	Référence	Distance du détachement (m)[3]
Karla Kiona	acid gneiss	GS	WR	13,72	Ganor et al. (1996)	500
Karla Kiona	acid gneiss	GS	WR	15,55	Ganor et al. (1996)	500
Karla Kiona	acid gneiss	GS	WR	17,08	Ganor et al. (1996)	500
Karla Kiona	acid gneiss	GS	WR	14,09	Ganor et al. (1996)	500
Karla Kiona	greenschist	GS	WR	14,06	Ganor et al.1996)	500
Karla Kiona	greenschist	GS	WR	12,31	Ganor et al.1996)	500
Karla Kiona	greenschist	GS	WR	11,66	Ganor et al. (1996)	500
Karla Kiona	greenschist	GS	WR	12,42	Ganor et al. (1996)	500
Karla Kiona	greenschist	GS	WR	12,27	Ganor et al. (1996)	500
Karla Kiona	greenschist	GS	WR	8,25	Ganor et al. (1996)	500
Karla Kiona	greenschist	GS	WR	8,67	Ganor et al. (1996)	500
Karla Kiona	blue-greenschist	TR	WR	8,52	Ganor et al. (1996)	500
Karla Kiona	blueschist	E	WR	8,95	Ganor et al. (1996)	500
Karla Kiona	blueschist	E	WR	14,55	Ganor et al. (1996)	500
Karla Kiona	Eclogite	E	quartz	16,80	Bröcker et al. (1993)	500
			mica	14,00	Bröcker et al. (1993)	500
Karla Kiona	Eclogite	E	mica	13,50	Bröcker et al. (1993)	500
Karla Kiona	Micaschiste	E	quartz	18,60	Bröcker et al. (1993)	500
			mica	15,20	Bröcker et al. (1993)	500
Karla Kiona	Micaschiste	E	quartz	18,50	Bröcker et al. (1993)	500
Isternia	greenschist	GS	WR	12,38	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	greenschist	GS	WR	12,39	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	greenschist	GS	WR	11,61	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	greenschist	GS	WR	12,94	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	greenschist	GS	WR	11,27	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	metasediment	GS	WR	14,08	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	greenschist	GS	quartz	15,90	Bröcker et al. (1993)	400
			mica	12,00	Bröcker et al. (1993)	400
Isternia	meta-acidite	GS	quartz	14,30	Bröcker et al. (1993)	350
			mica	11,70	Bröcker et al. (1993)	350
Isternia	meta-acidite	GS	quartz	14,40	Bröcker et al. (1993)	350
col Isternia	meta-acidite	GS	quartz	15,90	Bröcker et al. (1993)	200
			mica	11,80	Bröcker et al. (1993)	200
ormos Isternia	meta-acidite	GS	quartz	15,90	Bröcker et al. (1993)	500
			mica	12,70	Bröcker et al. (1993)	500
Isternia	acid gneiss	GS	WR	16,86	Ganor et al. (1996)	350

[1] E : Eclogite. BS : Blueschist. GS : Greenschist. TR : Tremolite.
[2] WR : whole rock.
[3] Estimée pour un plan de faille plongeant de 10° vers le NE.

Isternia	acid gneiss	GS	WR	13,98	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blue-greenschist	TR	WR	12,21	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blue-greenschist	TR	WR	13,41	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blue-greenschist	TR	WR	12,77	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blue-greenschist	TR	WR	11,34	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blue-greenschist	TR	WR	9,91	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blue-greenschist	TR	WR	10,71	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blue-greenschist	TR	WR	12,82	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blue-greenschist	TR	WR	11,48	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blue-greenschist	TR	WR	11,46	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blue-greenschist	TR	WR	11,48	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blue-greenschist	TR	WR	12,68	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blue-greenschist	TR	WR	12,36	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blue-greenschist	TR	WR	12,55	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blue-greenschist	TR	WR	12,29	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blue-greenschist	TR	WR	12,87	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blue-greenschist	TR	WR	11,50	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	blueschist	E	WR	12,73	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	metaquartzite	E	WR	15,58	Ganor et al. (1996)	350
Isternia	Mica schist	BS	quartz	18,40	Bröcker et al. (1993)	400
			mica	15,20	Bröcker et al. (1993)	350
Isternia	quartzite	BS	quartz	17,60	Bröcker et al. (1993)	350
			mica	14,30	Bröcker et al. (1993)	350
Isternia	meta-acidite	BS	quartz	16,60	Bröcker et al. (1993)	300
			mica	12,90	Bröcker et al. (1993)	300
Marlas	greenschist	GS	WR	11,51	Ganor et al.1996)	220
Marlas	blueschist	BS	quartz	16,00	Bröcker et al. (1993)	220
			mica	13,50	Bröcker et al. (1993)	220
Panormos	marble	GS	calcite	20,00	Matthews et al. (1999)	140
			dolomite	30,20	Matthews et al. (1999)	140
Panormos	marble	GS	calcite	32,50	Matthews et al. (1999)	140
			dolomite	32,00	Matthews et al. (1999)	140
Panormos	marble	GS	calcite	20,50	Matthews et al. (1999)	140
Panormos	marble	GS	calcite	22,00	Matthews et al. (1999)	140
			dolomite	29,50	Matthews et al. (1999)	140
Panormos	marble	GS	calcite	22,50	Matthews et al. (1999)	140
Panormos	marble	GS	calcite	23,00	Matthews et al. (1999)	140
			dolomite	30,30	Matthews et al. (1999)	140
			quartz	31,10	Matthews et al. (1999)	140
Panormos	marble	GS	calcite	23,50	Matthews et al. (1999)	140
Panormos	marble	GS	calcite	24,00	Matthews et al. (1999)	140
Panormos	marble	GS	calcite	24,50	Matthews et al. (1999)	140
Panormos	marble	GS	calcite	27,30	Matthews et al. (1999)	140
			dolomite	31,20	Matthews et al. (1999)	140
			quartz	31,40	Matthews et al. (1999)	140
Panormos	marble	GS	calcite	28,00	Matthews et al. (1999)	140
Panormos	marble	GS	calcite	29,00	Matthews et al. (1999)	140
Panormos	marble	GS	Qz rod	31,00	Matthews et al. (1999)	140
Panormos	marble	GS	late Qz vein	8,60	Matthews et al. (1999)	140
Panormos	Mylonite	GS	calcite	18,90	Matthews et al. (1999)	150
			dolomite	29,90	Matthews et al. (1999)	150
Panormos	Mylonite	GS	calcite	19,10	Matthews et al. (1999)	150
Panormos	Mylonite	GS	calcite	20,30	Matthews et al. (1999)	150
			dolomite	30,60	Matthews et al. (1999)	150
			quartz	25,10	Matthews et al. (1999)	150
Panormos	Mylonite	GS	calcite	22,40	Matthews et al. (1999)	150
Panormos	Mylonite	GS	calcite	22,50	Matthews et al. (1999)	150
Panormos	Mylonite	GS	calcite	23,10	Matthews et al. (1999)	150
Panormos	mylonite	GS	quartz	28,40	Matthews et al. (1999)	150
			WR	23,30	Matthews et al. (1999)	150
Panormos	mylonite	GS	quartz	28,70	Matthews et al. (1999)	150

Panormos	dolomie	GS	calcite	19,80	Matthews et al. (1999)	1000
			dolomite	30,40	Matthews et al. (1999)	1000
Panormos	dolomie	GS	calcite	20,00	Matthews et al. (1999)	1000
Panormos	dolomie	GS	calcite	20,80	Matthews et al. (1999)	1000
Panormos	dolomie	GS	calcite	22,20	Matthews et al. (1999)	1000
			dolomite	27,60	Matthews et al. (1999)	1000
Panormos	dolomie	GS	calcite	22,50	Matthews et al. (1999)	1000
Panormos	dolomie	GS	calcite	23,80	Matthews et al. (1999)	1000
Panormos	dolomie	GS	calcite	24,00	Matthews et al. (1999)	1000
			dolomite	31,70	Matthews et al. (1999)	1000
Panormos	dolomie	GS	calcite	25,00	Matthews et al. (1999)	1000
Panormos	dolomie	GS	calcite	27,50	Matthews et al. (1999)	1000
			dolomite	30,00	Matthews et al. (1999)	1000
Panormos	dolomie	GS	calcite	29,00	Matthews et al. (1999)	1000
Panormos	dolomie	GS	late Qz vein	6,40	Matthews et al. (1999)	1000
Panormos	dolomie	GS	late Qz vein	4,90	Matthews et al. (1999)	1000
Kardiani	greenschist	GS	quartz	17,30	Bröcker et al. (1993)	400
			mica	14,70	Bröcker et al. (1993)	400
			magnetite	5,50	Bröcker et al. (1993)	400
Kardiani	greenschist	GS	quartz	16,90	Bröcker et al. (1993)	400
Kardiani	greenschist	GS	quartz	14,20	Bröcker et al. (1993)	400
Kardiani	meta-acidite	GS	quartz	18,30	Bröcker et al. (1993)	400
			mica	15,50	Bröcker et al. (1993)	400
			magnetite	6,00	Bröcker et al. (1993)	400
Kardiani	meta-psammite	GS	quartz	17,50	Bröcker et al. (1993)	400
			mica	13,80	Bröcker et al. (1993)	400
Kardiani	meta-psammite	GS	quartz	17,20	Bröcker et al. (1993)	400
Kardiani	meta-psammite	BS	quartz	19,90	Bröcker et al. (1993)	400
			mica	16,80	Bröcker et al. (1993)	400
Sud Tinos ?	meta-acidite	GS	quartz	16,90	Bröcker et al. (1993)	400
			mica	13,50	Bröcker et al. (1993)	400
Sud Tinos ?	meta-acidite	GS	mica	14,30	Bröcker et al. (1993)	400
Sud Tinos ?	meta-acidite	GS	quartz	17,20	Bröcker et al. (1993)	200
			mica	14,50	Bröcker et al. (1993)	200
			magnetite	4,70	Bröcker et al. (1993)	200
Sud Tinos ?	meta-acidite	GS	mica	13,90	Bröcker et al. (1993)	200
Sud Tinos?	quartzite	BS	quartz	19,20	Bröcker et al. (1993)	350
			magnetite	7,70	Bröcker et al. (1993)	350
Sommet granit?	skarn	Contact metam.	quartz	11,60	Bröcker et al. (1993)	1000
			magnetite	2,30	Bröcker et al. (1993)	1000
Karla-Kiona	schist	GS	calcite	21,80	Ganor et al. (1991)	500
			silicates	12,00	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	schist	GS	calcite	21,50	Ganor et al. (1991)	500
			silicates	13,00	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	schist	GS	calcite	21,40	Ganor et al. (1991)	500
			silicates	12,60	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	calc-dol-marble	GS	calcite	19,00	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	calc-dol-marble	GS	calcite	20,40	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	calc-marble	GS	calcite	22,70	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	calc-marble	GS	calcite	24,50	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	calc-marble	GS	calcite	25,20	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	calc-marble	GS	calcite	25,40	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	calc-dol-marble	GS	calcite	22,70	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	calc-dol-marble	GS	calcite	23,50	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	calc-micaschist	GS	calcite	19,80	Ganor et al. (1991)	500
			silicates	14,30	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	schist	GS	silicates	13,10	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	schist	GS	silicates	14,80	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	calc-micaschist	GS	calcite	21,30	Ganor et al. (1991)	500
			silicates	18,70	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	calc-micaschist	GS	calcite	21,00	Ganor et al. (1991)	500

			silicates	19,00	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	calc-marble	GS	calcite	24,60	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	calc-marble	GS	calcite	26,60	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	calc-marble	GS	calcite	25,60	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	calc-marble	GS	calcite	26,80	Ganor et al. (1991)	500
Karla-Kiona	calc-marble	GS	calcite	25,20	Ganor et al. (1991)	500

Unité supérieure

Site	Lithologie	Faciès	Minéral	$d^{18}O$ (‰)	Référence	Distance du détachement (m)
Mt Chiknias	mylonites	GS	WR	12,70	Katzir et al. (1996)	-2
			WR	13,20	Katzir et al. (1996)	-2
			WR	13,40	Katzir et al. (1996)	-2
Other ophiolites	mylonites	GS	WR	13,50	Katzir et al. (1996)	-2
			WR	14,00	Katzir et al. (1996)	-2
Mt Chiknias	Mafic phyllites	GS	WR	10,50	Katzir et al. (1996)	-25
			WR	10,60	Katzir et al. (1996)	-25
Other ophiolites	Mafic phyllites	GS	WR	11,00	Katzir et al. (1996)	-25
			WR	11,50	Katzir et al. (1996)	-25
			WR	12,00	Katzir et al. (1996)	-25
			WR	12,50	Katzir et al. (1996)	-25
Cape Stravos	Mafic phyllites	GS	WR	8,04	Putlitz et al. (2001)	-30
Kiona	Mafic phyllites	GS	WR	11,72	Putlitz et al. (2001)	-30
Kalloni	Mafic phyllites	GS	WR	9,91	Putlitz et al. (2001)	-30
			WR	9,88	Putlitz et al. (2001)	-30
			WR	10,52	Putlitz et al. (2001)	-30
Mt Chiknias	serpentinites	GS	WR	5,00	Katzir et al. (1996)	-100
			WR	6,00	Katzir et al. (1996)	-100
			WR	7,00	Katzir et al. (1996)	-100
			WR	8,00	Katzir et al. (1996)	-100
Other ophiolites	serpentinites	GS	WR	10,50	Katzir et al. (1996)	-50
				11,00	Katzir et al. (1996)	-50
				11,51	Katzir et al. (1996)	-50
				12,50	Katzir et al. (1996)	-50
Mt Chiknias	Gabbro	GS	WR	7,00	Katzir et al. (1996)	-150
				7,20	Katzir et al. (1996)	-150
				8,00	Katzir et al. (1996)	-150
Mt Chiknias	Gabbro	GS	WR	7,07	Putlitz et al. (2001)	-150
Cape Stravos	Gabbro	GS	WR	6,99	Putlitz et al. (2001)	-40
Kiona	Gabbro	GS	WR	10,56	Putlitz et al. (2001)	-20
				10,76	Putlitz et al. (2001)	-20
				10,18	Putlitz et al. (2001)	-20
Kalloni	Gabbro	GS	WR	8,06	Putlitz et al. (2001)	-70
Other ophiolites	Gabbro	GS	WR	9,00	Katzir et al. (1996)	-50

Monzogranite principal

Site	Lithologie	Faciès	Minéral	d^{18}O ‰	Référence	Distance du détachement (m)
sommet granit	granit	granit	WR	10,40	Altherr et al. (1988)	?
sommet granit	granit	granit	WR	10,60	Altherr et al. (1988)	?
sommet granit	granit	granit	WR	10,70	Altherr et al. (1988)	?
sommet granit	granit	granit	Quartz	11,10	Altherr et al. (1988)	?
sommet granit	granit	granit	Quartz	11,10	Altherr et al. (1988)	?
sommet granit	granit	granit	Plagioclase	9,80	Altherr et al. (1988)	?
sommet granit	granit	granit	Plagioclase	9,20	Altherr et al. (1988)	?
sommet granit	granit	granit	K-feldspar	10,10	Altherr et al. (1988)	?
sommet granit	granit	granit	biotite	6,60	Altherr et al. (1988)	?
sommet granit	granit	granit	biotite	7,00	Altherr et al. (1988)	?
sommet granit	granit	granit	hornblende	8,40	Altherr et al. (1988)	?

Analyses de veines métamorphiques par fluorination (Famin et al., 2000)

Site	Lithologie	Faciès	Minéral	d^{18}O ‰	Echantillon et descriptif	Distance du détachement (m)
Kolimbithra	metabasite	GS	quartz	17,21	**Ti99.36, V2b**	80
			calcite	15,00		80
Kolimbithra	metapelite	GS	quartz	18,30	**Ti99.32, V1**	70
			chlorite	11,48		70
Kolimbithra	metabasite	GS	quartz	17,06	**Ti99.33, V1**	30
			chlorite	14,81		30
Kolimbithra	metabasite	GS	quartz	17,91	**Ti99.35, V1**	20
			chlorite	11,66		20
Kolimbithra	metabasite	GS	quartz	17,92	**Ti99.4, V1**	40
			chlorite	13,73		40
Kolimbithra	metabasite	GS	quartz	17,88	**Ti99.7, V1**	40
			chlorite	11,51		40
Kolimbithra	metabasite	GS	quartz	17,71	**Ti99.34, V2b ou V3**	100
			calcite	16,97		100
Planitis	metabasite	GS	quartz	18,20		70
			calcite	19,15	**Ti99.40, V2b ou V3**	70
			chlorite	13,58		70
Planitis	metabasite	GS	quartz	18,07	**Ti99.41, V2a**	65
			chlorite	11,45		65
Planitis	marbre	GS	quartz	12,60	**Ti99.42, V2b**	50
			chlorite	8,91		50
Planitis	talc-mylonite	GS	quartz	18,36	**Ti99.44, V2b**	1
			calcite	16,69		1
Planitis	talc-mylonite	GS	quartz	18,85		1
			calcite	16,15	**Ti99.45, V1**	1
			chlorite	13,99		1

ANNEXE 5 :

TRANSFERTS DE CHALEUR PAR CONVECTION

Les transferts de chaleur convectifs sont quantifiés par le nombre de Nusselt (Nu, cf. Eq. I.12). Bories & Combarnous (1973) donnent une expression théorique du nombre de Nusselt à partir du nombre de Rayleigh dans le cas d'un horizon incliné, comme la somme d'une série entière du type :

$$Nu = 1 + \sum_{n=1}^{\infty} k_n \left[1 - \frac{4n^2 p^2}{Ra.\cos q} \right] \qquad \text{(A5.1)} \quad \text{avec} \quad k_n = \begin{cases} 0 & si \quad Ra.\cos q < 4n^2 p^2 \\ 2 & si \quad Ra.\cos q \geq 4n^2 p^2 \end{cases}$$

Nu est égal à 1 lorsque Ra est inférieur à la valeur critique de Lapwood (1948). Les transferts de chaleurs sont entièrement conductifs et la convection s'organise selon une cellule unique. Au contraire, Nu est supérieur à 1 au-delà de $Ra_{critique}$ et la chaleur est transportée par advection. Les cellules de convection sont transverses si l'angle θ est faible et longitudinales si θ est élevé (Fig. A5.1, voir Fig. I.19 pour la nomenclature de géométrie des cellules).

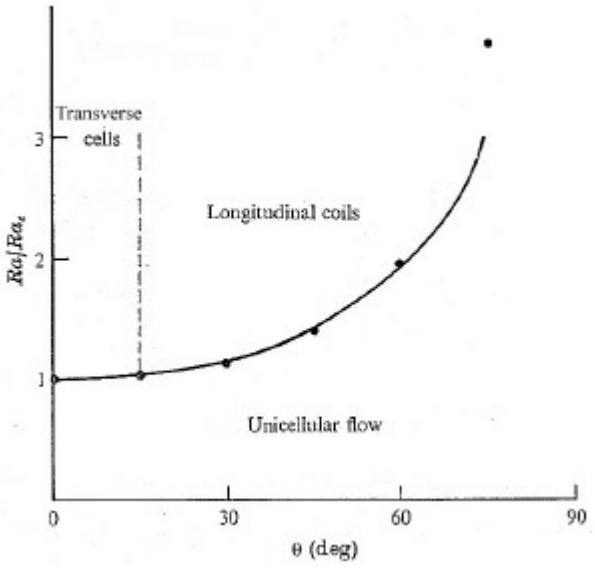


Figure A5.1 : *Géométrie des cellules de convection en fonction du rapport $Ra/Ra_{critique}$ et de l'inclinaison de l'horizon perméable, d'après Bories & Combarnous (1973). Trait noir : relation théorique. Points noirs : données expérimentales.*

Les données expérimentales de Bories & Combarnous diffèrent de la relation théorique (Fig. A5.2), mais les caractéristiques de la convection thermique demeurent : Pour les faibles valeurs de Ra, le mouvement convectif est unicellulaire et Nu est proche de 1 (pas d'advection de chaleur). Au-dessus de $Ra_{critique}$, les cellules sont multiples et la convection est advectrice de chaleur.

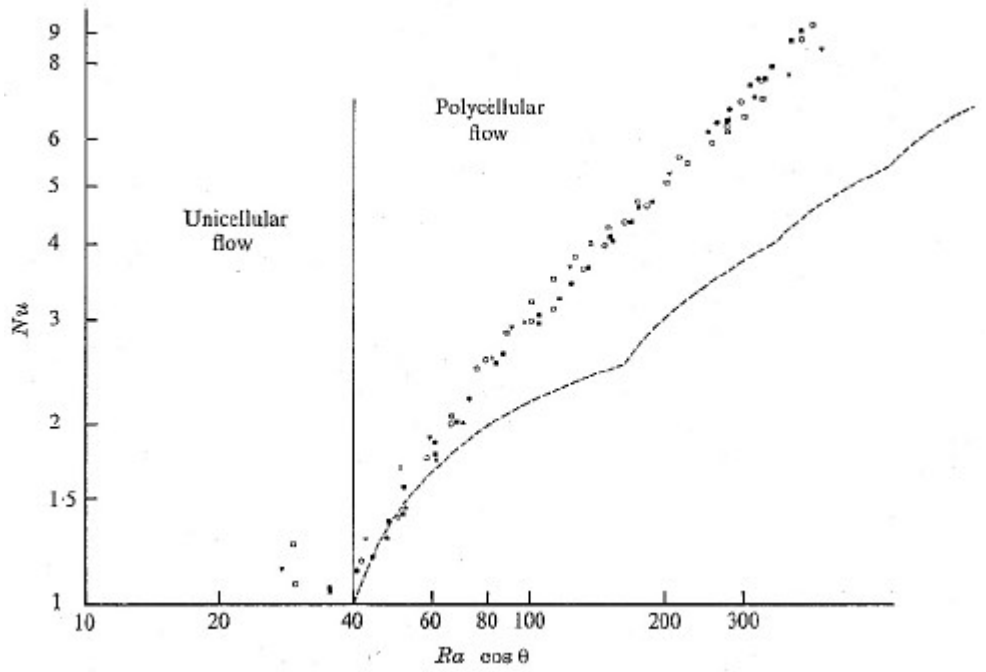


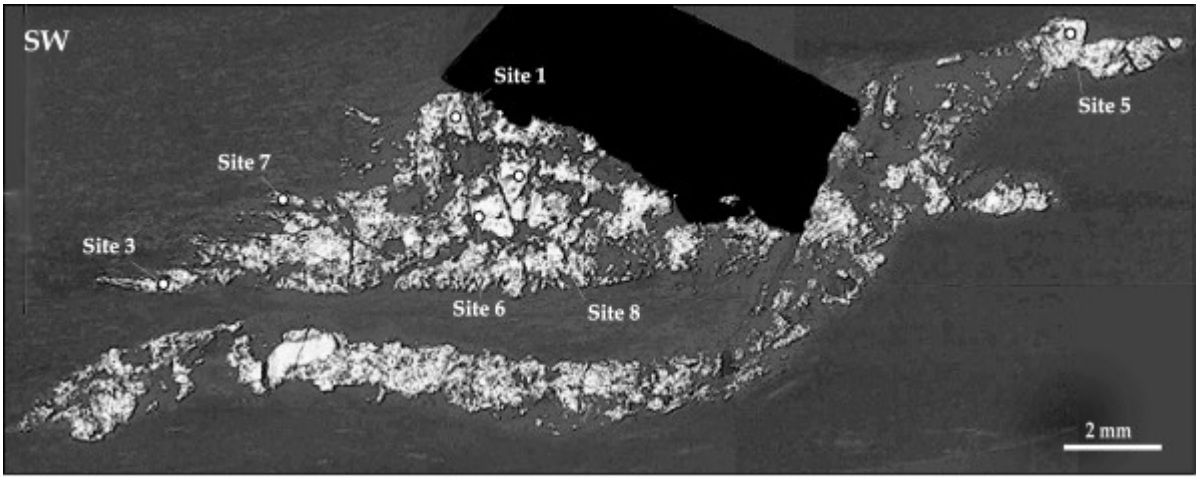
Figure A5.2 : *Transferts de chaleur moyens en fonction de l'inclinaison de l'horizon perméable. Tirets : Relation théorique. Données expérimentales :* ● *q = 7.5° ;* ▲ *q = 15° ;* ■ *q = 22.5° ;* ❍ *q = 30° ;* ▼ *q = 45° ;* □ *q = 60°.*

ANNEXE 6 :

DONNEES MICROTHERMOMETRIQUES

Echantillon "Ti.137c"

Pyrite à ombre de pression à quartz + calcite ± chalcopyrite ± arsénopyrite dans les mylonites du détachement de Planitis.



Site[1]	N°	Taille (µm)	Remplissage (%)	Type[2]	Phases[3]	$T°_f$ glace[4] (°C)	Salinité (pds% eq. NaCl)	$T°_h$ totale[5] (°C)	Hom. style	Observation
1	1	3	>95	P	L,V				L	metastable
1	2	1.5	>95	P	L,V	0.6			L	metastable
	3	3	95	P	L,V	0.7		125.1	L	metastable
	4	3	95	P	L,V	-1.2	2	157.3	L	
	5	1	95	P	L,V	-0.6	1	148	L	
	6	1	95	P	L,V	-0.6	1		L	N120?N
	7	10	85	S	L,V	-3	4.9		L	

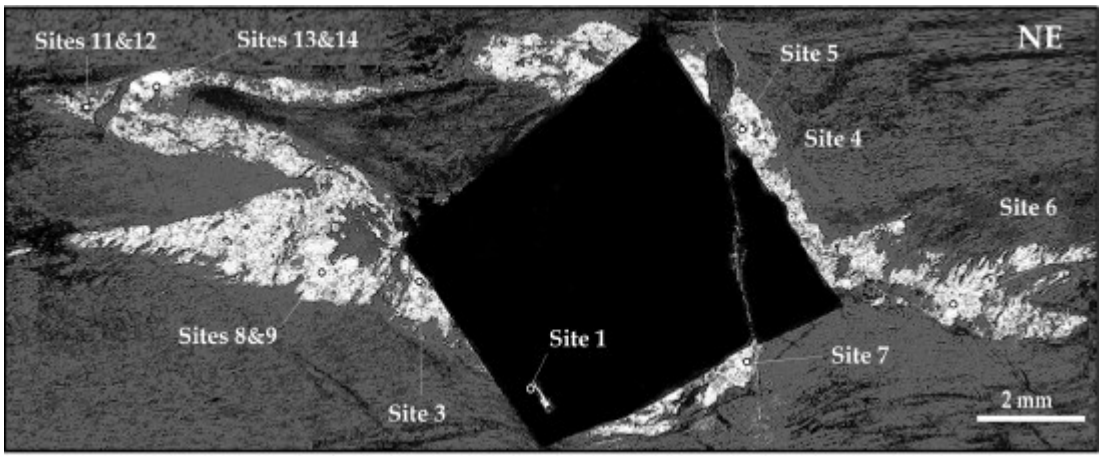
[1] Localisation sur la lame.
[2] P : Inclusion primaire. PS : Pseudo-secondaire. S : Secondaire.
[3] L : Liquide. V : Vapeur. S_i : Minéraux fils.
[4] Température de fusion de la glace.
[5] Température d'homogénéisation de toutes les phases en présence.

	8	2	>95	P,PS?	L,V	1.5			L	metastable
	9	4	>95	P,PS?	L,V	-1.9	3.1	169	L	
	10	2	>95	P,PS?	L,V	0	0	149	L	metastable
	11	3	>95	P,PS?	L,V	0	0	143	L	metastable
	12	3	95	P,PS?	L,V	0.1		151	L	metastable
	13	3	95	P,PS?	L,V	-1.9	3.1	70	L	
	14	3	95	PS	L,V	0.2			L	metast. (joint)=
	15	2	95	PS	L,V	0.1			L	metast. (joint)=
	15'	2	95	P	L,V	0.1			L	metast. (joint)=
	16	2	95	P	L,V	0.1			L	metast. (joint)
	16'	2	95	PS	L,V	0.3			L	metast. (joint)
	17	3	90-95	PS	L,V	0.2			L	metast. (joint)
3	18	3	95	P,PS?	L,V	0.5		118.1	L	metastable
	19	2.5	95	P,PS?	L,V	0.5		115.2	L	metastable
	20	2.5	90-95	PS	L,V	-2.1	3.4	207.8	L	
	21	2	95	PS?	L,V	-1	1.7	145.8	L	
	23	1	95	PS?	L,V			180	L	
	24	5	90-95	PS	L,V	-2	3.3	141	L	
	25	2	95	PS	L,V	1			L	metastable
	26	6	95	PS	L,V	0.3		127.8	L	metastable
6	27	10	85	S	L,V	-2.1	3.4	208.1	L	N135?NE
	28	5	70	S	L,V	-2.1	3.4	242	L	N110-120?N
	29	5	80	S	L,V	-2.6	4.2	245	L	N135?NE
	30	2	85	S	L,V	-2.4	3.9	219	L	N135?NE
	31	6	85	S	L,V	-2.4	3.9	241.7	L	N135?NE
	32	4	80-85	S	L,V	-2.2	3.6	238.1	L	N135?NE
	33	2	85	S	L,V	-2.5	4.1	225.1	L	N135?NE
	34	6	85	S	L,V	-1.1	1.8	125	L	N110-120?N
	34'	6	85	S	L,V			125	L	N110-120?N
	35	6	85-90	S	L,V	-2.5	4.1	198.7	L	N110-120?N
	36	4	85-90	S	L,V	-2.3	3.8		L	N110-120?N
	36'	4	85-90	S	L,V	-2.3	3.8	206.8	L	N110-120?N
	37	1	90?	S	L,V	-3.2	5.2	203	L	N110-120?N
	38	2	85	S	L,V	-2.2	3.6	210.2	L	N110-120?N
	38'	2	90	S	L,V	-2.2	3.6	212.3	L	N110-120?N
	39	3	90	S	L,V	-2.2	3.6	233	L	N110-120?N
	39'	3	85	S	L,V	-2.1	3.4	221.7	L	N110-120?N
	40	10	85	S	L,V	-2.1	3.4	194	L	N110-120?N
	41	3	85	S	L,V	-2.5	4.1	213.7	L	N110?N
	42	5	80	S	L,V	-2.2	3.6	245.1	L	N110-120?N
	43	4	80	S	L,V	-2.2	3.6	259	L	N110-120?N
	43'	4	80	S	L,V	-2.2	3.6	255.3	L	N110-120?N
	42a	4	80	S	L,V	-2.2	3.6	251	L	N110-120?N
	43a	4	85	S	L,V	-2.7	4.4	213	L	N110?N
	44	5	80	S	L,V	-3	4.9	195	L	N110-120?N
7	44a	3	85	PS,S?	L,V	-1.7	2.8	162.8	L	N100?N
	45	4	95	P,PS?	L,V	0.9		120.2	L	metastable
	46	2	90	P,PS?	L,V	1		119.8	L	metastable
	47	2	95	PS,S?	L,V	1.1		107.5	L	N100?N metast.
	48	1.5	98	PS,S?	L,V	1.1		129.1	L	N100?N metast.
	49	3	95	PS,S?	L,V	0.8		133.3	L	N100?N metast.
	50	3	98	PS,S?	L,V	0.8		110.1	L	N100?N metast.

	51	4	98	PS,S?	L,V	0.8		103.2	L	N10090 metast.
	52	1	98	PS	L,V	-1.6	2.6	164	L	N110?N
	53	5	95	P,PS?	L,V	-0.7	1.2	106.1	L	
	54	1.5	98	PS	L,V	-1.8	3	203	L	
	55	6	95	PS	L,V	1.7		109.1	L	metastable
	56	5	95	PS	L,V			113	L	metastable
8	57	8	65-70	PS	L,V	-1.9	3.1	256.4	L	N120-130?S
	58	5	65-70	PS	L,V	-1.6	2.6	204.3	L	N120-130?S
	59	6	80	S	L,V	-1.3	2.1	204.9	L	N110-120?S
	60	5	70	PS	L,V	-2.1	3.4	251.7	L	N120-130?S
	61	3	65-70	PS	L,V	-2	3.3	239.3	L	N120-130?S
	61'	3	65-70	PS	L,V	-2	3.3	245.2	L	N120-130?S
	62	2	70	PS	L,V	-1.7	2.8	239.3	L	N120-130?S
	63	2	70	PS	L,V	-1.7	2.8	205	L	N120-130?S
	64	4	75	S	L,V	-1.6	2.6	212.6	L	N110-120?S
	65	12	80	S	L,V	-1.7	2.8		L	N110-120?S
	66	2	70-75	PS	L,V	-1.3	2.1	228.1	L	N150-160?W
	67	2	70-75	PS	L,V	-1.4	2.3	222.5	L	N150-160?W
	68	1	70-75	PS	L,V	-1.3	2.1	250.8	L	N150-160?W
	68'	1	70-75	PS	L,V	-1.3	2.1	250.8	L	N150-160?W
	69	1	70-75	PS	L,V	-1.2	2	253.9	L	N150-160?W
	70	3	75	PS	L,V	-1.2	2	219.6	L	N150-160?W
	71	3	75	PS	L,V	-1.2	2	240	L	N150-160?W
	72	2	70	PS	L,V	-1.1	1.8	251.5	L	N150-160?W
	72'	2	70	PS	L,V	-1.1	1.8	233	L	N150-160?W
	73	2.5	70	PS	L,V	-1.5	2.5	199	L	N150-160?W
	73'	2.5	70	PS	L,V	-1.5	2.5		L	N150-160?W
	74	8	80	PS	L,V	-1.7	2.8	162.6	L	N130?N
	75	6	75-80	PS	L,V	1		138.4	L	N130?N metast.
5	76	4	80-85	PS,S?	L,V	-1.6	2.6	216.9	L	FIP...
	77	6	75	PS,S?	L,V	-1.9	3.1	225.4	L	FIP...
	78	2	80-85	PS,S?	L,V	-1.7	2.8	216.9	L	FIP...
	79	6	75	PS,S?	L,V	-1.8	3	231.6	L	FIP...
	80	8	75	S	L,V	-1.8	3	210.3	L	N110?S
	81	4	75-80	S	L,V	-1.7	2.8		L	N110?S
	82	5	75	S	L,V	-1.6	2.6	213.9	L	N110?S
	83	15	65-70	S	L,V	-2.2	3.6	222.9	L	N110?S
	84	3	75	S	L,V	-1.4	2.3	216.2	L	N110?S
	85	2	80	S	L,V	-1.6	2.6	216.3	L	N110?S
	86	8	65-70	S	L,V	-1.6	2.6	221.6	L	N110?S (joint)
	87	10	60-65	S	L,V	-1.4	2.3	215	L	N110?S (joint)
	88	6	65-70	S	L,V	-1.4	2.3	201.6	L	N110?S FI trail
	88'	2	65-70	S	L,V	-1.4	2.3	205.9	L	N110?S FI trail
	88''	3	65-70	S	L,V	-1.4	2.3	168.1	L	N110?S FI trail
	89	3	80	PS	L,V	-1.5	2.5	187.4	L	N110?S FI trail
	90	4	75	S	L,V	-1.6	2.3		L	N110?S (joint)
	91	4	75	PS,S?	L,V	-1.7	2.8	224	L	N130?S
	92	1	75-80	PS,S?	L,V	-1.8	3	183.9	L	N130?S
	93	3	75-80	PS-S?	L,V	-1.7	2.8	217.5	L	N130?S
	94	1.5	75-80	PS,S?	L,V			218.4	L	N130?S
	96	8	95	S, PS?	L,V	-0.2	0.3	122.2	L	N130?S (joint)

Echantillon "Ti.137b"

Pyrite à ombre de pression à quartz + calcite ± chalcopyrite ± arsénopyrite dans les mylonites du détachement de Planitis.



Site	N°	Taille (µm)	Remplissage (%)	Type	Phases	T°$_f$ glace (°C)	Salinité (pds% eq. NaCl)	T°$_h$ totale (°C)	Hom. style	Observation
1	1	5	98	P	L,V	0.9		110.6	L	metastable
	2	10	98	P	L,V	0.1		118.4	L	metastable
	3	4	99	P	L,V	0.1		108.8	L	metastable
	4	3	99	P	L,V	0.4		104	L	metastable
	7	3	95	P	L,V	0.2		115.3	L	metastable
	12	2	95	S	L,V			157.6	L	metastable
	13	4	98	S	L,V			122.3	L	metastable
	14	3	98	S	L,V			111	L	metastable
	14'	4	98	S	L,V			111	L	metastable
	15	1	95	P	L,V	0.5		168.8	L	metastable
	16	2	98	P	L,V	-2.1	3.438	163.8	L	metastable
	18	3	95	P	L,V	-2.2	3.598	165.8	L	metastable
3	68	3	90	S	L,V	-4.1	6.522	240.9	L	N130?NE
	69	2	90	S	L,V	-3.6	5.775	222.7	L	N130?NE
	70	1	90	S	L,V	-3.5	5.624	227.5	L	N130?NE
	71	1	90	S	L,V	-3.5	5.624	227.5	L	N130?NE
	72	1	90	S	L,V	-3.5	5.624	227.5	L	N130?NE
	73	1	90	S	L,V	-3.5	5.624	227.5	L	N130?NE
	74	1	90	S	L,V	-3.5	5.624	227.5	L	N130?NE
4	75	6	85	P?	L,V	-3.1	5.012	218.5	L	N30?E
	76	4	85	P?	L,V	-3.5	5.624	218.5	L	N30?E
	77	6	90	S	L,V	-2.1	3.438	191.3	L	N30?E
	78	5	90	S	L,V	-2.1	3.438	224.8	L	N30?E
	79	4	93	S	L,V	-3.1	5.012	191.3	L	N30?E
	80	8	90	S	L,V	-3.1	5.012	213	L	N30?E
	81	3	90	S	L,V	-2.5	4.074	240.1	L	N30?E
	82	4	90	S	L,V	-3.4	5.472	223.1	L	N30?E
	83	3	90	S	L,V			206.7	L	

5	34	1	95	P?	L,V	-1.6	2.632	236.5	L	
	35	1	95	P?	L,V	-1.5	2.469	236.5	L	
	36	1	95	P?	L,V	-2.6	4.232	217.8	L	
	37	1	95	P?	L,V			231.2	L	
	39	1	95	S	L,V	-1.6	2.632	161.6	L	
	40	3	95	S	L,V	-1.8	2.956	161.6	L	
	41	2	95	S	L,V	-1.6	2.632	205.8	L	
	42	3	95	PS?	L,V	0.4		146.7	L	metastable
	43	3	95	S	L,V	-1.4	2.306	156	L	
	44	2	95	S	L,V	-1.5	2.469	174.6	L	
6	45	6	85	S	L,V	-1.4	2.306	215.3	L	N110?N
	46	4	85	S	L,V	-1.3	2.143	233	L	N110?N
	47	3	90	S	L,V	-1.4	2.306	159.4	L	N110?N
	48	10	90	S	L,V			184.8	L	N110?N
	49	4	90	S	L,V	-2.4	3.916	160.1	L	N20 90
	50	12	85	S	L,V	-2.6	4.232	225.4	L	N20 90
	51	8	85	S	L,V	-1.3	2.143	207.9	L	N20 90
	52	8	95	S	L,V	-1.7	2.794	157.6	L	
	53	4	95	S	L,V	-1.4	2.306	180.4	L	
	54	5	95	S	L,V	-1.4	2.306	184.6	L	
7	16	15	85	S	L,V	-2.6	4.232	236.4	L	N110?N
	17	4	85	S	L,V	-2.7	4.389	245.9	L	N110?N
	18	3	85	S	L,V	-2.1	3.438	236.4	L	N110?N
	19	8	85	S	L,V	-2.6	4.232	251.4	L	N110?N
	20	2	85	S	L,V	-3.6	5.775		L	N110?N
	21	6	85	S	L,V	-3.1	5.012	219	L	N110?N
	22	1	98	S	L,V	-4.6	7.25		L	N110?N
	23	4	95	S	L,V	-3	4.857	215.1	L	N110?S
	23'	1	95	S	L,V	-3	4.857	215.1	L	N110?S
	23''	1	95	S	L,V	-3	4.857	215.1	L	N110?S
	24	4	95	S	L,V	-1.4	2.306	184	L	N110?S
	24'	4	95	S	L,V	-1.4	2.306	196.4	L	
	25	3	95	S	L,V			222.7	L	
	25'	3	95	S	L,V			222.7	L	
	26	2	95	S	L,V			184	L	
8	85	6	95	S	L,V	-3.4	5.472		L	N170 90
	86	10	90	S	L,V	-3	4.857	211	L	N170 90
	88	4	95	S	L,V	-2.7	4.389	211	L	N170 90
	89	8	95	S	L,V	-2.6	4.232	211	L	N170 90
	90	10	95	S	L,V	-2.5	4.074	182.5	L	N170 90
	91	3	95	S	L,V	-2.9	4.702	214.8	L	N170 90
	92	11	95	S	L,V	-2.7	4.389	182.1	L	N170 90
	93	6	95	S	L,V	-2.7	4.389	167.9	L	N170 90
	94	8	95	S	L,V	-2.6	4.232	223.9	L	N170 90
	95	8	90	S	L,V	-2.6	4.232	229.7	L	N170 90
	96	6	90	S	L,V	-2.7	4.389	257.6	L	N170 90
	97	5	90	S	L,V	-2.7	4.389	210.9	L	N170 90
	98	6	90	S	L,V	-2.7	4.389	198	L	N170 90
	99	3	95	S	L,V	-2.5	4.074	226.9	L	N170 90
	100	3	95	S	L,V	-2.5	4.074	230.8	L	N170 90
9	51	3	90	S	L,V	-3.2	5.166	193.1	L	N0 90
	52	3	90	S	L,V	-3.2	5.166	272	L	N0 90

11	53	4	85-90	PS?	L,V	-2.1	3.438	180.7	L	
12	54	5	75	PS,S?	L,V	-2.2	3.598	186.8	L	
	54'	2	75	S	L,V	-2.2	3.598	197.7	L	
	55	2	90	S	L,V	1.6		121.5	L	metastable
	55'	12	90	S	L,V	1.9		112.7	L	metastable
	56	3	75-80	S	L,V	-1.9	3.117	210.4	L	
	56'	1	75-80	S	L,V	-1.6	2.632	216.1	L	
	56''	1	75-80	S	L,V	-1.7	2.794	193.6	L	
	57	1	80	S	L,V	-1.4	2.306	216.1	L	
	58	2	80	PS?	L,V	-1.8	2.956	206.5	L	
	58'	8	80	PS?	L,V	1.4		132.1	L	metastable
	59	3	75-80	PS	L,V	-2.1	3.438		L	
	60	2	70-75	PS	L,V	-0.7	1.158	211.3	L	
	61	4	75-80	P,PS?	L,V	1		127.8	L	metastable
	62	4	80	S	L,V	1.5		113.9	L	metastable
	63	4	95	S?	L,V	0.9		125.8	L	metastable
13	64	2	85-90	S	L,V	-1.3	2.143	159	L	N160?W
	65	5	85	S	L,V	-2.8	4.546	179.6	L	N160?W
	66	3	75-80	S	L,V	-2.9	4.702	235.9	L	N160?W
	67	4	80	S	L,V	-1.6	2.632	196.1	L	N160?W
	68	2	85-90	S	L,V	-2	3.278	186.1	L	N160?W
	69	5	90	S	L,V	-2.8	4.546	222.2	L	N160?W
	70	3	75-80	S	L,V				L	N160?W
	71	2	75	S	L,V	-1.5	2.469	188.1	L	N120?S
	72	1	75	S	L,V	-2	3.278	201.2	L	N120?S
	72'	2	75	S	L,V	-2	3.278	217.1	L	N120?S
	73	2	75	S	L,V	-2.1	3.438	190.7	L	N120?S
	74	2	75	S	L,V				L	N120?S
	75	2	85	S	L,V	-1.5	2.469	179.8	L	N70?E
	76	3	85	S	L,V	-1.6	2.632	169.5	L	N70?E
14	78	10	80	PS?	L,V	-1.4	2.306	173	L	
	79	6	80-85	PS?	L,V			159.3	L	métastable
	80	6	90	PS,S?	L,V	-3.2	5.166	161.1	L	
	81	4	90	PS	L,V	-2.6	4.232	152.1	L	
	82	5	90	PS	L,V	-2.7	4.389	157.5	L	
	83	3	90	PS	L,V	-2.7	4.389	180.2	L	
	84	3	90	PS	L,V	-2.6	4.232	171.3	L	
	85	3	90	PS	L,V	-2.7	4.389	198.9	L	
	86	4	90	PS	L,V	-2.8	4.546	193.5	L	
	87	6	90	PS	L,V	-2	3.278	162.8	L	
	88	5	90	PS	L,V	-1.8	2.956	193.1	L	
	89	4	90	PS	L,V	-1.8	2.956	191.8	L	

Echantillon "Sample IV"

Boudin d'épidote + zoïsite à remplissage de quartz ± calcite dans les métabasites schiste bleu du col de Marlas, sous les marbres m2.

Site et N°	Taille (µm)	Type	Phases	Vol% solid	Vol% liquid	T°e (°C)	T°f glace (°C)	T°f clhlat. (°C)	T°h solid 1 (°C)	T°h solid 2 (°C)	T°h solid 3 (°C)	T°h vapeur (°C)	Hom style
12.1	25	S	L,V,S?		0.95	-21.9	-1.3						
12.2	25	S	L,V		0.9	-21.9	-1.2					292	L
12.3	5	S	L,V,S?	2	0.95		0.1						
12.3'	5	S	L,V,S?	2	0.95		0.1						
12.4	6	S	L,V		0.95		-1.8						
12.5	5	S	L,V		0.85							315.7	L
12.6	30	S	L,V,S?		0.9		0.1						
12.7	20	S	L,V		0.8	-21.6	0						
12.8	40	S	L,V		0.85	-26.6	-0.9						
11.1	4	P, PS?	L,V,2S	3	0.92	-55		10.6	196		297	329.3	L
11.2	3	P, PS?	L,V,2S	4	0.92						296	269.1	L
11.3	4	P, PS?	L,V,2S	4	0.92	-55		10.6	194		297	353	L
11.4	5	P, PS?	L,V,2S	5	0.9			10.5	199.9		308	283.8	L
11.5	6	PS	L,V,2S	5	0.9	-51		10.5			403		
11.6	4	PS	L,V,2S	6	0.9	-51	-35.1			285	342		
11.7	5	PS	L,V,S	16	0.8		-38				358	316.4	L
11.8	4	P	L,V,S	2	0.93		-22.1	22.1 !					
11.9	3	P	L,V,S	8	0.87		-5				331.5	404.1	L
11.10	5	PS	L,V,3S	13	0.8		-36	11.2			275	278	L
11.11	3	PS	L,V,2S	1	0.85			10.2	325		340	362.6	L
I.1	6	P, PS?	L,V,2S	0.5	0.9	-53.5		16.7	164.6		223	291.8	L
I.2	2	P, PS?	L,V,S		0.95							169	L
II.1	8	P	L,V		0.9	-56.3	-22.9						
II.2	3	P	L,V		0.9	-48	-22.9						
II.3	3	P	L,V,S		0.9	-53.5	-22.8						
II.4	4	P	L,V		0.9	-53.5	-22.6						
II.5	5	P	L,V		0.9	-54	-22.9						
II.6	4	P	L,V		0.9	-53.3	-22.5						
II.6'	3	P	L,V		0.9	-53.3	-22.5						
II.6''	2	P	L,V		0.9	-53.3	-22.5						
II.7	6	P	L,V		0.9	-55	-22.4						
II.7'	3	P	L,V		0.9	-55	-22.4						
II.8	10	S, P?	L,V,6S	10	0.8	-60	-22.7	10.9					
II.9	8	S, P?	L,V,2S	10	0.8	-59	-23.7	14.2 !					
II.10	4	S, P?	L,V,S	1	0.95	-54.8	-23.8						
II.11	8	S, P?	L,V,2S	10	0.8	-54.1	-23.4	11.4					
II.12	20	S, P?	L,V,8S	10	0.8	-56	-19.6	10.8					
II.13	5	S, P?	L,V,2S	10	0.8	-55	-24						
II.14	20	S, P?	L,V,3S	10	0.8	-56.2	-23.1	10.9				274	L
II.15	10	S, P?	L,V,S	10	0.8	-55.3	-23.2	5.6			170.9	253	L
II.16	15	S, P?	L,V,2S	10	0.8						169	267.9	L
II.17	10	S, P?	L,V,3S	10	0.85	-47.9	-23.4	12.2 !	149		241.2	227	L

II.18	12	S, P?	L,V,S	10	0.85						209.6	235.6	L